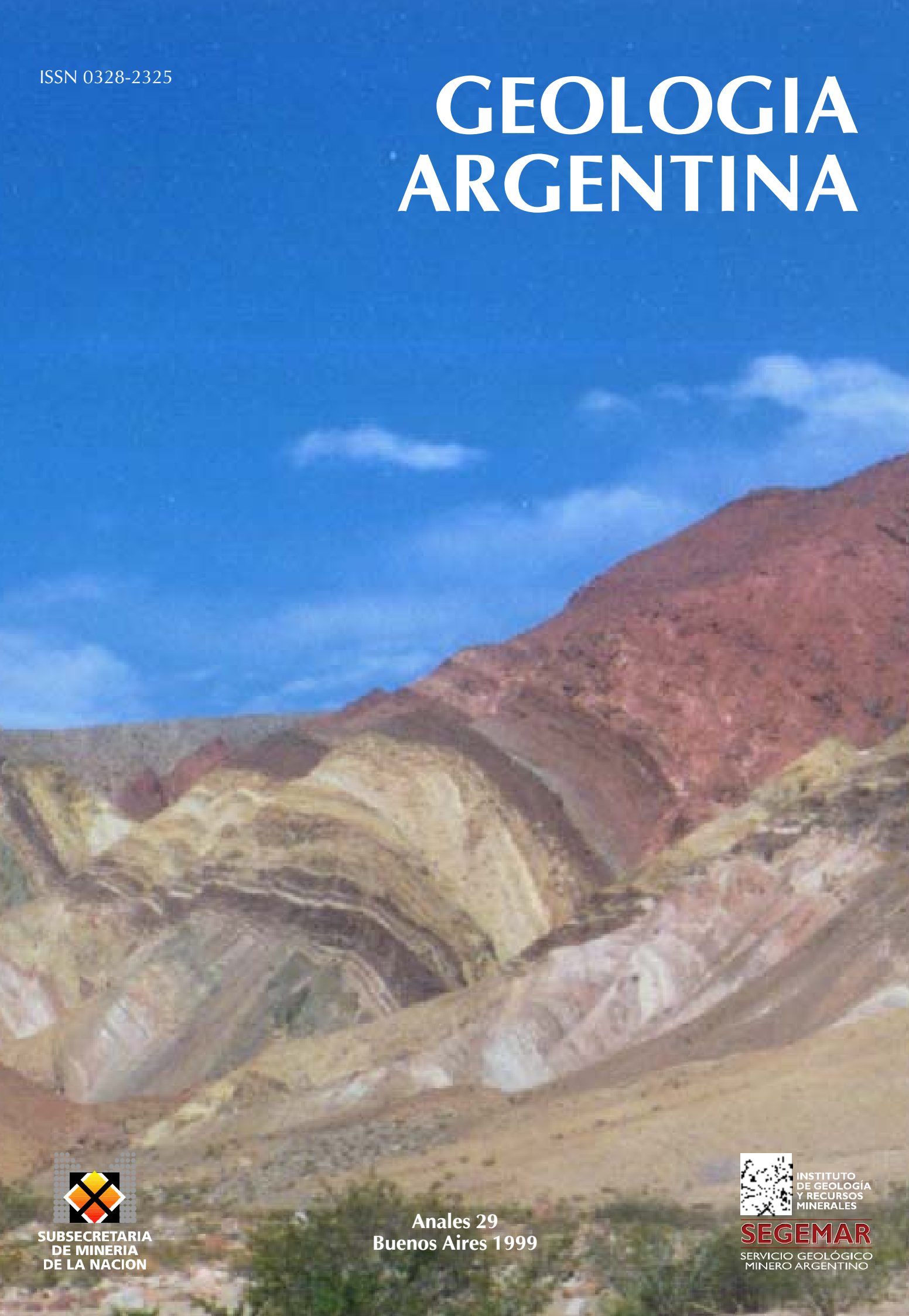
ISSN 0328-2325

GEOLOGIA ARGENTINA



SUBSECRETARIA DE MINERIA DE LA NACION

Anales 29
Buenos Aires 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
SEGEMAR
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

SUBSECRETARIA DE MINERIA DE LA NACION

Subsecretaría de Minería de la Nación
Servicio Geológico Minero Argentino
Instituto de Geología y Recursos Minerales

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y RECURSOS MINERALES
SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO

Anales Nº 29

GEOLOGÍA ARGENTINA

Editor
ROBERTO CAMINOS

Coordinación
JOSÉ L. PANZA
MARIELA P. ETCHEVERRÍA
NORMA E. PEZZUTTI

Coordinador Editorial
DANIEL C. RASTELLI

Buenos Aires - 1999

Tapa: Vista hacia el sur desde la Puerta de las Angosturas, ruta provincial 45 (km 169) entre Fiambalá y Chaschuil, provincia de Catamarca. Sedimentitas de la Formación de la Cuesta (Pérmico). Fotografía: Leonardo Escosteguy, 1998.

AUTORIDADES

Secretario de Comercio, Industria y Minería
Dr. ALIETO GUADAGNI

Subsecretario de Minería
Lic. DANIEL MEILÁN

Presidente del Servicio Geológico Minero Argentino
Ing. HUGO NIELSON

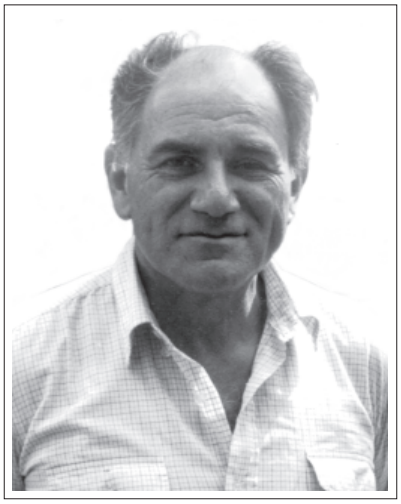
Director del Instituto de Geología y Recursos Minerales
Lic. ROBERTO F. N. PAGE

Servicio Geológico Minero Argentino
Instituto de Geología y Recursos Minerales

Avenida Julio A. Roca 651-10º piso
1322 Buenos Aires
República Argentina

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

DR. ROBERTO CAMINOS



No es sencillo rescatar la personalidad de alguien a quien le gustaba tener un perfil bajo y su deseo era, en lo posible, pasar inadvertido. Pero después de casi 3 años de su lamentable desaparición nos permitimos contradecir su forma de ser porque creemos que es un deber recordar sus virtudes y la influencia que Roberto Caminos tuvo en el progreso del conocimiento geológico de nuestro país.

La publicación de este libro de Geología Argentina, del cual fue desde el comienzo su editor, es una excelente oportunidad para recordarlo. En particular, porque la esencia de este compendio de geología es un fiel reflejo de su forma de pensar.

Conocí a Roberto en 1955 cuando asistíamos al primer año de la carrera de Ciencias Geológicas en el viejo edificio de Perú y Alsina, donde tenía su sede el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Nuestro contacto formal recién fue en el segundo cuatrimestre, durante una clase de análisis matemático. Recuerdo que estábamos con Caminos en la última grada del aula haciendo un supremo esfuerzo para entender las explicaciones del Ing. Scotto. Nos encontrábamos absortos frente a un pizarrón cubierto con derivadas e integrales y ya hacía rato que habíamos perdido el hilo de la clase. En un momento dado nos miramos con Roberto y casi al unísono comentamos: tenemos que hacer un viaje de campo este verano. Y fue así que estuvimos todo enero en el ángulo nordeste de Misiones, que en esa época todavía conservaba gran parte de sus bellezas naturales. A partir de esta época realizamos muchos viajes juntos hasta que las tareas profesionales nos llevaron por caminos diferentes.

Durante su formación universitaria y de posgrado tuvo excelentes maestros, entre quienes podemos mencionar a los siguientes geólogos del Servicio Geológico Nacional: Jorge Polanski, su director de tesis, Juan Carlos M. Turner, Raúl N. Dessanti, Bernabé Quartino. También fueron sus profesores Tomás Suero, Félix González Bonorino, Edelmira Mórtola, Franco Pastore, Jorge Villar Fabre, Walter Stoll, Hildebranda Castellaro, entre otros.

Caminos adquirió su vasta y amplia experiencia profesional en el Servicio Geológico Nacional, una institución que representaba una de las escuelas de geología más destacadas del país. En esta institución realizó toda su carrera y así pudo conocer en forma detallada gran parte de la geología de nuestro país. Esta relación de trabajo era una perfecta combinación: los geólogos que habían concluido los estudios hacían su carrera en el Servicio Geológico, en YPF o en la Comisión Nacional de Energía Atómica, lo cual les permitía completar su formación profesional en diversas disciplinas y, sobre todo, podían adquirir la experiencia en el campo de la geología regional, que no se les brindaba en la universidad. Todos los maestros de Caminos, como los de muchos otros brillantes colegas, habían recorrido este mismo itinerario y así podían volcar su experiencia profesional en la docencia universitaria. Caminos fue un calificado exponente de este esquema, pudiendo de este modo transmitir sus conocimientos en las Universidades de Buenos Aires y de La Plata. Creemos oportuno destacar las virtudes de este sistema porque a pesar que los modelos geológicos han cambiado drásticamente y los métodos de investigación han progresado en forma inusitada, las bases para establecer las relaciones geológicas aún siguen siendo las mismas, aunque mejor sustentadas por la mayor información proporcionada por los modernos laboratorios.

Roberto Caminos trabajó en casi todos los ambientes geológicos del país, pero las regiones que mejor conoció fueron las Sierras Pampeanas, la Cordillera Frontal y el Macizo Nordpatagónico. Por esta razón una síntesis completa de sus aportes sería muy extensa, de manera que sólo resaltaremos sus logros más significativos, aun ante la posibilidad de caer en una omisión injusta.

La subdivisión en Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales creada por Caminos surgió debido a su detallado conocimiento de la geología de esta región. Muchos meses de paciente trabajo y prolijos mapeos, le permitieron adquirir un cúmulo de información precisa sobre los distintos tipos de rocas y sus interrelaciones. Sin esta experiencia no hubiera logrado hacer esta subdivisión.

En el Cordón del Plata, Cordillera Frontal, es donde realizó su tesis doctoral. Allí estableció en forma definitiva las bases de la estratigrafía del Paleozoico superior, ya esbozadas con anterioridad por Groeber y por Polanski. Definió un ciclo de actividad magmática previo al desarrollo de la cuenca sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior y otro ciclo magmático posterior a la misma. Estas unidades magmáticas y sedimentarias las reconoció en diversas localidades de la Cordillera Frontal, llegando hasta La Rioja.

Describió con precisión la fase orogénica San Rafael, tanto en la Cordillera Frontal como en el Bloque de San Rafael, y la ubicó entre la finalización de la sedimentación del Carbonífero superior a Pérmico inferior y el comienzo de la actividad magmática del Grupo Choiyoi.

En el Macizo Nordpatagónico resolvió la estratigrafía entre el Paleozoico superior y el Jurásico, identificando y describiendo los distintos ciclos ígneos. En el basamento

describió las unidades de bajo y mediano grado metamórfico.

Caminos era un incansable observador, y toda la información que recogía la sintetizaba en un mapa, sobre el cual basaba las interpretaciones y elaboraba los modelos. Muchas veces comentaba que la información proporcionada por un mapa es fácilmente comprobable, y aquí radica su inestimable valor, ya que es útil a todas las especialidades y a veces basta con sólo observarlo para comprender rápidamente las relaciones geológicas más importantes. Durante su larga permanencia en el Servicio Geológico, que se extendió en forma ininterrumpida desde 1957 hasta su desaparición, efectuó el relevamiento de 10 hojas geológicas, con un promedio de alrededor de 3.600 km^2 cada una y entre muchos otros trabajos confeccionó el mapa geológico de la República Argentina a escala 1: 5.000.000.

A pesar de los avances tecnológicos que facilitan las tareas de campo, en la actualidad se observa que hay escasa predisposición para incluir en los trabajos mapas geológicos detallados, debido al tiempo y costo que estas tareas insumen. Caminos, en cambio, estaba acostumbrado como muchos geólogos de su época a invertir varios meses en el mapeo de las unidades geológicas, porque consideraba que hasta el presente no hay una metodología que lo reemplace. Estaba convencido que para resolver muchos temas de geología aún pendientes es necesario ir a buscar la información en los mismos afloramientos, pero además complementaba los datos de campo con las nuevas técnicas de laboratorio que han surgido durante los últimos años.

Era un insaciable curioso, siempre ávido por aprender. Su entusiasmo y motivación radicaban en un acertado razonamiento que le permitía descubrir nuevos conocimientos. Empedernido lector, sin distinción de géneros, prefería ahondar en la historia de la humanidad. Los clásicos griegos eran sus favoritos: había releído varias veces los nueve libros de la historia de Herodoto, la Anabasis de Jenofonte y le fascinaban los diálogos de Platón por su intrincada discusión entre un silogismo y un sofisma. Era multi-vocacional y no dudamos que en cualquier otra disciplina se hubiera destacado tanto como en geología. Pero fueron su amor hacia la naturaleza y su curiosidad por descifrar la complicada historia de las montañas, los argumentos que más influyeron para que eligiera la geología como una de las disciplinas favoritas para desarrollar su carrera profesional.

Poseía el extraordinario don de transmitir ideas y de discutir sin ninguna mezquindad su propia información inédita. Gracias a esta cualidad muchos colegas enriquecieron su acervo geológico y, de esta manera influyó en la formación de varios geólogos jóvenes. Amplitud mental, ecuanimidad, serenidad, eran algunas de sus virtudes más descollantes. Estas condiciones estaban sustentadas en su formidable cultura universal, y podríamos aseverar sin equivocarnos que Caminos era uno de los últimos exponentes del enciclopedismo.

Cabe preguntarse: ¿cuál era el origen de su amplitud mental y de su generosidad?. En un mundo tan competitivo como el actual, donde los espacios obtenidos se cuidan celosamente, Caminos se daba por entero a sus colegas, con una generosidad pocas veces vista. Creo que esto fue posible porque era muy seguro de sí mismo, hecho que atribuyo a su amplia cultura, que le proporcionaba un sustento intelectual formidable. Su vida interior era muy rica, excediendo con creces el campo de su profesión. Tenía una amplia capacidad de evocación y de generar nuevas ideas e interpretaciones. Recuerdo que en ocasión de un viaje, al pasar por Choele Choel efectuamos un desvío para acceder al mismo lugar en el cual había estado Roca durante su campaña al desierto, y desde donde había contemplado por primera vez el valle del río Negro, después de haber cruzado el desierto que lo separa del río Colorado. Caminos estuvo un largo rato en silencio, ensimismado, contemplando el paisaje sin decir una palabra. Luego me comentó: "Roca se hubiera imaginado el ferrocarril, la arboleda, los cultivos, el desierto que se extiende hacia el sur, pero nunca se hubiera imaginado las rutas asfaltadas, ni tampoco los vehículos que circulan por ella". Fue un ejercicio intelectual – muy frecuente en él – a través del cual trató de apoderarse de los sentimientos de Roca.

Caminos había encarado la edición de este libro que sintetiza la geología regional de Argentina con mucho entusiasmo. Es que la geología de nuestro país lo apasionaba en grado sumo, y siendo parco como era, cuando conversaba sobre estos temas se transformaba en una persona locuaz. Siempre recordaremos la precisión de sus frases y lo estricto de sus razonamientos.

Con este recuerdo del Dr. Roberto Caminos queremos resaltar algunas de sus virtudes más destacables que han influido en su proficua carrera. Para quienes no hayan conocido a este gran geólogo argentino, sirvan estas palabras para resumir su personalidad y la influencia que ésta ha tenido, tanto en el logro de su brillante actividad profesional, como en toda una generación de geólogos del Servicio Geológico Nacional.

Eduardo Jorge Llambías

PRÓLOGO

La presente obra planificada y diseñada por el Dr. Roberto Caminos reúne contribuciones de un gran número de especialistas en diferentes aspectos de la Geología Argentina. La edición de los distintos capítulos estuvo a su cargo, hasta que su temprano fallecimiento truncó la extraordinaria labor realizada. Un grupo de colegas del Instituto de Geología y Recursos Minerales trabajó desinteresadamente para llevar a buen término la edición final de los manuscritos que permitieron culminar con este nuevo tratado de Geología Argentina.

Desde la pionera síntesis de Juan Valentín de 1897 donde presentó un primer Bosquejo Geológico de la Argentina, y la completa obra de Anselmo Windhausen de 1931 sobre Geología Argentina, se han hecho numerosos intentos de actualizar el conocimiento geológico de nuestro territorio nacional. Entre ellos merecen destacarse las Nociones de Geología Argentina de Pablo Groeber de 1938, junto con las síntesis de Cristian S. Petersen y Armando F. Leanza de 1953 sobre los Rasgos de Geología Argentina, complementadas años más tarde por la Geología Regional de Leanza de 1958.

Estos esfuerzos individuales fueron superados por los dos Simposios de Geología Regional Argentina organizados por la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba bajo la dirección y coordinación de Armando F. Leanza en 1969 y de Juan C.M. Turner en 1976. Estas primeras obras colegiadas reunieron el esfuerzo de un grupo selecto de especialistas en las diferentes regiones del país, donde le cupo al Dr. Roberto Caminos una destacada participación.

Pasados casi 20 años de la presentación del último simposio, y ante el extraordinario progreso en el conocimiento de nuestra geología regional, el Dr. Caminos asumió la responsabilidad de actualizar estos avances con un enfoque más maduro e integrado. Es por ello que propuso describir la evolución geológica de nuestro territorio en secuencias estratigráficas en forma temporal para facilitar la reconstrucción y comprensión de nuestro pasado geológico.

La obra, tal cual se presenta, reúne la labor de un numeroso grupo de especialistas de distintas partes del país que han contribuido al éxito de esta presentación. Las autoridades del Instituto desean expresar su reconocimiento a los distintos autores y en especial a los geólogos José L. Panza, Mariela P. Etcheverría y Norma E. Pezzutti por su cuidadosa edición final, que sin duda han sabido interpretar con rigurosidad el espíritu imbuido por el Dr. Caminos.

Tenemos la certeza que la comunidad geológica local, así como los distintos colegas del exterior, sabrán valorar el contenido de esta obra. Confiamos que la **Geología Argentina de Caminos** se va a convertir en un material obligado de consulta y en un clásico entre las grandes obras de su tipo junto a la de los ilustres maestros de nuestra geología que lo precedieron.

Buenos Aires, Noviembre de 1999

Lic. Roberto Page

Director del Instituto de Geología
y Recursos Minerales

CONTENIDO

1. DATOS PARA UNA HISTORIA DE LA GEOLOGÍA ARGENTINA 1
Edgardo O. Rolleri, Marcelo F. Caballé y Mario O. Tessone

2. SITUACIÓN DE LA ARGENTINA EN EL MARCO GEOLÓGICO DE AMÉRICA DEL SUR 35
Marcelo R. Yrigoyen

3. LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL TERRITORIO ARGENTINO 41
Victor A. Ramos

4. CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA
1. Basamento granítico - metamórfico de Tandilia y Martín García 97
Luis Dalla Salda

2. La cobertura sedimentaria de Tandilia 101
Adrián Mario Iñiguez Rodríguez

5. EL BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LA PATAGONIA, ISLAS MALVINAS Y ANTÁRTIDA
1. El basamento pre-gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico 107
Luis Dalla Salda, Ricardo Varela y Carlos Cingolani

2. El basamento pre-silúrico del centro-este del Macizo Nordpatagónico 113
Carlos J. Chernicoff y Roberto Caminos

3. El basamento pre-silúrico del extremo este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado 118
Raúl E. Giacosa

4. El basamento ígneo-metamórfico de las Islas Malvinas y Antártida 124
Claudio A. Párica

6. EL BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, FAMATINA, CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA
1. Introducción 133
Roberto C. Miró

2. Sierras Pampeanas (Córdoba, Santiago del Estero)
A) Precámbrico-Paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba 136
Aldo A. Bonalumi, Mónica Escayola, Pablo E. Kraemer, Edgardo G. Baldo y Roberto D. Martino

B) Paleozoico inferior de las sierras del norte de Córdoba y Santiago del Estero 141
Néstor H. Lucero Michaut y Carlos Daziano

3. Sistema famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna 145
Carlos W. Rapela, Beatriz Coira, Alejandro J. Toselli y Eduardo J. Llambías

4. Proterozoico y Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas Occidentales 159
Luis Dalla Salda, Alejandro Toselli, Roberto Caminos y Carlos Gardini

7. CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DEL NOROESTE ARGENTINO 169
Florencio G. Aceñolaza, Luis A. Buatois, M. Gabriela Mángano, Susana B. Esteban, M. Franco Tortello y Guillermo Aceñolaza

8. CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DE LA PRECORDILLERA Y BLOQUE DE SAN RAFAEL 189
Osvaldo Bordonaro

9. EL SILÚRICO-DEVÓNICO DEL NOROESTE ARGENTINO 205
Florencio G. Aceñolaza, Guillermo Aceñolaza y Gabriela García

10. SILÚRICO Y DEVÓNICO DE LA PRECORDILLERA DE CUYO Y BLOQUE DE SAN RAFAEL 215
Bruno A. Baldis y Silvio H. Peralta

11. CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE LAS SIERRAS SUBANDINAS, CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA 239
Carlos L. Azcuy y Mercedes di Pasquo

12. CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, FAMATINA, PRECORDILLERA, CORDILLERA FRONTAL Y BLOQUE DE SAN RAFAEL 261
Carlos L. Azcuy, Hugo A. Carrizo, y Roberto Caminos

13. EL PALEOZOICO DE VENTANIA, PATAGONIA E ISLAS MALVINAS 319
Carlos O. Limarino, Armando Massabie, Eduardo Rossello, Oscar López Gamundí, Roberto Page y Guillermo Jalfin

14. LAS ROCAS ÍGNEAS GONDWÁNICAS

1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico 349
Eduardo J. Llambías

2. El plutonismo triásico-jurásico de la Patagonia 364
Carlos W. Rapela

3. El magmatismo gondwánico y los ciclos fanerozoicos 373
Carlos W. Rapela y Eduardo J. Llambías

15. LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES TRIÁSICOS 377
Daniel A. Kokogian, Luis Spalletti, Eduardo Morel, Analía Artabe, Ricardo N. Martínez, Oscar A. Alcober, Juan P. Milana, Ana María Zavattieri y Oscar H. Papú

16. EL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL Y LA CUENCA NEUQUINA

1. Facies sedimentarias 399
Leonardo Legarreta y Miguel A. Uliana

2. Facies volcánicas 417
Victor A. Ramos

3. Bioestratigrafía 419
Alberto C. Riccardi, Susana E. Damborenea, Miguel O. Manceñido y Sara C. Ballent

17. EL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA PATAGONIA Y ANTÁRTIDA

1. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional 433
Antonio Lizuain

2. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica 444
Raúl E.Giacosa y Marcelo J. Márquez

3. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut 460
Roberto Page, Alberto Ardolino, Raúl E. de Barrio, Mario Franchi, Antonio Lizuain, Stella Page y Diego Silva Nieto

4. Las diabasas y gabros del Jurásico de la Precordillera del Chubut 489
Stella Page y Roberto Page

5. Jurásico y Cretácico de la cuenca del Golfo San Jorge 496
Miguel A. Uliana y Leonardo Legarreta

6. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz 511
Raúl E. de Barrio, José L. Panza y Francisco E. Nullo

7. Jurásico y Cretácico de la cuenca Austral 528
Francisco E. Nullo, José L. Panza y Graciela Blasco

8. Cretácico del Sector Antártico Argentino 536
Carlos A. Rinaldi, Claudio A. Párica y Sergio N. Santillana

18. LA SEDIMENTACIÓN Y EL VOLCANISMO TERCIARIOS EN LA PATAGONIA EXTRAANDINA

1. La sedimentación en la Patagonia Extraandina 557
Norberto Malumián

2. El volcanismo en la Patagonia Extraandina 579
Alberto Ardolino, Mario Franchi, Marcela Remesal y Flavia Salani

19. LA CUENCA CRETÁCICO-TERCIARIA DEL NORTE ARGENTINO 613
José A. Salfity y Rosa A. Marquillas

20. CUENCAS SEDIMENTARIAS DE LA LLANURA CHACOPAMPEANA 627
Gualter A. Chebli, Marcos E. Mozetic, Eduardo A. Rossello y Mariano Bühler

21. LOS DEPÓSITOS CRETÁCICOS Y TERCIARIOS DE LAS CUENCAS DEL SALADO Y DEL COLORADO 645
Marcelo R. Yrigoyen

22. LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS TERCIARIOS DE LA REGIÓN ANDINA 651
Victor A. Ramos

23. CUATERNARIO

1. Cuaternario de la Puna 683
Antonio Igarzábal

2. Cuaternario de la región pre-puneña del noroeste argentino 688
José M. Sayago

3. Cuaternario de la región Cuyo 692
Emilio F. González Díaz

4. Cuaternario del Chaco y Litoral 696
Martín H. Iriondo

5. Cuaternario de la provincia de Buenos Aires 700
Francisco Fidalgo

6. Cuaternario de la provincia de La Pampa 703
Augusto P. Calmels, Olga Carballo y José M. Malán

7. Cuaternario de la Patagonia Extraandina 704
Omar Lapido y Fernando X. Pereyra

8. Cuaternario de la Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego 710
Jorge Rabassa

24. RASGOS ESTRUCTURALES DEL TERRITORIO ARGENTINO

1. Evolución tectónica de la Argentina 715
Victor A. Ramos

2. Tectónica cuaternaria

A) Tectónica cuaternaria de la región andina del nuevo Cuyo (28º-38ºLS) 760
José M. Cortés, Patricia Vinciguerra, Marcela Yamín y María M. Pasini

B) Tectónica cuaternaria en las Sierras Pampeanas 779
Carlos H. Costa

ÍNDICE DE FORMACIONES 785

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (1): 1 - 33 , BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 1

DATOS PARA UNA HISTORIA DE LA GEOLOGÍA ARGENTINA

Edgardo O. Rolleri, Marcelo F. Caballé y Mario O. Tessone

Resumir en unas pocas páginas el desarrollo del conocimiento geológico de la Argentina sin que se caiga en la falta involuntaria de omitir fuentes de información, aun existiendo la intención de no olvidar ni a los viejos cronistas, resulta una tarea de difícil realización. Tampoco resultará posible mencionar la obra particular de muchos autores cuyo mérito queda en estas líneas y desde ya expresamente reconocido. De allí que en la exposición se intentará un ordenamiento que, respetando lo más posible lo cronológico, apunte a destacar la contribución de instituciones y personas y, al mismo tiempo, refleje la evolución del pensamiento geológico a través de un largo proceso.

Se verá en primer lugar, cómo las necesidades de organizar adecuadamente los estudios y el eventual aprovechamiento de nuestros recursos de naturaleza geológica impulsa la creación de instituciones de distinta índole y, en segundo término, cómo dicha necesidad se agrega a la vocación natural, para originar el nacimiento de cultores de las distintas disciplinas del campo geológico.

Relatos históricos del desarrollo de la geología argentina como el que se nos ha encomendado fueron realizados ya, en varias oportunidades, por distinguidos colegas quienes señalaron, con justicia, los aportes que, en orden cronológico, fueron concretándose a través de una labor, a veces brillante y ampliamente prospectiva, a veces modesta y aun parcializada, aunque siempre positiva, desde los albores de la actividad geológica en la Argentina.

Un primer intento que abarca los cincuenta años que corren entre 1872 y 1922 lo debemos a Pastore (1925). Corresponde a Olsacher (1962), en ocasión de exponer su relatorio de *Cientocincuenta Años de Geología en la Argentina (1810-1960)*, en las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas realizadas en San Juan, organizadas desde la vieja y benemérita Dirección Nacional de Geología y Minería, con la participación activa de diversas instituciones públicas y privadas, una exposición admirable por su concisión y contenido conceptual, como por sus comentarios críticos. Luego, en las Segundas Jornadas Geológicas efectuadas en Salta, en septiembre de 1963, tocó a Borrello (1965) reseñar sobre la Geología Argentina a través de sus últimos quince años de desarrollo (1950-1965), en una exposición en la que señala, enfáticamente, la participación de geólogos formados, en su mayoría, en universidades argentinas.

Contribuciones parciales referidas a la historia de la geología de diferentes comarcas y provincias argentinas, fueron llevadas a cabo por diversos autores en ocasión de la realización de sucesivas Jornadas y Congresos Geológicos Argentinos. Cabe citar, en efecto, las contribuciones de Bracaccini (1968), referidas a la geología de la Patagonia, así como también las realizadas por Rolleri et al. (1978) sobre la evolución del conocimiento geológico neuquino, la detallada historia del conocimiento geológico de la provincia de Río Negro realizada por Nuñez (1984) y el trabajo de Rolleri (1993) vinculado a la provincia de Mendoza. A las citas mencionadas cabe agregar los antecedentes históricos producidos por Aceñolaza en el volumen dedicado a la geología de la provincia de Tucumán.

Además, en esta sumaria enunciación de antecedentes, es insoslayable referirse a la labor temprana y sostenida, difundida a través de sus Series de Misceláneas y Boletines, por la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Ésta, con las contribuciones bibliográficas de Sparn, a quien la geología argentina debe mucha gratitud, tanto como con la obra histórica impulsada, sabia y constantemente, por su ex-presidente y miembro distinguido, Dr. Telasco García Castellanos, ha prestado a la geología y a la ciencia en general altos y destacados servicios. Bajo su inspiración se han traducido y reeditado trabajos de difícil acceso y organizado reuniones, congresos y simposios con la participación de muchos destacados colegas, todo lo cual ha fructificado en un enorme caudal de aportes históricos que involucran a la geología misma y ciencias afines, tanto como a los hombres que integran la pléyade de los fundadores de dicha ciencia en la Argentina . Datos de la historia geológica de regiones del país (Turner, 1970, Riccardi, 1986), así como noticias de hombres ilustres de la ciencia geológica (Bracaccini, 1976; Hünicken, 1970, 1986 a y b) han aparecido en el Boletín de la Academia como parte de esa encomiable tarea realizada (véase García Castellanos, 1970).

Quizá sea oportuno mencionar aquí, aunque traten de la propia geología argentina y no de su historia, las obras de Juan Valentín (1897) y Anselmo Windhausen (1931), dos hitos colocados en diferentes épocas y por diferentes hombres, y cuya lectura permite hilvanar, por su ordenamiento ínsito, un relato histórico. Por su valor como noción histórica del desarrollo de la geología argentina cabe aquí, también con propiedad, el capítulo XXV de la *Mineralogía y Geología* de Pablo Groeber (1938) y la mención de la edición tanto como de las contribuciones de numerosos autores que dieron lugar a la publicación de los trabajos que integraron los volúmenes de los Simposios 1º y 2º de Geología Regional llevados a cabo en Córdoba (1969, 1976) auspiciados y organizados por la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba y editados por A. F. Leanza (1972) y J. C. M. Turner (1979-80), respectivamente.

LOS CRONISTAS

Bajo este título nos ha parecido necesario y, además, justo, incluir algunos antecedentes asistemáticos producidos

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

por exploradores que, con sacrificio y riesgo de sus vidas - que en algunos casos perdieron - abrieron con sus viajes rutas nuevas en los extensos territorios hasta entonces desconocidos, contribuyendo con su obra a la construcción de un saber dominantemente geográfico, que fue haciendo las bases de una cartografía que resultó, a la postre, imprescindible para asentar en ella los primeros intentos de un reconocimiento de índole geológica. De los relatos de algunos de esos viajes, incluso, pueden rescatarse incidentales referencias de carácter geológico y paleontológico, que dan cuenta del hallazgo de fósiles, de depósitos de carbón, sal y petróleo, así como de otras manifestaciones minerales. Si bien se trata del señalamiento de hechos de observación de los que no se hacen derivaciones científicas, se deja ver la preocupación por describir el paisaje que se reconoce, con la mayor precisión, debiéndose tener en cuenta que, en su mayor parte, estos viajeros carecían de la formación académica que les permitiera otra alternativa que señalar los hechos, aunque es notable que, en muchos casos, recogieran muestras de los objetos que citan. Debe señalarse, también, que si bien esos cronistas tenían, en algunos casos, esmerada educación escolástica, como Pigafetta y Malaspina, ese conocimiento se refería a las matemáticas, cosmografía, filosofía y ciencias afines, pero no incluía formación de índole geológica, circunstancia derivada, naturalmente, del estado aun embrionario y por lo tanto ambiguo y a veces hasta confuso, de las nacientes concepciones geológicas.

En esta línea de pensamiento, resulta importante dejar anotado que el grado de conocimiento de la naturaleza del territorio argentino avanzó, por razones políticas y socioeconómicas que rigieron las primeras etapas de la conquista y colonización por parte de España, de diferente manera, según las regiones que se consideren. Así, el norte y noroeste tanto como el sector centrooccidental del país se conocieron más pronto y mejor que las áreas orientales (exceptuadas las vecinas al río Paraná) y, particularmente, las australes que, salvo incursiones puntuales a cargo principalmente de sacerdotes jesuitas en el interior y marinos españoles y corsarios ingleses en la faja costera, debieron esperar hasta bien entrado el siglo XIX para ser mejor conocidas. Naturalmente, factores económicos, principalmente derivados de la explotación minera, dominada por la expansión incaica que sometió a su control una larga faja territorial que llegó hasta la latitud de Mendoza, faja posteriormente en manos españolas, fue uno de los factores determinantes de la desproporción en la magnitud de conocimiento.

De la *Historia General del Reyno de Chile* del abate Diego de Rosales (1877-78), se obtiene información vinculada a la existencia de volcanes, varios de los cuales enumera y nombra. Asimismo cita y fecha terremotos que azotaron el territorio chileno y argentino del sector cuyano, según tradición y propio conocimiento, cuya génesis, como puede entenderse, explica con tintes teológicos. Proporciona interesantes datos mineros y fisiográficos con una prosa antigua pero fresca, que se sigue con amenidad.

Datos adicionales ha suministrado, en su *Compendio de Historia y Geografía Natural y Civil del Reyno de Chile* el abate Juan Ignacio Molina (1788), quien se refiere con bastante detalle a la minería del Paramillo de Uspallata, ya entonces en explotación.

Como dato de interés histórico-geológico cabría mencionar, por el conocimiento que aporta sobre esas tierras, luego tan disputadas, al primer cristiano que alcanzó el lago Nahuel Huapí, llegando del oeste y transformándose en su descubridor: se trata del sargento Juan Fernández (no el de la isla de ese nombre), quien hizo el cruce de la cordillera por el "foso" o "boquete" de Vuriloche, redescubierto años más tarde por el sacerdote Guillelmo, en el año 1620. Fernández navegó el lago y a su regreso hizo un informe del que se apropió el Capitán Diego Flores, quien lo remitió como suyo a la corte española. Recién a fines del siglo pasado el historiador chileno José Toribio Medina reveló y documentó la verdad histórica acerca del viaje de Juan Fernández. Posteriormente, y como es conocido, visitará el lago el abate Diego de Rosales y, luego, el jesuita italiano Nicolás Mascardi establecerá la primera reducción a orillas del lago, haciendo, asimismo, entre 1669 y 1673 numerosos viajes de reconocimiento, alcanzando las nacientes del río Chubut, reconociendo el golfo de San Julián y llegando, en sus excursiones, al parecer, hasta el estrecho de Magallanes. Fue en uno de esos viajes que, en diciembre de 1673, fue asesinado por los indios que lo acompañaban, al mando del cacique Antullanca. Mucho más tarde, será Moreno quien primero arribe, esta vez desde el este, al lago Nahuel Huapí. También entre los primeros y muy valiosos trabajos cartográficos a mencionar de extensas y nuevas tierras descubiertas por expedicionarios enviados desde Europa, debe citarse a Antonio Pigafetta, bien preparado en matemáticas, filosofía, astronomía y geografía quien, incorporado en clase de Sobresaliente, se agregó a la expedición de Fernando de Magallanes, portugués al servicio de España (Carlos V) quien conocía a Pigafetta y con quien había discutido el proyecto de circunnavegación del mundo. El Diario de su viaje, impreso de su mano en 1556 y en el que se incluye su conocido mapa, fue editado en italiano en 1800 bajo el título de *Primo viaggio intorno al globo terracquus*. Asimismo parece ineludible, sin querer abundar, incluir entre los expedicionarios tempranos al distinguido italiano Alejandro Malaspina, quien, al servicio de España, hace un primer reconocimiento de las costas de Filipinas entre 1783 y 1784, pasando el Atlántico por el estrecho de Magallanes. A su regreso, por encargo de Carlos IV, organiza una expedición científica, política y para conocer mejor los dominios que entonces poseía España. Hubo hombres de ciencia en la expedición, entre los que se contaban Bausa, a cargo de la cartografía, Pineda para las ciencias naturales y Hainke y Nee para los estudios botánicos. Con las corbetas Atrevida y Descubierta partió de Cádiz el 30 de julio de 1789, determinando la posición de muchos puntos importantes a la navegación, hizo estudios del relieve del puerto de Montevideo, sondajes en el Río de La Plata y determinaciones astronómicas e hidrográficas recogidas en la *Compilación de Documentos* editada por Pedro de Angelis en Buenos Aires en 1836. Llevó a cabo levantamientos de la costa atlántica de los que derivan muchos nombres geográficos hoy vigentes, tales como Puerto Malaspina, isla Graviña, bahía Bustamante (José Bustamante, Comandante de la Atrevida), isla Galeano, etc. Exploraron cabo Vírgenes y toda la costa del estrecho, siguiendo luego hacia el norte, dirección en la que llegaron desde el cabo de Hornos hasta la latitud de 59º 30' Norte, buscando un canal que uniera los dos océanos, según se creía. En diciembre de 1791 siguió a Las Marianas, Filipinas, Nuevas Hébridas, Nueva Zelanda y Australia, regresando por el cabo de Hornos a Montevideo, desde donde volvió a España el 21 de noviembre de 1794, luego de cinco años y dos meses de navegación. Malaspina murió en Pontremoli (Italia) en abril de 1809 a los 54 años.

A través del tiempo se advierte que poco se avanza, pese a los esfuerzos, duros y costosos, en el dominio de las tierras, especialmente del centro y sur del país, ocupadas por aborígenes. Es así como, en 1745, el entonces gobernador José de Andonaegui propone la catequización de los "infieles", con cuyo motivo se hicieron algunos viajes entre los que cabe destacar el que con la nave San Antonio, realiza el Teniente Joaquín Olivares, quien se acompañaba de los jesuitas José Quiroga, Matías Strobel y José Cardiel, quienes recorrieron la costa hasta Río Gallegos, describiendo ese puerto y los de río Deseado, San Julián y cabo Matas.

También para las regiones australes cabe citar, entre otras, la obra sobre *Patagonia y partes contiguas* del jesuita Tomas Falkner, aparecida en Inglaterra en 1774, que proporciona interesantes y valiosos datos sobre la geografía del territorio y del tipo, usos y costumbres de los habitantes autóctonos. Provee un mapa de la región patagónica que, partiendo del paralelo de 31º incluye a la Tierra del Fuego, mapa que, por imperfecto que hoy parezca, intenta una representación cartográfica que cubría una urgente necesidad.

Conocida en España la obra de Falkner, que señalaba la facilidad con que podría entrarse por las vías fluviales al territorio patagónico, dominándolo, sin que Buenos Aires ni España pudieran impedirlo, se produce una reacción que lleva a la organización de un intento de poblamiento que se procura sea más activo. Ello implica una reestructuración política que se concreta en decisiones tomadas por Carlos III, quien en 1767 expulsa a los jesuitas, crea el Virreinato del Río de La Plata en 1776 y, a través del ministro Gálvez, envía instrucciones precisas al gobernador de Buenos Aires, el mejicano Juan José de Vértiz y Salcedo, para que se establezcan fuertes y poblaciones a lo largo de las costas del Atlántico, hasta el estrecho de Magallanes, para asegurar el dominio español de una región tan amplia. Surgen, así, nuevos hombres para agregar a la larga lista de los que contribuyeron al mejor conocimiento de las características fisiográficas del territorio argentino, todavía tan desconocido. De esos nombres no pueden excluirse los Viedma, Francisco, Antonio y Andrés, de los cuales los dos primeros tuvieron una importante actuación, en tanto Andrés hubo de volver tempranamente a España. Habían llegado integrando la importante expedición a cargo de Juan de la Piedra, quien venía con el cargo de Comisario Superintendente de la Bahía Sin Fondo, como se llamaba a la desembocadura del río Negro, siendo Antonio de Viedma Contador del Establecimiento que se procuraba fundar. De la Piedra, en su navegación, inadvirtió la ubicación de la Bahía Sin Fondo, que buscaba, y fue a recalar en lo que llamó Puerto de San José, en un pequeño golfo dentro del actual Golfo de San Matías (margen sur). Para dar cuenta de ello volvió a Montevideo, en cuyo ínterin los pilotos Villarino y Goycoechea, navegando cerca de la costa hacia al norte, hallaron la desembocadura buscada, comprobaron la factibilidad de la entrada, decidiéndose entonces instalar allí el establecimiento que se pretendía a cargo del cual, como Superintendente, queda Francisco de Viedma. Será su hermano Antonio quien continuará hacia el sur, instalando la que llamó Colonia de Floridablanca, próxima a la actual ciudad de San Julián, punto desde el cual, a caballo, realiza la primera travesía que corta de este a oeste la Patagonia, vadeando, primero el río Chico y luego el Chalía, a la altura de Piedra Clavada - Paso Quesanejes de los tehuelches - y llegando al lago que hoy lleva su nombre. El registro de las informaciones recogidas por Antonio de Viedma dio, por primera vez, noticias del cerro Chaltén (hoy Fitz Roy) y de muy útiles referencias sobre la hidrografía y naturaleza de los terrenos atravesados. A esa información debe agregarse la que proporciona el viaje de navegación del río Negro, llevado a cabo por el piloto Basilio Villarino quien, con cuatro chalupas y 72 hombres partió de Carmen de Patagones el 28 de septiembre de 1782, fondeando en la confluencia de los ríos Limay y Neuquén el 23 de enero de 1783. De ese lapso, cuarenta y cinco días estuvo fortificando la isla de Choele Choel. Villarino llama Diamante al río Neuquén, creyendo que era el verdadero río de ese nombre, en Mendoza. Lo reconoce brevemente por unas dos leguas y regresa para encarar el río Limay, al que llama de la Encarnación y navega hasta la confluencia de éste con el río Collón Cura (Catapuliche). Creyendo que éste era el Gran Desagüadero, como él llamaba al río Negro, lo remonta y llega a las tolderías de los tehuelches de Chulilaquin. Desde ese punto, próximo al vuelco del Caleufu en el Collón Cura, al que llegó al cabo de unos ocho meses de sacrificada navegación, gran parte de ella a la sirga, regresó a Patagones en unas tres semanas. El relato de Villarino incluye un plano que, aun con imperfecciones muy ostensibles de naturaleza cartográfica, constituye una pieza más del largo y trabajoso proceso desarrollado para la obtención de un mejor conocimiento de la naturaleza y características del territorio argentino.

Otros eslabones de esa larga cadena que cabe mencionar son los viajes de Santiago de Cerro y Zamudio en 1802 y 1803 y de Luis de la Cruz en 1806, el primero de los cuales dio con el petróleo de la cuenca Neuquina, redescubierto luego por el segundo quien, además, en la relación de su viaje de Ballenar, en Chile, a Buenos Aires, señala la presencia en Neuquén de "animales marinos" y de "caracoles petrificados" cuya ubicación trata de precisar. Asimismo anota la existencia de "betún" que coincide con la presencia de las conocidas asfaltitas en el sur mendocino. Los trabajos se incluyen en la colección de documentos de Pedro De Angelis (1910) correspondientes a 1836. Más información puede verse en Yrigoyen (1982) y García Costa (1988).

Referencias más generales, aunque todas útiles a la formación de un conocimiento geográfico, al que se incorporan referencias geomorfológicas-hidrográficas con otras sociales, económicas y aun políticas, las últimas de las cuales constituyen el numen de los trabajos, se deben a Lozano, Azara, Pedro García y otros, cuyos relatos se incluyen en la ya citada obra de De Angelis (1910).

Por su naturaleza, que abarca diversas materias que van de lo político y lo social a lo geográfico, geológico y paleontológico y aun lo etnográfico del país, al momento de su permanencia en el mismo, cabe un párrafo particular para la obra de Woodwine Parish (1858), llevada al castellano y ampliada con notas por el español gibraltareño Justo Maeso, obra verdaderamente importante. En efecto, en ella se acumula un caudal de información acopiada por el autor durante su estadía en Buenos Aires como Cónsul General inglés, desde 1824 hasta 1832, durante el gobierno de Rosas. El trabajo, de más de 600 páginas, en edición de El Pasado Argentino, tiene capítulos dedicados especialmente a la geología y paleontología, dando cuenta del hallazgo de restos fósiles que llevó a Inglaterra y que fueron descritos por Owen. El trabajo está acompañado por un mapa que era, seguramente, a la fecha de su publicación, el más preciso y completo que se conocía. Según las referencias que el propio Parish hace, tuvo

a su disposición todos los documentos editados por De Angelis. Contó, además, con la colaboración que le prestaron John Gillies, médico, botánico y geólogo escocés radicado en Mendoza y Joseph James Redhead, médico y naturalista norteamericano asentado en Salta, quienes reunieron para él valiosos datos y colecciones. Dispuso también de los datos que, por orden de Rosas, le proporcionó el Departamento Topográfico de Buenos Aires, el que elaboró documentos con ese objeto. La obra de Parish revela un serio intento de dar un matiz ciertamente científico al trabajo y deja ver una estrecha relación que el autor guardó con el ambiente científico europeo, uno de cuyos destacados integrantes era Darwin. Durante años Parish, ya de regreso en su país, fue Vicepresidente de la Sociedad Inglesa de Geología y Geografía.

Sucintamente señalados sólo algunos de los cronistas principales, y someramente considerada su acción, ya deja verse que, sea por necesidad de los poseedores forzosos o por la de los criollos libertarios que encuentran un país para construir y organizar, se ha ido acumulando un conocimiento que, siendo aun precario, tendrá que servir para continuar la construcción, por dificultosa que aparezca - como resultó ser- de la obra a realizar. Son los albores del siglo XIX y en el ámbito del campo geológico, ya más maduro en Europa, tocará a los precursores iniciar la labor.

LOS PRECURSORES

A comienzos de 1827 llegó a Buenos Aires el eminente Alcides d'Orbigny. Su arribo a Buenos Aires ocurrió a comienzos de 1827. Remontó el río Paraná, pasando casi un año en Corrientes, reconociendo los terrenos mesopotámicos y ensayando una primera clasificación de la serie terciaria. Luego hizo reconocimientos en las regiones de Tandil y de Bahía Blanca, regresando a Buenos Aires en 1829. En el marco de su concepción catastrofista, que defendía, deja su obra plasmada en su extenso trabajo de 1842, en el que, entre otros aportes, clasifica una importante colección de fósiles marinos, campo en el cual ya había adquirido prestigio en Europa. Habiendo estado también en Chile y Bolivia, dejó testimonio de sus observaciones y estudio de las faunas recogidas.

En 1831, cuando aún la obra de d'Orbigny no había sido publicada y como parte de la tripulación del navío Beagle, al comando del capitán Fitz Roy, llega a la Argentina Charles Darwin. En Buenos Aires recorrió la costa e hizo observaciones precisas en Tandilia y en Ventania, confirmando y ampliando los datos de Parchappe, el compañero de d'Orbigny, reconociendo la naturaleza y similitud de las rocas de Tandilia con las observadas en el Uruguay, cuyas características estructurales destaca. Reconoció la sierra de la Ventana y cordones paralelos y afloramientos terciarios en la costa patagónica, así como los asomos de volcanitas jurásicas. Proporciona datos sobre las Islas Malvinas, donde obtuvo fósiles paleozoicos (Devónico), descriptos luego por Morris y Sharp. Sus descripciones incluyen la Tierra del Fuego, reconociendo litología y estructura de los depósitos, dando cuenta del hallazgo de fósiles en el monte Tarn, citados en su obra por d'Orbigny, proporcionando datos, asimismo, del complejo esquistoso procedente, según él, del metamorfismo de estratos arcillosos cretácicos. Luego de recorrer la costa chilena, Darwin entró a la Argentina por el paso de Piuquenes, llegando a la ciudad de Mendoza. El regreso a Chile lo hizo por el paso de Uspallata, dejando trazada la geología de ambos apoyado en las muestras y fósiles recogidos. En el regreso descubrió el bosque fósil triásico del Paramillo de Uspallata. Es interesante resaltar aquí la relación que Darwin tuvo con el Dr. Francisco Javier Muñiz, el primer naturalista argentino (Palcos, 1943), referida a la existencia de la llamada vaca ñata y vinculada con las investigaciones que Darwin hacía sobre el origen de las especies. Muñiz, entusiasta recolector, formó importantes colecciones que tuvo que ceder, a su pesar, para ser entregadas a militares y funcionarios extranjeros por Rosas (almirante Dupotet, francés, y cónsul Woodwine Parish, inglés). Muñiz contribuyó con sus hallazgos paleontológicos, realizados en la provincia de Buenos Aires, al conocimiento de las faunas extintas del Terciario-Cuaternario.

El conocimiento y expectativa que deriva de los viajes de d'Orbigny y Darwin complementa con la efervescencia suscitada, años antes, en torno a la eventual explotación de las minas de Uspallata y Famatina, asunto en torno al cual, confusamente manejado por las autoridades, quedaron importantes perjuicios económicos y desprestigio. Así, los resultados de los viajes de aquellos recompusieron, en alguna forma y medida la situación, al amparo, sobre todo, de una trabajosa organización política. Véase, al respecto, Head (1827) y Ortega Peña y Duhalde (1987).

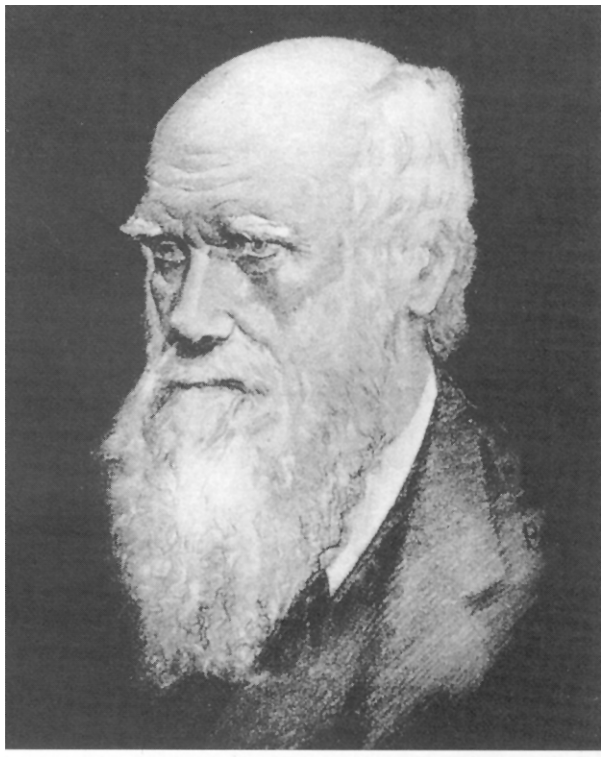
Para el año 1853 llega al país Augusto Bravard, un ingeniero francés que se había dedicado en su tierra a la explotación de minas de plomo. En el transcurso de su trabajo había hecho una importante colección de fósiles que, con la intervención de Owen vendió al Museo de Londres. Llegado a la Argentina, le fue ofrecida la dirección del Museo Público de Buenos Aires, cargo que no aceptó y que posteriormente ocuparía Burmeister. Habiendo Urquiza, a cargo entonces de la Confederación Argentina, creado un Museo Nacional en Paraná, encomendó su organización al militar belga Alfredo M. Du Gratty, quien dejó el cargo en 1857, para realizar otros servicios. El trabajo fue ofrecido a Bravard quien, para ese entonces, ya había realizado trabajos de investigación en las adyacencias de la boca del Riachuelo y en la Recoleta, en cuyo transcurso recolectó fósiles. Hizo también estudios en los alrededores de Bahía Blanca, produciendo un mapa geológico que es, según apunta Borrello (1970), el primer mapa geológico-topográfico publicado en el país. A Bravard se debe, asimismo, la primera mención de un origen eólico para los depósitos loésicos de la llanura pampeana. Como resultado de los trabajos de este precursor, fallecido como consecuencia del terremoto ocurrido en Mendoza el 20 de mayo de 1861, se tienen publicaciones editadas entre 1857 y 1860.

Contemporáneamente, y a partir de 1855, lleva a cabo su tarea el médico y naturalista Víctor de Moussy, contratado especialmente al efecto de lograr una obra general sobre la geografía física, económica, social y política de la Argentina. Una intensa y larga recorrida exploratoria a través de todo el país, finalizó con la edición de su interesante *Description Physique, Geographique et Statistique de la Confederation Argentine*, aparecida entre 1860 y 1864. A sus observaciones puntuales de Moussy agrega una subdivisión del territorio en regiones físicas: Mesopotámica, Pampásica, Serrana y Patagónica.

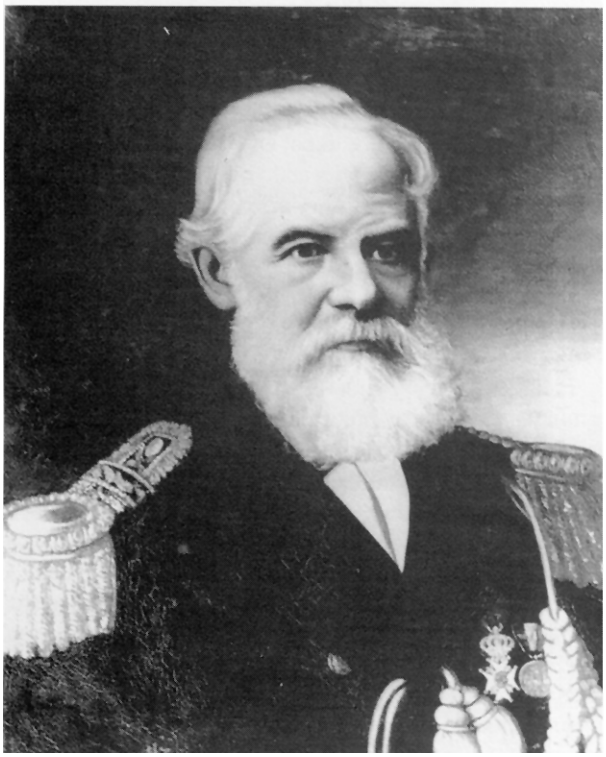
Por estos tiempos, el movimiento científico argentino va a sufrir una notable aceleración, motivada por la aparición de la figura de un naturalista ilustre que, a través de su obra y de las múltiples iniciativas que originó, dará aportes de su propia autoría y contribuirá a la mejor organización de



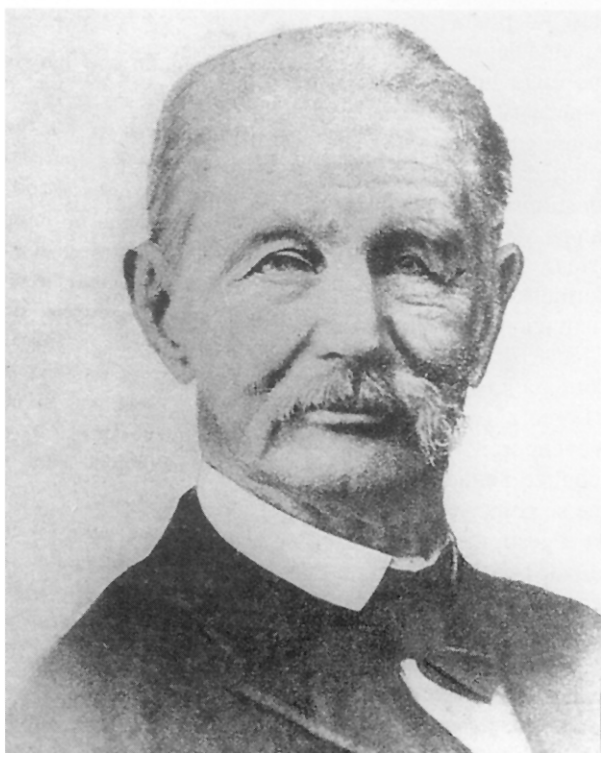
Alcides d'Orbigny, 1802-1857. Inició en 1827 los primeros reconocimientos de los terrenos terciarios en la Mesopotamia y en la región pampeana.



Carlos Darwin, 1809-1882. Científico que revolucionó las ciencias biológicas y realizó en 1835 las primeras observaciones geológicas en los Andes.



Francisco J. Muñiz, 1795-1871. Primer naturalista argentino y pionero en los estudios paleontológicos de nuestras faunas fósiles de mamíferos.



Carlos G. Burmeister, 1807-1892. Ilustre naturalista, director y organizador del Museo Público de Buenos Aires por más de 30 años.

instituciones existentes y a la de otras que se crean por su sugerencia. Se trata del naturalista Germán Burmeister. A nuestro objeto, cabe señalar la obra referida a su *Viaje por los Estados del Plata* que es el resultado de observaciones llevadas a cabo durante los años 1857-1860 (Burmeister, 1865). Estando en la Universidad de Halle, donde era prestigioso profesor, supo que Bravard no había aceptado la dirección del Museo Público de Buenos Aires, razón por la cual ofreció sus servicios al gobierno (Mitre Gobernador de Buenos Aires, no confederado, Sarmiento Ministro de Gobierno), para esa tarea. Invitado por Sarmiento volvió a Buenos Aires en septiembre de 1861 y fue designado Director del Museo en febrero de 1862, cargo en el que se desempeñará durante treinta años. La intensa actividad de Burmeister cambió completamente al Museo Público de Buenos Aires, que adquirió orden y enriqueció notablemente sus colecciones con los aportes de donaciones de Bravard, Muñiz y el mismo Burmeister, quien, tempranamente, también comenzó el trabajo correspondiente a la elaboración de su *Description Physique de la Republique Argentine*, un intento quizá ambicioso al estado del conocimiento cartográfico y, aun, del estrictamente geológico. En esta obra, Burmeister (1876) origina conceptos no concordantes con los que ya había dejado firmes Stelzner, con quien, como es conocido, tuvo una agria polémica que terminó con el retiro de Stelzner de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (véase García Castellanos, 1973). Cualquiera sea el punto de vista con que se mire esa cuestión, nada desmerece la obra realmente grande de Burmeister quien, oportunamente, sugirió a Sarmiento la creación de un centro de estudio e investigación en el que pudiera prepararse a los profesionales argentinos para que iniciaran, con criterio y pasión propios, los trabajos e investigaciones que permitieran conocer el potencial de los recursos naturales disponibles. Aceptada por Sarmiento (Ministro de Justicia e Instrucción Pública de Avellaneda) la sugerencia de Burmeister, que diera lugar a la vigorización de los estudios de las ciencias físicas y exactas en el país, por Ley Nº 323, cuya promulgación se produjo el 11 de septiembre de 1869, se autorizó la contratación de hasta veinte científicos para constituir el primer grupo de investigadores que cubrieran el campo de las ciencias químicas, botánicas, zoológicas, físicas, matemáticas y geológicas, designándose al Dr. Burmeister, en mayo de 1870, organizador de la nueva Institución que, según criterio de Sarmiento, entonces Presidente, debía funcionar vinculada a la Universidad de Córdoba. Los primeros en llegar fueron Siewert, (químico) y Lorentz, (botánico). Llegan luego Stelzner (geólogo) y Weyenbergh (zoólogo). Para 1873 arriban a Córdoba Schultze-Sellack (químico) y Vogler (matemático), con lo que se completa el primer elenco profesional. Detalles de estas gestiones de la creación se encuentran en el folleto editado por la Academia de Ciencias en Córdoba en 1969, en ocasión de celebrarse el Primer Simposio de Geología Regional Argentina.

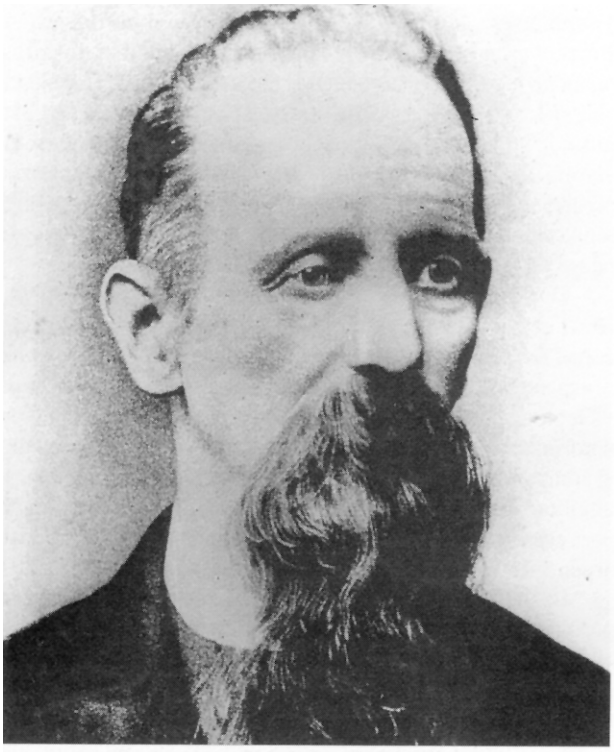
Stelzner, a quien con justicia se ha llamado "el real fundador de la ciencia geológica argentina" (Olsacher, 1962), realizó dos giras, como él las llama, abarcando la primera un sector centro-septentrional que cubrió parte de Córdoba, Tucumán, La Rioja y Catamarca, entre noviembre de 1871 a abril de 1872, en tanto la segunda la efectuó entre noviembre de 1872 y abril de 1873, recorriendo en ésta territorios de las provincias de San Juan y Mendoza, pasando a Chile por el paso del Espinacito, recorriendo Valparaíso y Santiago y regresando a la Argentina por el paso de la Cumbre, Uspallata, Mendoza y San Juan, para regresar a Córdoba.

Investigaciones prolijas que revelan la jerarquía científica de Stelzner, lo condujeron a sentar un cuerpo de doctrina que quedó expuesto en sucesivas contribuciones publicadas entre 1871 y 1874, que formaron buena parte de su obra principal de 1885 que publicó en Alemania y, traducida por Bodenbender, apareció editada en las Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (Stelzner, 1923-24). Creador del ya inamovible concepto de Sierras Pampeanas, pudo trazar con certeza un esquema de unidades morfoestructurales fundamentadas en la naturaleza petrográfica, litológica y estratigráfica de los componentes, surgiendo de su estudio el concepto de Anticordilleras interior y exterior cabalmente definidas, las que Bodenbender, algo más tarde, reuniera en una unidad a la que llamó Precordillera. Dio con faunas del Paleozoico en esos terrenos, así como amplió el área de dispersión de los depósitos jurásicos cuyos fósiles halló en el paso del Espinacito, ratificando hallazgos hechos pocos años antes por Strobel (1869), más al sur. Las cuidadosas colecciones de Stelzner fueron enviadas para su estudio a especialistas de Alemania, haciéndose cargo de esa tarea Kayser para las faunas paleozoicas y Gottsche para las mesozoicas. Sorprende la precisión de algunas de las observaciones de Stelzner, como la que realiza en Potrero de los Angulos, donde advierte la alternancia de volcanitas en la secuencia fosilífera ordovícica. Para mayores detalles, creemos un deber aludir las notas de A. F. Leanza (1973), García Castellanos (1973) y Bracaccini (1976) que aluden a las contribuciones de Stelzner al conocimiento de la Precordillera y la Cordillera Frontal.

Habiéndolo aludido al pasar, corresponde aquí hacer mención a la figura del Dr. Pellegrino Strobel, quien vino al país contratado para la enseñanza de la Historia Natural en el Departamento de Ciencias Exactas de la Universidad de Buenos Aires. Strobel había ganado prestigio como profesor en la Universidad de Parma y dio su primera clase el 7 de julio de 1865. Como en el contrato que lo ligaba a la Universidad se obligaba a trabajos de campo, en enero y febrero de 1866 realizó un viaje a Chile ingresando por el paso de Uspallata, dirigiéndose luego al sur hasta Curicó, regresando por el paso del Planchón, que hasta entonces no había sido frecuentado por ningún naturalista. Strobel (1869) tuvo ocasión de descubrir una fauna de edad liásica en el valle de las Leñas Amarillas, en las nacientes del río Salado (véase Yrigoyen, 1994).

Fiel a su vocación minera, alentada durante toda su vida, Sarmiento también se preocupó por establecer una buena base de conocimientos que permitiera la evaluación real del potencial minero argentino. Fruto de esa inquietud resultó su vinculación con el Ing. Ignacio Rickard, que estaba por entonces en Chile, donde lo conoció, quien produjo un primer informe (Rickard, 1863) referido a la explotación de la minería de la plata en las provincias de Cuyo. Habiendo sido designado por Sarmiento Inspector General de Minería, publicó un informe sobre minerales, minas y establecimientos mineros de la República Argentina (Rickard, 1869).

Adelantando un tanto la cronología de este relato, parece conveniente citar aquí que luego de Rickard y con un rango similar, en el cargo de Director General del Departamento de Minas y Geología (Ministerio de Hacienda), fue designado el ingeniero de minas Huy D. Hoskold, de origen inglés, quien desarrolló una positiva labor vinculada a la minería, produ-



Pellegrino Strobel, 1821-1895. Primer profesor de geología de una universidad argentina; realizó en 1866 la primer expedición científica a los Andes organizada por la Universidad de Buenos Aires.



Alfredo G. Stelzner, 1840-1895. Fundador de las ciencias geológicas en la Argentina y primer geólogo de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba.



Luis Brackebusch, 1849-1906. Continuador de la obra de Stelzner, produjo el primer mapa geológico de la Argentina en 1891; fue un profundo conocedor del noroeste argentino.



Guillermo Bodenbender, 1847-1941. Realizó las primeras investigaciones en la región de Cuyo y Neuquén, trascendiendo por sus estudios de la cuenca de Paganzo.

ciendo informes sobre la situación legal y estado de las distintas minas en el país. Sus memorias sobre minas, metalurgia y leyes mineras permiten actualizar toda la información existente en el país, al que representó en las exposiciones internacionales de París y Chicago (Hoskold, 1889, 1894).

Para 1875 comienza a producir sus primeros trabajos paleontológicos y antropológicos Florentino Ameghino, el ilustre introductor en la ciencia argentina de las ideas evolucionistas. De sus más de veinte mil páginas escritas es difícil seleccionar su obra más importante pero, a nuestro fin, creemos oportuno señalar su monumental *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina* y el trabajo dedicado a la edad de las formaciones sedimentarias de la Patagonia .Junto a la ciclópea e ilustre figura de Florentino es ineludible mencionar a su hermano Carlos Ameghino, colaborador permanente y sacrificado, autor de los esquemas estratigráficos que sirvieron de base a los estudios de aquél, esquemas que, retocados por los naturales avances del conocimiento logrado a través de la labor de distinguidos colegas, resultan de una sorprendente justeza. Vale la pena rescatar aquí las palabras que sobre Carlos Ameghino, en su recuerdo, expresara Groeber (1938, pág. 455) en su *Mineralogía y Geología* a la cual remitimos. Además, la labor y personalidad de ambos hombres fue objeto de largo análisis por el paleontólogo norteamericano George G. Simpson (1954). Como sea, la sonoridad de la voz de los Ameghino, tanto como la excelencia, magnitud y contundencia de sus aportes, contribuyeron mucho a la creación cálida del desarrollo de un ámbito científico. A este desarrollo contribuye también, muy decididamente, la fundación, en 1872, de la Sociedad Científica Argentina, fruto de la inquietud de un pequeño grupo de profesionales y estudiantes, entre los que figuraban el Ingeniero Luis A. Huergo y el entonces estudiante Estanislao S. Zeballos. A pesar del malestar expresado por alguno de los sabios de entonces, la Sociedad se constituyó en julio de 1872, siendo Huergo su primer presidente. Tal como apunta Babini (1966) "en sus comienzos la Sociedad constituyó la única tribuna científica con que contaba el país y el único centro de consulta de los gobiernos de la Nación y de la provincia". Rápidamente consolida su prestigio por la acción de sus hombres, crea en 1875 un museo cuya dirección encomienda a Francisco P. Moreno, figura cada vez más importante, y organiza expediciones, en una de las cuales, en 1876, van Carlos María Moyano y el mismo Moreno, de la cual se hablará luego.

En la Academia Nacional de Ciencias, en tanto, y producida la salida de Stelzner, se incorpora, en lugar de aquél, en 1875, el Dr. Luis Brackebusch cuya obra geológica de mayor enjundia, sin duda, está representada por su *Mapa Geológico del Interior de la República Argentina*, impreso en Alemania en 1891, que constituyó obra esencial para la geología de una extensa parte del país. Infatigable explorador que irradió, desde Córdoba, hacia el oeste y, principalmente hacia el noroeste y norte, llevó a cabo numerosos viajes durante los casi quince años que permaneció en el país. Se ocupó muy especialmente de los estudios mineralógicos y produjo, entre otros, un trabajo sobre *Las especies minerales de la República Argentina* que, en opinión de Pastore, "es el primer catálogo científico ordenado y descriptivo de los minerales de nuestro suelo". Apareció en 1879 como parte de los tomos VII y VIII de los Anales de la Sociedad Científica Argentina. Las abundantes colecciones de muestras recogidas por Brackebusch, entregadas a las universidades de Berlín y Göttingen, fueron estudiadas por Köhn; Sabersky, Romberg, Siepert y Tannhäuser. Mucha de la labor y el conocimiento de Brackebusch fue volcado en conferencias en distintos organismos vinculados a las ciencias naturales, como la Sociedad Científica Argentina y el Instituto Geográfico Argentino, este último fundado en 1879 por el Dr. Estanislao Zeballos. En alguno de los Boletines de este último Instituto aparecen contribuciones de Brackebusch (Tomo IV) donde, entre otros temas, intenta una curiosa explicación del origen cósmico del petróleo.

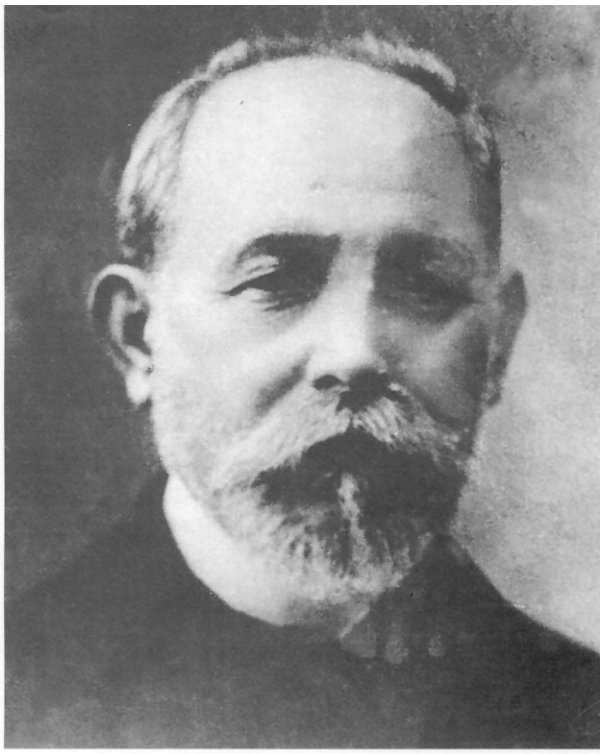
Una relación nacida en Göttingen, ciudad en la que Brackebusch atendía a la impresión de su renombrado mapa, con el Dr. Guillermo Bodenbender, determinó que éste viniera al país en 1885 para incorporarse a la cátedra de Minerología y Geología, que aquél dictaba y a la Academia. Bodenbender tendría, aparte de su función docente, el encargo de estudiar el área montañosa cuyano-neuquina, región que estaba por su amplitud fuera de las posibilidades de Brackebusch, quién para ese entonces centraba sus investigaciones en el noroeste argentino.

La labor de Bodenbender, brillante y prolongada, le permitió dar a conocer la existencia de terrenos de edad entonces desconocida en la Precordillera - nombre de su creación - e introducir el concepto de participación de terrenos estudiados como parte de la pangea gondwánica, así como distinguir y caracterizar secuencias aun no estudiadas que quedaron, con sus descripciones y clasificación, permanentes en la literatura geológica argentina, a despecho de las nuevas nomenclaturas que, con nuevos estudios y criterios, se han creado, más modernamente, para sus clásicos "Pisos" de Paganzo. De sus primeros viajes, que cubrieron parte de Mendoza y Neuquén, resultó el descubrimiento de nuevas faunas jurásicas y cretácicas así como el hallazgo de rocas volcánicas (Bodenbender, 1889, 1891, 1892). El material fosilífero recogido en esos viajes fue estudiado por Behrendsen, quien fijó la edad tithoniana para muchos de ellos, y por Tornquist. En el campo de la docencia, Bodenbender prolongó su acción hasta tener posibilidad de impartir enseñanza en sus charlas de anciano maestro a dos destacados profesionales que enlazan, en ciencia y espíritu, con la época actual: Juan Olsacher y Osvaldo Bracaccini.

Como parte del cometido para el cual fuera fundada, y como complemento paralelo, la Sociedad Científica Argentina da apoyo y brinda sus páginas a otros investigadores no vinculados funcionalmente con ella. Es el caso del ingeniero de minas Germán Avé-Lallement, de origen alemán y radicado en San Luis por el año 1870, lugar desde donde llevó a cabo toda su obra. Investigador serio y bien formado, es autor de trabajos muy meritorios, que son acompañados por mapas que él mismo levantaba y construía con una bella y laboriosa ejecución. Del mapa y memoria de un trabajo de Avé-Lallement, dice Bodenbender (1889) que ". . . ha aclarado algún tanto las profundas sombras que cubrían las cordilleras a la vista del geólogo", agregando que ". . . a Avé-Lallement le cabe el mérito de haber demostrado el primero la existencia de la formación Jurásica hasta la altura de Codihue". Aparte de la importante información nueva aportada por Avé-Lallemant, se destacan dos mapas geológicos que constituyen las primeras cartas regionales de las provincias de Neuquén y Mendoza, reales contribuciones a la cartografía geológica de áreas extensas. Como es conocido, el mapa geológico del Departamento de Las Heras (Mendoza), fue publicado en los Anales del Museo de La Plata, institución que, con la direc-



Germán Avé-Lallement, 1835-1910. Ingeniero de minas, produjo los primeros mapas geológicos regionales en Mendoza y Neuquén. Como diputado luchó por mejorar las condiciones de trabajo de los mineros de su época.



Florentino Ameghino, 1854-1911. A partir de 1875 inicia sus fecundas investigaciones sobre los mamíferos fósiles de la Argentina. Su obra científica trasciende las fronteras por su importancia y lo novedoso de sus hallazgos.



Adolfo Döering, 1848-1926. Naturalista que participó en la «Conquista del Desierto» y que produjo los primeros informes científicos del norte de la Patagonia.



Eduardo Aguirre, 1857-1923. Profesor de geología durante décadas en la Universidad de Buenos Aires, en la que alcanza el cargo de vice-decano. Concentró sus investigaciones en la provincia de Buenos Aires.

ción de Francisco P. Moreno se funda en 1884 y se constituye, por la propia acción del Director y la del grupo de hombres que lo acompañó, en un activo centro científico que participa muy intensamente en la actividad nacional. Creemos que una rara capacidad de perspectiva, su tenacidad, su energía y tacto, al tiempo que su casi obsesiva visión de un país mejor, más culto y organizado, le hizo posponer a Moreno, por pura voluntad, su dedicación a la labor exclusivamente científica, que dejó a especialistas que él mismo había seleccionado, dando toda su energía y esfuerzo a la tarea de conocer y hacer conocer mejor el país en que había nacido, adquiriendo en ese campo un experiencia cabal, palanca esencial en la labor de Perito que en su momento se le asignó y que cumplió con gran éxito y mayor generosidad.

Un grupo de ingenieros topógrafos muy calificados reclutados por Moreno, entre los que se contaban Gunarde Lange, Enrique Wolff, Teodoro Arneberg, Adolfo Schiörbeck, Juan Waag, Ludovico von Platten, Emilio Frey y algunos otros, contribuyeron en el relevamiento de largos tramos cordilleranos, a los que se sumó la investigación geológica y paleontológica de Rodolfo Hauthal, venido de Alemania, y Santiago Roth, procedente de Suiza. Un buen ejemplo de esa tarea es el plano preliminar y parcial, en escala 1: 600. 000, del año 1896, elaborado por las secciones topográficas y cartográficas del Museo, que abarca una faja entre los lagos Quillén y Buenos Aires. Hauthal se incorporó al Museo por recomendación de Burmeister en el año 1891, haciéndose cargo de la Sección Geología y Mineralogía. Realizó investigaciones en Ventania y Tandilia, tanto como en la región occidental y meridional de Mendoza, así como otras contribuciones sobre volcanismo cordillerano y distribución de depósitos glaciales en Patagonia, las que ofrecen un esbozo de su proficua labor. A esto debe agregarse la que llevó a cabo como experto conocedor de la cordillera (era un excelente alpinista), en la Comisión de Límites que integró en el conflicto fronterizo con Chile a fines del siglo pasado (véase Hünicken, 1970). También forma parte del equipo científico del Museo de La Plata Santiago Roth, cuya obra geológica y paleontológica aporta conocimientos en 1899. La meritoria labor de Roth constituyó una base sólida para la aclaración de algunos problemas referidos particularmente al Terciario miocénico. En este punto es oportuno mencionar entre el personal del Museo de La Plata al Dr. Juan Valentín, de corta permanencia en el mismo como Jefe de la Sección Geología, en cuyo carácter hizo observaciones en las Sierras de La Tinta. Había llegado, llamado por Moreno, en 1892, pasando luego al Museo de Buenos Aires, hallando la muerte al desbarrancarse en Chubut (Aguada de Reyes) en cumplimiento de una misión científica. En el Museo de La Plata, asimismo, para agosto de 1905 se incorpora el Dr. Walter Schiller, de larga actuación en la institución.

Hemos adelantado ya algún párrafo dedicado a la labor desde el Museo de La Plata vinculada con la cuestión de límites que va a suscitarse con Chile, obligados por la necesidad de no entrecortar en exceso este relato. Sin embargo, no deberían omitirse las menciones a algunas exploraciones de importancia, ya que de ellas derivó un conocimiento geográfico y geológico de trascendencia que a la postre sirvieron para reforzar la posición geopolítica argentina en aquel conflicto. En tal sentido, es evidente que de las primeras y sucesivas exploraciones, tanto como de las noticias que debieron recoger los corsarios que abundaron en la búsqueda de recursos de todo tipo, amparados en el descuido con que España atendía a sus colonias, hubo de acumularse una suma de información cartográfica que, aun siendo escasa, permitió la construcción de mapas del territorio argentino hasta un grado de perfeccionamiento diríase aceptable, para lo que podría considerarse un primer período del conocimiento cartográfico. Este culmina con el plano que aparece en la obra de Woodwine Parish, elaborado por Arrowsmith, y que debe resumir todo lo conocido hallable para la época, dando buena idea del cumplimiento cabal de una de las misiones que Canning, primer ministro de la Corona inglesa, había encargado al Cónsul General inglés en Buenos Aires.

Aun quedaba mucho por conocer mejor, y las exploraciones de Musters, Moreno, Moyano, Lista, Olascoaga, Kozlowski, Fontana, Castillo y otras no menos importantes, irán completando la obra que habrá de servir de base al desarrollo de levantamientos geológicos.

A la labor de Piedrabuena, que financia con sus propios medios la expedición de Gardiner en1867, quien es el primero que llega al lago Argentino, costeando a caballo el río Santa Cruz, sucede, en 1873, el viaje del teniente Feilberg, que navegó dicho río, gran parte a la sirga, hasta llegar por segunda vez al lago, al que confundirá con el lago Viedma. Se agregará, tres años después, la expedición de Moyano y Moreno, ya citada, que alcanzará el Lago Argentino, bautizándolo, hecho contado por Moreno (1892) en una bella página. Moreno y Moyano recorren luego el río Leona y el lago Viedma, ya conocido por la incursión de Antonio de Viedma en 1782. Para 1876 ya está en ciernes instalado el pleito fronterizo con Chile, y es Moreno, como ya se apuntó, quien proporciona bases fundamentadas para defender con firmeza la posición argentina en el diferendo. Ya se ha mencionado la conformación de algunos de los miembros de ese grupo de trabajo. Cabe mencionar aquí que en la expedición del capitán Agustín Del Castillo, llevada a cabo en 1887, se descubre el yacimiento carbonífero de Río Turbio (Del Castillo, 1887).

A raíz, principalmente, de los trabajos de Ameghino, cuyas colecciones expone en Europa, donde se vincula con sabios reconocidos, y otros antecedentes previos (Muñiz, von Ihering, entre otros) que habían revelado la existencia de riquísimas y notables faunas de vertebrados e invertebrados, se despierta por nuestro país un interés general en el mundo de la ciencia y se suceden varias exploraciones internacionales que envían científicos de renombre a conocer y colectar en este nuevo campo que tan promisoriamente se abría a la investigación. Así, por ejemplo, en 1882 viene al país la expedición italiana encabezada por el marino y explorador Santiago Bove quien, habiendo ya participado, por invitación del gobierno sueco al italiano, de una de las exploraciones de Nordenskjöld en el Ártico, concibió, a su regreso a Italia, el proyecto de una expedición similar a las tierras antárticas. Originalmente el proyecto no tuvo eco en Italia, pero conocido aquí despertó el entusiasmo de Zeballos, quien gestionó el apoyo de Mitre y de Roca. Bove sólo aceptó la jefatura científica de la expedición, solicitando que la dirección del conjunto estuviera a cargo de un marino argentino, que fue el Tte. Cnel. de Marina Rafael Blanco. Con Bove vinieron el geólogo Domingo Lovisato, el zoólogo D. Vinciguerra, el teniente J. Roncagli, cartógrafo, pintor y fotógrafo, agregándose en representación de la Universidad de Buenos Aires el botánico italiano, ya residente en la Argentina, Carlos Spegazzini. La expedición partió el 18 de diciembre de 1881 y regresó a Buenos Aires en septiembre de 1882, produciendo

un informe sobre la composición geológica de la Tierra del Fuego, sur de Patagonia e isla de los Estados, de la que Roncagli levantó un plano. Lovisato hizo la geología de la región, de la que recogió abundantes muestras, parte de las cuales, cedidas por él, describirá el Dr. Hyades, de la misión científica francesa. Bove todavía regresará al país en 1883, realizando un viaje a la región de Iguazú y otro a la región patagónica austral, navegando el canal de Beagle y reconociendo nuevamente la isla de los Estados, regresando a Italia en 1884. Lovisato estudió por primera vez las volcanitas en la isla de los Estados, apoyado en la cartografía de Roncagli, y la secuencia jurásico-cretácica de Tierra del Fuego, aunque, sobre la base del hallazgo de supuestos arqueociátidos, las atribuyó erróneamente al Paleozoico.

Para 1883 se lleva a cabo la llamada *Mission Scientifique du Cap Horn*, en el verano de 1882-1883, es decir inmediatamente después de la expedición de Bove. El volumen IV de la obra de dicha misión científica, aparecido en 1887, da cuenta de los resultados geológicos de la misma, aportando datos acerca del complejo esquistoso procedente, según Hyades, del metamorfismo de estratos arcillosos -opinión ya emitida por Darwin-, quien los asignó al Cretácico. Por su parte, Hyades halló foraminíferos que estimó paleozoicos en la isla de Button, reconoció rocas graníticas en la isla de Horn, y señaló la presencia de volcanitas debajo del complejo sedimentario tithono-neocomiano que estudió en Tierra del Fuego, hoy parte de la Formación Yaghan. Hyades también describió los esquistos con venas cloríticas de la bahía Lapataia de donde, en compañía del Dr. Hahn, colectó también muchas muestras, reconociendo, asimismo, esquistos feldespáticos de la isla Picton.

Todavía quedarían por consignar, para esa época, las investigaciones llevadas a cabo por Steinmann en el extremo suroeste del país, por el año 1883, que contribuyeron, particularmente, a esclarecer la estratigrafía de las secuencias cretácicas y terciarias que se superponen, según él, en discordancia. Las observaciones de Steinmann (1883) fueron luego completadas por los trabajos de Hauthal, ya citado, al sur del lago Argentino. Las faunas recogidas por ambos investigadores fueron clasificadas por Wilckens, Paulcke y otros paleontólogos. También deben citarse las expediciones de Nordenskjöld, que aportaron valiosa información de la región magallánica, recogiendo fósiles y describiendo la presencia de rocas volcánicas jurásicas y elementos del llamado Batolito Patagónico (Nordenskjöld, 1905). Este autor contribuyó también al conocimiento de la región antártica, estudiando la naturaleza de sus rocas y sus fósiles, ejemplo de lo cual es la flora de la Tierra de Graham, estudiada por Halle, (1913) quien, como parte de la expedición Scottsberg, dio a conocer el Devónico y los depósitos tillíticos lafonianos en las islas Malvinas, en tanto Quensel dio a conocer sus investigaciones detalladas en la Cordillera Patagónica, de las que produjo el primer mapa. Las colecciones fosilíferas de Carlos Ameghino, llevadas a cabo en los territorios de Chubut y Santa Cruz en terrenos cretácicos y terciarios, dieron nuevo material para los trabajos de Florentino y los de von Ihering quien, sobre esas y otras colecciones que tuvo a su disposición, trazó un cuadro para las formaciones marinas de esa edad que complementaron los esquemas estratigráficos de los hermanos Ameghino.

Entre las expediciones a citar, por su magnitud y frutos obtenidos, debe señalarse la que organizó la Universidad de Princeton entre 1896 y 1899, interesada, principalmente, por los descubrimientos de Ameghino. De esta expedición, a cargo de W. B. Scott, participaron varios investigadores entre los que se cuentan a J. B. Hatcher, T. W. Stanton, A. E. Ortmann y W. Sinclair, produciendo el grupo una obra de gran envergadura con importantes aportes geológicos y paleontológicos en los que se plantean, en ambos campos, disidencias, principalmente, con algunos criterios sostenidos por los Ameghino y von Ihering, relacionados con la interpretación de la ordenación de las secuencias y equivalencia de facies. Cabe destacar que para algunas regiones como la que se sitúa en los entornos del río y lago Belgrano, en fecha reciente V. Ramos ratificó el ordenamiento estratigráfico establecido por Hatcher, al tiempo que aporta una moderna interpretación estructural de la región.

Para esa época, siguiendo con nuestra reseña, ya ha sido planeada y realizada la campaña que se llamó "Conquista del Desierto", que se cierra, se diría en forma definitiva, cuando en octubre de 1884 caen prisioneros los caciques Inacayal y Foyel, dejando completamente solo al último gran cacique, Valentín Sayhueque, que se rinde el primer día del año 1885.

El país, luego de tres períodos presidenciales consecutivos, conducidos por Mitre, Sarmiento y Avellaneda, va encausando, aún con dificultades, una organización en los distintos ámbitos políticos, económicos, sociales y científicos, permitiendo la aquilatación de sus recursos y la alternativa de ponerlos en movimiento para su progreso. Mucho se ha intentado para procurar un ambiente propenso al desarrollo científico y cultural. En Buenos Aires, Ramorino llega para reemplazar al tempranamente retirado Strobel. En Córdoba ya ha iniciado su trascendente actividad la Academia Nacional de Ciencias y Sarmiento ha impulsado enérgicamente la educación, trayendo al país a bien preparadas maestras normales. Se intenta aquietar, no siempre con éxito, los levantamientos subversivos de algunos caudillos del interior, que reclaman por un federalismo más auténtico. En el ámbito geológico, sin embargo, y aun a pesar de la entusiasta influencia de importantes personalidades, principalmente Burmeister, poco interés se revela en la incorporación de futuros investigadores al ámbito universitario propiamente argentino. Se ha tratado, hasta ahora, sólo de los vocacionales sin formación académica específica -aun cuando algunos la tuvieran en otras áreas- que, en algunos casos, brillan por la calidad sobresaliente de su talento y el ímpetu irrefrenable de su vocación. Es el caso ya señalado de Francisco Javier Muñiz, de los Ameghino, de Moreno y Moyano y de Lista, Olascoaga, Castillo y aun Zeballos, que han emprendido exploraciones y trabajos científicos, con apoyo oficial, algunas veces, o con el de instituciones privadas -Sociedad Científica Argentina, Instituto Geográfico Argentino-. Éstas fueron también bien vistas y apoyadas frecuentemente por las autoridades constituidas, que ya habían advertido la necesidad de un andamiaje científico para la apoyatura de la acción de gobierno. Un buen ejemplo de ello lo constituye el *Diccionario Geográfico Argentino* de Latzina, en el que aparecen el *Bosquejo Geológico de la Argentina*, obra de Juan Valentín (1897), y la *Sinopsis Geológico-Paleontológica* redactada por Florentino Ameghino. La obra del primero, con una completa bibliografía de lo hasta entonces conocido de la geología del país, es una admirable síntesis en la que Valentín, que había estado para entonces sólo cinco años en el país, agrega a lo consultado para su trabajo agudas observaciones propias, dejando anotada, por primera vez en la bibliografía geológica argentina, en febrero de 1897, cuando se refiere al "sistema devónico

de Jachal", las relaciones que el mismo tiene "bien definidas, con el mismo sistema del África austral", corroboradas algo más tarde por Keidel, en 1916.- Valentín, 1897, p.18. En lo que hace a la Sinópsis de Ameghino, proporciona un "Cuadro de las Formaciones sedimentarias de la Argentina desde el Jurásico superior hasta la época actual" que, sumado al que dedica a la "Disposición de las Formaciones cretácicas de la Patagonia" y los datos paleontológicos aportados, deja resumidas sus opiniones estratigráficas que mantuvo por años. Si bien nos hemos referido a la parte geológica y paleontológica del *Diccionario Geográfico Argentino* de Latzina, conviene anotar que esa obra, como otras del autor, apuntaron a la necesidad de censar y reflejar diferentes aspectos de la vida del país, preocupación constante - no siempre satisfecha por completo - de hombres que integraban la después llamada "generación del ochenta". Latzina, no por todos bien conocido, era un matemático, astrónomo y estadígrafo nacido en Brüun en 1843 que, llegado al país, conoció a Sarmiento y fue designado, según sus conocimientos, primero profesor de matemáticas en Catamarca y luego Ayudante en el Observatorio de Córdoba. En la Academia Nacional de Ciencias se lo eligió en 1876 para la cátedra de Matemáticas. En 1885 fue designado Director del Departamento Nacional de Estadísticas, cargo con el que se jubiló en 1916. Organizó varios censos cuyos resultados publicó en diversos e importantes trabajos, uno de los cuales fue el diccionario citado.

Retornando con el relato a la Academia Nacional de Ciencias, Bodenbender, luego de sus primeros viajes continuó tesoneramente su labor de investigación, ocupándose del carbón y el asfalto carbonizado, en el momento en que el problema del hallazgo de carbón era álgido y despertaba los entusiasmos y esperanzas de muchos hombres, entre los que contaban el perito Francisco Moreno, el Dr. José Salas en Mendoza y otros. Bodenbender dedicará luego su tiempo a la geología precordillerana, haciendo aportes fundamentales. Revela la naturaleza gondwánica de parte de sus terrenos, descubre la presencia del Devónico y elabora el concepto de Precordillera, estableciendo sus características estratigráficas, edad y la distribución de los terrenos que la componen. Toda su labor hasta entonces, como la que realizará después, quedó signada por la seriedad, profundidad y honestidad con que fue hecha, y la generosidad con que se entregó a su país de adopción.

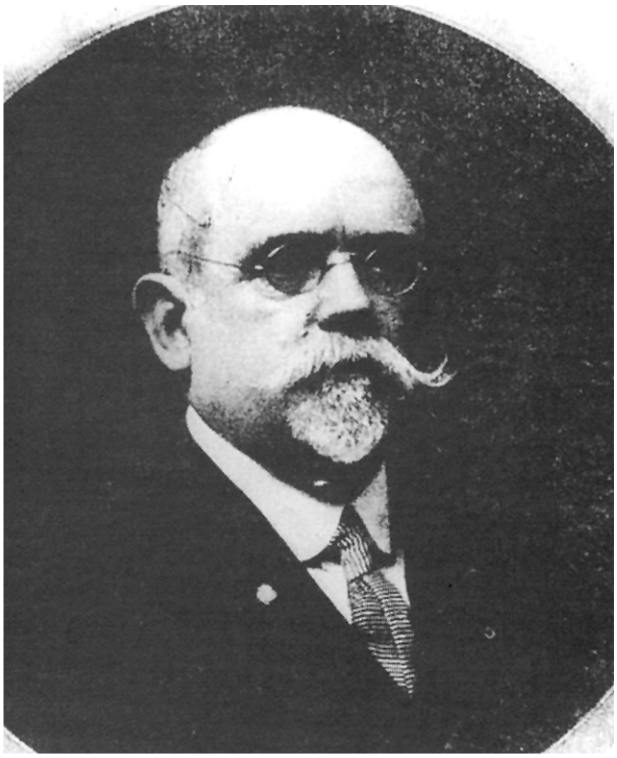
Planteada por el General Roca la necesidad de que un geólogo integrara la Comisión Científica que debía acompañar al ejército en su campaña al desierto, y descartado Brackebusch que se excusó voluntariamente de integrarla, fue designado para ello el Dr. Adolfo Doering, quien desde 1872, llamado por Burmeister, se había incorporado a la Academia, en la que se desempeñó como químico, zoólogo y geólogo. En este carácter y como miembro de aquella Comisión Científica llevó a cabo la primera clasificación de los terrenos de una región prácticamente desconocida geológicamente, para lo cual tuvo que partir de las clasificaciones que Darwin y, particularmente, d'Orbigny, habían hecho en la faja oriental del país, en este caso durante su estadía en Corrientes. Doering describe el Sistema de Tandil, como él le llama, y da buen crédito a las investigaciones previas, aunque parciales de Heusser y Claraz (1863), que describen la cadena, así como a las de Aguirre (1879, 1882, 1897) a las que pondera, aunque disienta en su criterio de suponer jurásicas las capas dolomíticas de Sierra Baya, a las que Doering estima "protozoicas" o, cuando más, a las inferiores subsilúricas (sic). El trabajo señala la existencia de pliegues en sierra de la Ventana, granitos y volcanitas en la región de Choique Mahuida y una caracterización de la región entre los ríos Colorado y Negro, intentando una clasificación de los terrenos terciarios y cuaternarios que sólo constituyó un tímido paso en la resolución de problemas aún hoy vigentes. Los aportes de Doering (1881) aparecieron algo después que la sucinta memoria de Maak (1871) y antes que las contribuciones de Siemiradzki (1893 a y b) y las de Lydekker relacionadas con los dinosaurios de la Patagonia y la descripción de la flora de Piedra Pintada hallada por Santiago Roth.

En el Museo de La Plata, en tanto, y como parte de la Sección de Exploraciones que a tales fines había creado Moreno - tan importante consideraba esa labor científica - se incorporan en 1897 los geológos suizos Carl Burckhardt y Leo Wehrli, quienes en una primera expedición, asociados con Hauthal, entre enero y mayo de 1897, cruzaron la cordillera en cuatro oportunidades (Wehrli y Burckhardt, 1898). Una nueva expedición de dichos geólogos los llevó, en noviembre de 1897, primero a Chile, en donde Burckhardt es obligado por una enfermedad a detenerse hasta febrero de 1898. Entre tanto Werhli sigue viaje por barco al sur y cruza desde puerto Mont hasta Nahuel Huapi y Junín de los Andes. Werhli levanta un perfil esquemático en el que registra la presencia de basamento plutónico y metamórfico cubierto, en parte, por volcanitas jóvenes (Werhli y Burckhardt, 1898). Por su parte, Burckhardt, restablecido, intenta el cruce en una latitud más septentrional de la cordillera neuquina realizando un perfil entre Las Lajas y Curacautín, dando lugar sus estudios a varios trabajos clásicos relativos a las faunas de ammonites jurásicos y cretácicos de ámbito andino. Se destaca la labor de Burckhardt, de sólidas condiciones patentizadas, como ya se señalara una vez (Rolleri et al. , 1978), por el comentario hecho por Pastore (1925) quien manifestó que con su obra "Burckhardt prestó a la geología argentina un servicio comparable al que ella debe a Stelzner y Brackebusch". Apoyado en el levantamiento detallado de perfiles y en el estudio del contenido paleontológico, Burckhardt fijó las bases firmes para una estratigrafía jurásico-cretácica, al tiempo que, con sus indagaciones tectónicas, dejó planteada una secuencia diastrófica para el Mesozoico y el Terciario que dio fundamentos, algo después, para la sistematización estratigráfica llevada a cabo por Groeber (1918 a y b, 1929) primero y luego por el mismo Groeber con la cooperación activa de Pedro N. Stipanicic y Alberto Mingramm, que habían levantado numerosos perfiles encargados por Y. P. F. donde se trataba, asimismo, de fijar una más exacta cronología para el diastrofismo andino mesozoico-terciario, tema sobre el cual volvieron más adelante, y referido especialmente al Mesozoico.

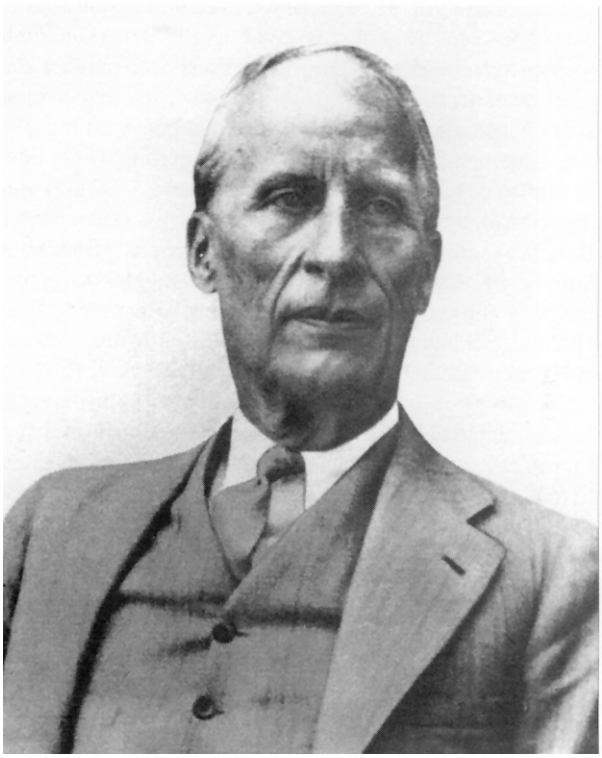
Para estos años y como uno de los hitos fundamentales de la reseña que intentamos realizar, se produce un hecho trascendente: se establece la creación de una nueva Ley de Ministerios. En efecto, durante los últimos días de la presidencia del Dr. Evaristo Uriburu, quien reemplazaba al Dr. Luis Sáenz Peña, por renuncia de éste, se sanciona, el día 10 de octubre de 1898 la Ley Nº 3727, la que se promulga al día siguiente. De tal manera, cuando el General Roca asume su segunda presidencia, el número de ministerios ha pasado de cinco a ocho. Se crean, nuevos, el Ministerio de Obras Públicas, hasta entonces Departamento anexo al Ministerio del Interior; el Ministerio de Agricultura, que había sido una parte del Ministerio de Relaciones Exteriores, y el Ministerio de Marina, hasta entonces parte del Ministerio de Guerra. La



Carlos Ameghino, 1865-1936. La prolífica obra de su hermano Florentino estuvo basada en gran parte en sus meticulosas observaciones geológicas y sus colecciones fosilíferas en la Patagonia.



Francisco P. Moreno, 1852-1919. Fundador y director del Museo de La Plata, quien estuvo a cargo de planificar y en parte realizar expediciones científicas que sirvieron para establecer y demarcar el límite en la Cordillera de los Andes.



Carl Burckhardt, 1869-1935. Geólogo y explorador del Museo de La Plata, quien efectuó uno de los primeros y más completos reconocimientos de la Cordillera del Neuquén.



Rodolfo Hauthal, 1854-1928. Uno de los primeros geólogos del Museo de La Plata, quien realizó importantes aportes al conocimiento de los volcanes activos de la cordillera andina.

Sección Minas, creada en 1885, originada, a su vez, en la Inspección General de Minas establecida por Urquiza por Decreto del 23 de julio de 1857, y que dependía del viejo Departamento de Obras Públicas, pasó ahora al Ministerio de Agricultura, al promulgarse la citada ley. Ésta, asigna al Ministerio de Agricultura, en su artículo 14, entre otras funciones, entender en todo lo relativo a "minas y aguas termales y medicinales". En el año 1902 el Dr. Wenceslao Escalante, a cargo del Ministerio, organiza la Comisión de Estudios de Napas de Agua y Yacimientos Carboníferos, con la misión de explorar sistemáticamente el subsuelo del país en busca de no sólo agua, sino también carbón y minerales en general, incluido, obviamente, el petróleo, cuya existencia en superficie ya era conocida. Luego de dos años, por Decreto del 25 de octubre de 1904, es decir en la presidencia del Dr. Manuel Quintana y siendo Ministro de Agricultura el Dr. Damián Torino, se separa la Sección Industrias Mineras de la División de Industrias y se crea, con aquella, la División de Minas, Geología e Hidrología. La Comisión de Estudios de Napas de Agua y Yacimientos Carboníferos, en ese momento a cargo del Ingeniero Enrique Hermitte, había sido anexada, previamente, a la Sección de Industrias Mineras a raíz de que dicho funcionario había pasado a cubrir la vacante producida por la muerte del ingeniero H. D. Hoskold. La nueva División quedaba, así, constituida por las Secciones mencionadas, e incorporaba todo el personal que tenía la Sección de Industrias Mineras y el que revistaba en la Comisión de Estudios de Napas de Agua y Yacimientos Carboníferos designando, con ascenso, en la Jefatura de esa división, al ingeniero Hermitte. También se incluía en la planta de personal de la División recién creada, al geólogo adscripto al Ministerio de Agricultura que entonces lo era el Dr. Guillermo Bodenbender, como es sabido miembro de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, que es quien inaugura, con un trabajo suyo (Bodenbender, 1905), la serie de publicaciones geológicas del nuevo organismo.

El ingeniero Enrique Hermitte, (1871-1955) había efectuado sus estudios de Ingeniería de Minas en la Escuela Superior de Minas de París, ingresando al entonces Departamento de Geología y Minería de nuestro país en 1892. Por su obra, que revela la fibra de un extraordinario organizador, por el empuje que supo darle a su acción, por el entusiasmo y convencimiento con que la ejecutó y por todo lo que hizo y posibilitó hacer, la geología de la Argentina le debe un profundo reconocimiento. Conocedor, como es fácil de ver, del desafío que tenía ante sí, procuró integrar rápidamente un cuerpo profesional y técnico de la más alta calidad. Y lo que resultó de la acción de los hombres elegidos muestra, también, la perspicacia y talento con que ejerció su función directriz.

Ya dijimos que, inicialmente, y como geólogo honorario, trabajó Bodenbender, pero en 1906 se incorpora a la Jefatura de la Sección Geología el Dr. Juan Keidel, quien desempeñará el cargo durante un largo período, produciendo trabajos de singular trascendencia.

LA LABOR SISTEMÁTICA

Ya estaban establecidos, en el primer lustro de este siglo, organismos que van a servir, en el futuro, para un desarrollo sostenido del conocimiento geológico argentino y para iniciar o continuar, según sea el caso, con la evaluación y puesta en marcha de los recursos naturales de orden geológico de nuestro país. Faltan aún algunos de los organismos que deberán crearse cuando, por el esfuerzo de quienes están en la labor exploratoria, se obtengan frutos que por su importancia y necesidad exijan la existencia de organismos especializados.

Se han incorporado a la tarea geólogos y profesionales de ciencias afines y van a agregarse a ese conjunto, en rápida e ininterrumpida sucesión, una serie de calificados especialistas que darán cuerpo, esencia y brillo a la labor geológica.

Cabe pues, antes de entrar en la enumeración en alguna medida pormenorizada de los hombres incorporados, hacer una caracterización general de los conceptos paradigmáticos de la actividad geológica, tal como se manejaban en el ámbito europeo, que era el campo de donde procedía la totalidad de ellos, haciendo pie en el grado de vinculación que tenían con aquel.

Pudo haber sido eventual que fuera Burmeister quien, con su voluntarioso impulso, tuviera la posibilidad de traer a la Argentina geólogos de una escuela alemana de geología que él conocía bien. Y que cuando no fuera él quien decidiera la invitación, lo fuera Moreno, por ejemplo, tan allegado al ilustre precursor, quien, además de alemanes, contratará para trabajar aquí a suizos de la talla de Burckhardt y Wehrli. Lo que sí es evidente, para entonces, que todos los que vinieron tenían muy buena experiencia hecha en campos clásicos de la geología de Europa y de Asia, y que habían tenido ocasión de formarse y publicar sus resultados. Sorprende, cuando uno revisa la profusa bibliografía que ocupa un tomo entero de la obra, la cantidad de citas de geólogos que con sus publicaciones sirvieron para organizar la monumental síntesis del austríaco Eduard Suess, *La Face de la Terre (Der Antlitz del Erde)* que hemos consultado en la quinta edición francesa, cuya obra tiene que ver, en varios capítulos, con la geología sudamericana y, particularmente, argentina. Aparecen citados allí trabajos de geólogos cuyos apellidos nos son familiares y corresponden a los que habían escrito, en muchos casos, antes de partir de Europa a la Argentina y, en otros, a trabajos sobre nuestra geología efectuados en el país y editados muy frecuentemente en prestigiosas revistas europeas en el que era su idioma de nacimiento. En la obra de Suess (1921) aparecen mencionados nombres y obras de geólogos como Stelzner, Brackebusch, Bodenbender, Stappenbeck, Burckhardt, Groeber, Keidel, Halle, Hatcher, los Ameghino, separadamente y juntos, según correspondiera, Heusser y Claraz, Hauthal, Schlagintweit (ayudante de Steinmann, en su paso por América del Sur), Wehrli, Geinitz, Kayser, Gottsche y tantos otros que, sin haber estado en el país, contribuyeron al conocimiento del mismo con el estudio de colecciones que les fueron enviadas por colectores que sí lo hicieron. De hecho, la obra de Suess tuvo para su época y por mucho tiempo, en el marco de su universalidad, el valor de una excelente geología regional de la Argentina. Y fue particularmente por esa vía que se hizo popular el concepto de continentes de Gondwana y Eurasia, nombres ambos imperecederos, acuñados por Suess.

Es obvio que la disponibilidad de una obra de conjunto como la que Suess ofreció, exponiendo el conjunto de la geología de la Tierra hasta donde era posible conocerla entonces, aunando las observaciones de millares de geólogos de todo el mundo, debió inspirar indagaciones posteriores por otros autores, que condujeron a nuevos avances.

Algo antes de que la obra de Suess se diera a conocer, y en otras latitudes y en el marco de una particular geología,

había aparecido otro concepto que será paradigmático en las futuras indagaciones en el campo de la organización de los hechos geológicos y su explicación. Trabajando en las montañas Apalaches, por el año 1859, James Hall describió una potente secuencia sedimentaria con intercalaciones ígneas, cuya distribución la mostraba adosada a núcleos viejos e instalada en lo que habían sido profundas depresiones con las que había coincidido, según él, la generación ulterior de montañas. El conjunto sedimentario incluido, por su notable espesor, indicaba una cuenca de gran receptividad, a la que, en 1873, J. D. Dana definió con más precisión y llamó Geosinclinal. El concepto de geosinclinal desarrollado por Dana evolucionó y sufrió, posteriormente, considerables modificaciones sucesivas. La primera, notable por su significación, fue debida a las investigaciones del gran geólogo francés Emile Haug quien, trabajando en el ámbito geológico mediterráneo europeo, concibe al geosinclinal como una cuenca alargada ubicada entre dos masas continentales. Esta concepción es la primera gran diferencia con el concepto americano de geosinclinal, que constituye una cuenca periférica al continente. Esta oposición inicial, en el arranque del concepto, se perpetuará para siempre y, claramente, tiene su razón de ser en las diferencias geológicas que se revelaban en los propios lugares de trabajo: las cadenas montañosas norteamericanas rodean el continente, en tanto que en Europa las cadenas montañosas están comprimidas entre dos continentes (o masas rígidas).

No es este el lugar para abundar más en este importante concepto, pero es ampliamente conocido como, desde su nacimiento, ha ocupado el pensamiento de los geólogos, que han clasificado, incluido y descartado, una y otra vez, como geosinclinales, distintos tipos de cuencas, creando una compleja nomenclatura que alude a la naturaleza del relleno, la existencia de magmatismo, tipo del mismo, grado de deformación y etapas de la misma, etc. El trabajo de J. Auboin (1959), que constituye una síntesis crítica sobre el concepto de geosinclinal, puso en ese momento en evidencia la confusión existente acerca de lo que el término involucraba. Por otra parte, también es abundante la literatura vinculada a la sedimentación, magmatismo, orogénesis y tectogénesis del geosinclinal, desde su nacimiento hasta la década del ‘60, en que nuevos paradigmas aparecen en el marco de la investigación geológica. En nuestro país queda como una notable y laboriosa síntesis de los geosinclinales de la Argentina la obra de Borrello (1969), trabajo de gran aliento fruto de sus investigaciones y las de sus colaboradores y parte de las cuales cumpliera en colaboración con el francés J. Auboin.

A pocos años de iniciada la larga y estimulante vida de la noción de geosinclinal, con la que trabajamos varias generaciones de geólogos argentinos, tuvo nacimiento otro de esos conceptos esenciales con capacidad de trascendencia tal como para ser capaz de dividir y airar las opiniones hasta el grado del desprecio (Hallam, 1985, págs. 134-35, citando palabras de Bailey Willis). Porque eso es lo que pasa, literalmente, cuando aparece, por primera vez, la idea de una distribución originalmente distinta a la actual de los continentes, a la que Alfredo Wegener, alemán meteorólogo de profesión, pero naturalista de vocación, dio el nombre de *Die Verschiebung der Kontinente*, que traducido al castellano significa “desplazamiento continental” y en inglés “continental displacement”, transformado luego por los ingleses en “continental drift” (deriva continental) que “cundió en el acto por todo el mundo de habla inglesa, seguramente porque la gente prefiere no usar siete sílabas cuando cinco bastan” (Hallam, 1976, pág. 24).

Wegener dio a conocer su teoría de la deriva, por primera vez, en 1912, apareciendo en 1915 una versión ampliada y otras, sucesivas, en 1920, 1922 y 1929. Es la cuarta edición la última que Wegener revisara y pusiera al día agregando nuevas pruebas y argumentos a los expuestos antes. Es conocido que lo que Wegener postulaba, como hecho fundamental, era la existencia de una Pangea o Supercontinente que había comenzado a escindirse a principios del Mesozoico para terminar ubicándose, las distintas partes derivadas de aquella, en distintos tiempos y a partir de esa fecha, en los lugares que actualmente ocupan. No siendo este el lugar para considerar los aspectos detallados ni los argumentos en que Wegener apoyó su teoría de la deriva continental, cabe empero decir que la misma tuvo una aceptación podría decirse que rápida en Europa, pero una tenaz oposición entre los geólogos y geofísicos norteamericanos, que se mantuvo, en una u otra forma, hasta entrada la década de los ‘50. En Inglaterra la acogida fue sólo tibia, cambiando el grado de recepción recién a partir de 1929, cuando Holmes expone su modelo de la tierra en grandes capas superpuestas y de distinta composición, trayendo a colación las corrientes convectivas que favorecerían la deriva. Lamentablemente, en ninguna bibliografía, ni siquiera argentina, figura para entonces el meduloso artículo de Groeber (1927) sobre tectónica teórica y provincias magmáticas que él calificaba de preliminar, publicado dos años antes que Holmes lo hiciese sobre el mismo tema, que seguramente hubiera servido bien de complemento a la teoría de Wegener. Cabe agregar asimismo que es en la edición de 1929 cuando Wegener incorpora en su teoría el primer argumento geológico fehacientemente comprobado, que es el que le proporciona Keidel (1916, 1917), a través de su levantamiento en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Como es sabido, el geólogo sudafricano Alex Du Toit (1927, 1937) acogió cálidamente la teoría de Wegener, ampliando extensamente la argumentación geológica en su apoyo.

Todo lo anterior, que seguramente parecerá una reflexión marginal demasiado larga, permite, sin embargo, traslucir con claridad, el altísimo nivel y actualización del conocimiento de quienes, como el ilustre Profesor Dr. Juan Keidel y otros que integraron en las primeras épocas los cuerpos profesionales primero, y docentes después, en organismos e institutos de enseñanza universitaria, volcaron su experiencia en el campo, el gabinete y el aula, dando impulso y altura a un cuerpo de geólogos argentinos que, algo más tarde, ya preparados, comenzaron a actuar.

Keidel, por su parte, en pos de un panorama que le permitiera tener un conocimiento directo de la complejidad geológica del país, cuya exploración caía bajo su directa responsabilidad, planeó claramente su propio trabajo que lo llevó, en los primeros años de su labor, a comarcas de muy diferente geología, de todas las cuales dejó observaciones que casi siempre constituyeron bases firmes para levantamientos posteriores. Así lo hallamos en el norte, en Salta y Jujuy, dando cuenta de la existencia de secuencias precámbricas sobrepuestas en discordancia por terrenos cámbricos. En 1910 hace una primera subdivisión de dichas secuencias cámbricas y desentraña las líneas principales de la estructura. Con Schiller estudia en 1913 yacimientos de minerales de la región de Mazán y elabora luego su trabajo sobre las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Keidel, 1916),



Juan Keidel, 1886-1954. Primer Jefe de la División Geología que diera origen al Servicio Geológico Nacional, y autor de importantes estudios tectónicos, como el que estableciera en 1916 los vínculos entre los sistemas de Ventania y El Cabo en Sudáfrica.



Pablo Groeber, 1885-1964. Sabio geólogo de la Dirección de Minas que sentó las bases de la evolución tectónica de la Cordillera de los Andes de Argentina y Chile.



Anselmo Windhausen, 1882-1932. Pionero de las investigaciones geológicas en la Patagonia extrandina y de su potencial de hidrocarburos. Autor del primer libro de Geología Argentina.



Ricardo Stappenbeck, 1880-1963. Pionero en el conocimiento geológico de la Precordillera de Cuyo e iniciador de los estudios hidrogeológicos en la región pampeana.

ensayando una correlación con depósitos de África del Sur, Malvinas y Precordillera. Sobre este tema, y con un despliegue de información que lo muestra poseedor de una colosal erudición, volverá más tarde cuando, luego de publicar sus estudios sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza, avanzará con su contribución acerca del glaciarismo neopalozoico, una completa exposición paleogeográfica del continente de Gondwana, panorama que se completa luego con su notable estudio sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Se le deben también importantes aportes a la geología petrolera, ya que, sobre la base de estudios previos de campo efectuados por Windhausen, fue él quien ubicó el pozo que, en 1918, diera con el descubrimiento de petróleo en Plaza Huincul.

Creador del concepto de Patagónides para la deformación evidenciada por los arcos de plegamiento presentes en el centro-sur neuquino, que trasladó hacia el sur de Patagonia, es también incansable escrutador de la tectónica precordillerana, donde creyó poder interpretar verdaderos mantos de corrimiento que, con el tiempo, han resultado de existencia plausible, adornando su pasión por la práctica de un pensamiento geológico de alto vuelo con su dedicación a la enseñanza, que ejerció con convicción. Es oportuno consignar aquí, por el mérito que a Keidel toca y la importancia que tiene la circunstancia que se menciona, que estuvo en la preocupación de este ilustre investigador propiciar la formación de geólogos argentinos. En efecto, en la elevación que Hermitte hace al Ministro de Agricultura, como era de práctica, le dice que el trabajo que remite, que es el informe correspondiente a la tesis doctoral de Franco Pastore, sobre la geología del cerro del Morro en San Luis, que la había aprobado con felicitación de la mesa examinadora, constituye "el coronamiento de los esfuerzos realizados por esta repartición en pro de la formación de geólogos argentinos, a cuya obra ha cooperado eficazmente el Jefe de la Sección Geología, Dr. Juan Keidel". La elevación tiene fecha 15 de junio de 1915, con lo que queda definido que Pastore es el primer geólogo argentino recibido en universidad argentina. A mayor abundamiento, dice Hermitte en un oficio similar, pero esta vez referido al Dr. Juan J. Nágera, que éste "es el segundo de los geólogos argentinos formados en la repartición", informando previamente Keidel, que Nágera había rendido su examen de Tesis en diciembre de 1915, con la que obtuvo el premio Carlos Berg en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Dos distinguidos alumnos para un gran profesor. La obra posterior hablará por todos ellos.

Tempranamente, también, ingresa a la Dirección de Minas el Dr. Ricardo Stappenbeck, quien luego de iniciar su tarea en el control de perforaciones de Comodoro Rivadavia, recientemente descubierto el petróleo, y en 1908 un reconocimiento geológico en el sureste de Chubut, que se completó con un estudio químico del petróleo hecho por Reicher, pasó a dedicar su tiempo en la investigación de la Precordillera de San Juan y Mendoza, produciendo un informe (Stappenbeck, 1910) donde relata el fruto de sus observaciones. El trabajo se acompaña con un mapa que aun hoy sorprende por su precisión y claridad, aun cuando deban ser ajustadas las asignaciones temporales de algunas de las unidades distinguidas entonces, ochenta y cinco años atrás. La riqueza y minuciosidad con que se cuentan observaciones y hechos de interés que Stappenbeck no pudo desarrollar, por la magnitud del área que caía bajo su levantamiento, dejó muchos lugares, señalados por el autor por su interés, que aun hoy podrían ser objeto de estudio fecundo. Stappenbeck dedicó mucho tiempo a la investigación de las aguas subterráneas, transformándose en el mejor conocedor de un tema entonces tan acuciante como hoy, y en ese campo dejó escrita una obra fundamental (Stappenbeck, 1926). Es poco conocido un levantamiento que efectuó para Y. P. F. de las estructuras terciarias que se desarrollan inmediatamente al sur del cerro Cacheuta, en Mendoza, en las que se alojan los actuales campos petrolíferos. Dejó también, entre otras colaboraciones, un mapa de los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la Argentina.

La posibilidad de llevar a la realidad el proyecto de un levantamiento geológico del país en hojas en escala 1:200. 000, definido en 1910, como se verá más adelante, enfrentó a la Dirección de Minas, Geología e Hidrología con la necesidad de nutrir rápidamente sus cuadros con profesionales competentes para esa tarea. Llegan para ello al país, en un corto período, un cierto número de geólogos que serán los que, con diferente brillo, pero siempre eficientemente, la llevarán a cabo. Se incorporan así, con intervalos cortos entre la llegada de cada uno, Anselmo Windhausen en 1909, Enrique Gerth en 1910, Pablo Groeber y Guido Bonarelli en 1911, Walther Penck en 1912, Ricardo Wichmann en 1912 y Helge Backlund, M. Delhaes, J. Haussen, R. Beder y J. Rassmuss, a quienes se agregaran luego otros geólogos que mencionaremos más adelante.

En ocasión de llevarse a cabo el Tercer Censo Nacional de la República Argentina, el ingeniero Hermitte, ahora Director General de Minas, Geología e Hidrología elabora, sobre la base de informaciones generales de Keidel y Stappenbeck y de informes parciales de los Ingenieros Vatin, Barnabé, Bacquencourt, Pedroso y los Dres. Schiller y Bonarelli, una admirable síntesis de lo logrado hasta esa fecha en todo lo que era la incumbencia de la Dirección a su cargo (véase Hermitte, 1910). El capítulo de la obra destinado al "Estado actual de las investigaciones geológicas", en cuya lectura se adivina el estilo preciso de Keidel, resume, en ocho páginas, todo lo esencial que podía decirse, en ese momento y sin detalles, de la geología argentina, tomando todos los antecedentes previos, a partir de Darwin. Y explica cual fue, al principio de la creación de la Sección Geología, el objetivo primordial, que consistía en "recopilar todos los conocimientos aislados hasta entonces y unirlos por medio de nuevas investigaciones sistemáticas, de tal manera que fuera posible la publicación de un mapa geológico general de la República Argentina en escala 1: 1.000.000 y para proceder de un modo metódico y conseguir resultados fundados, en el tiempo más corto posible, deslindar, desde el principio, las grandes unidades geológicas del país, reconocidas por los trabajos anteriores", (1915). Con la caracterización lograda de las principales grandes unidades, sobre la base de los conocimientos existentes y los logrados en los primeros cinco años de trabajo, y con el aumento de personal y elementos habidos a partir de 1910, se advierte la posibilidad de cambiar el objetivo y, en vez de un plano general al millonésimo, se troca por levantamientos de mapas topográfico-geológicos a escala 1:200.000, dividiendo el territorio en 812 hojas que abarcaban, desde el norte hasta el paralelo 42º, una superficie de 0º 45' de lado y, desde allí al sur, 1º en la dirección de los meridianos y 30' en la de los paralelos. Para ello, como indispensable, se creaba una Sección Topografía, para cubrir las áreas con topografía inexistente o ineficiente. Así programada la tarea, se asignaron las regiones y, aunque uno puede advertir de pronto que

alguien encara investigaciones en un sector alejado del original, no cambia el plan rector, que se vincula primariamente con el estudio de las grandes unidades morfoestructurales.

Así es como Gerth y Groeber estudian el ámbito de las transgresiones mesozoicas de la Cordillera Principal; y Schiller se encarga de desentrañar la tectónica compleja de la cordillera en Mendoza (cuyos rasgos primeros habían trazado Stelzner y el propio Darwin); y Bodenbender, siempre como geólogo adscripto honorario, complementa el trabajo de Rassmuss, Hausen y Penck en el sector septentrional de las Sierras Pampeanas, ya recorrido antes por Brackebusch; y Windhausen inicia sus indagaciones en el septentrión patagónico petrolero, desde donde desciende hacia el sur; y Wichmann, luego de un *introito* hidrogeológico, centra su actividad en el ámbito del Macizo Nordpatagónico y la Patagonia extra-andina (véase Groeber, 1931); y Bonarelli abre al conocimiento tierras desconocidas del ámbito subandino; y Beder indaga en la difícil petrografía de las Sierras Pampeanas y en el levantamiento de los ramales nororientales de dichas sierras. Ya llegarán pronto nuevos colegas y se producirá, en 1915, la incorporación de los primeros geólogos argentinos.

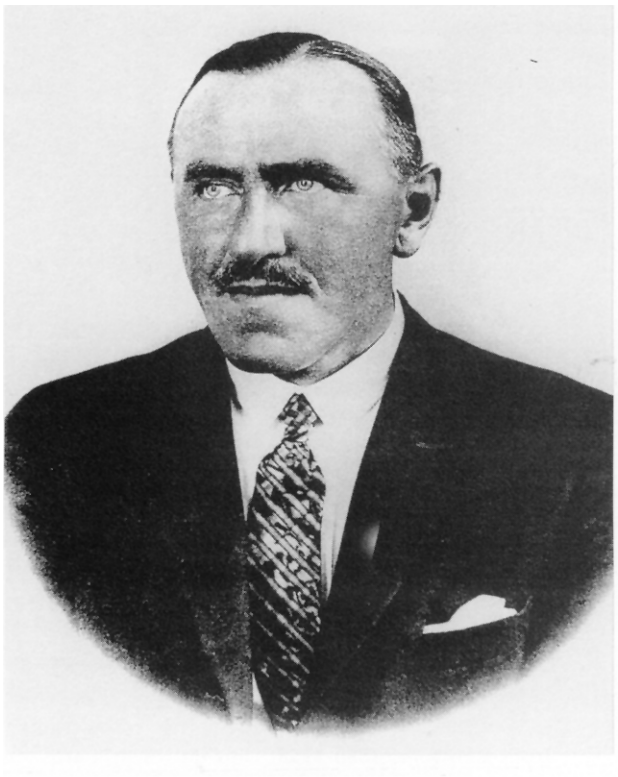
Para 1907, como se sabe, se produce el hallazgo de petróleo en Comodoro Rivadavia, fruto del trabajo y el esfuerzo generoso y no especulativo más que de la casualidad, circunstancia que puso a prueba el temple de los hombres que, como Hermitte, Keidel y Windhausen, de la propia Dirección de Minas, Geología e Hidrología, comprendieron cabalmente el significado trascendente del descubrimiento, y de otros, no geólogos, como el ingeniero Krausse, a cargo de la Sección Hidrología, y Luis A. Huergo, que tuvieron que luchar contra la indiferencia de unos y los intereses de otros para que esa trascendencia se captara en su verdadera magnitud (véase Hermitte, 1916), trabajo ilustrativo de las ideas que respecto al petróleo y su ocurrencia entonces se tenían. Sólo tres años después del descubrimiento, el gobierno se decide a crear una Dirección General de la Explotación del Petróleo de Comodoro Rivadavia, que presidía el ingeniero Huergo, la que actuaba en el área de reserva de 5.000 ha creada por la ley 7059. Sin especialistas aún, los estudios los encaran Stappebeck y Schiller.

De los geólogos mencionados más arriba, algunos como Backlund, Hausen y Penck tuvieron una permanencia corta en el país, aunque dejaron trabajos muy valiosos sobre la Cordillera del Viento en Neuquén y las milonitas de Tandilia, las Sierras Pampeanas y la Puna catamarqueña, respectivamente.

Cuando Bonarelli llega al país se encarga de investigar las condiciones geológicas del sector nororiental, dando a conocer sus trabajos sobre los distritos mineros de Orán y Tartagal, prestando atención a su estratigrafía y estructura y a las connotaciones de esas características con la eventual presencia de yacimientos petrolíferos, ubicando algunos pozos, el primero de los cuales fue un fracaso exploratorio. Dejó, sin embargo, una evaluación positiva de algunas áreas que, bastante después, resultaron ricamente productivas. Creó el que llamó Sistema Subandino detallando su composición, incursionando también en Tierra del Fuego cuyas turberas estudió, dejando agregado a su informe un mapa geológico preliminar de la región, bueno para la época, produciendo también, asociado con Pastore, un bosquejo geológico de la provincia de Tucumán y, con Nágera, trabajos en las provincias de Entre Ríos y Corrientes y sobre la región del lago San Martín.

En relación con la actuación de Windhausen, iniciada con sus trabajos de reconocimiento de Neuquén y Río Negro (1912, 1914), le cupo señalar, así fuera imperfectamente, la discordancia en la base de los llamados Estratos con Dinosaurios, interpretada luego correctamente por Keidel y reafirmada, años más tarde, por Suero en 1942. La contribución estratigráfica de Windhausen se complementó luego con las estructurales de Keidel, que abrieron la vía para un conocimiento mejor del Neuquén extra-andino. Con la presencia del cerro Granito vislumbran la existencia de un alto estructural sobre el que volverá, mucho después, Bracaccini (1970). Los estudios realizados por Windhausen y Keidel permiten la rectificación de conclusiones de Haupt sobre la fauna del cerro Lotena. Los fósiles estudiados por este autor habían sido reunidos por Steinmann y por Douvillé quien los obtuvo, a su vez, del señor Recupé, que los recogió cuando hacía mensuras en pertenencias mineras que existían en las áreas de Lotena y Covunco. Windhausen aun se da tiempo para acompañar a Beder en 1918 en un viaje a Paraguay y, en carácter de paleontólogo, determina la edad devónica de los fósiles colectados por aquél en su itinerario. Luego encarará sus investigaciones relacionadas con áreas más australes de la Patagonia, para las que estaba preparado. En su trabajo sobre la estratigrafía del Neocomiano (Windhausen, 1918) deja planteado, merced a su notable versación, un análisis comparativo de las faunas boreales y australes, en donde ya se advierte su erudita preparación y su capacidad que le permitirá, años después, escribir sus volúmenes sobre Geología Argentina, el segundo de los cuales (Windhausen, 1931), junto con la descripción geológica de la Patagonia de Feruglio (1949-50), son las dos obras geológicas más importantes encaradas por un solo autor en Argentina. En su vinculación con el petróleo y con Y. P. F. , algo más tarde, Windhausen produce una serie de publicaciones con las que trata de dilucidar problemas que, siendo de raíz geológica, tienen fuerte influencia en la distribución eventual de los hidrocarburos. Por este camino, trata las posibles conexiones de diferentes unidades y, así sea preliminarmente, apoyado en el conocimiento de la extensión de los llamados Patagónides de Keidel, deja asentada la existencia de una Isla del Deseado, que resulta del control geológico de la distribución de depósitos supracretácicos y terciarios marinos, cuya ubicación resulta exactamente coincidente con el área del actual Macizo del Deseado. En su trabajo sobre la región situada al oeste del golfo de San Jorge (Windhausen, 1924), ensaya una explicación tectónica y deja trazadas algunas líneas mayores de orden estructural y de significación fundamental, que investigaciones posteriores de carácter paleogeográfico, y algunas muy recientes de orden geotectónico, en un marco conceptual muy diferente, han confirmado.

Por su parte Groeber, incorporado a la Dirección el 5 de octubre de 1911, invitado por Keidel, se dedica a estudiar, principalmente, los depósitos de las ingresiones mesozoicas que integran la Cordillera Principal y el sector extraandino de las mismas en las provincias de Mendoza y Neuquén. Ese será el tema central de su trabajo, luego de una incursión en el campo de la geomorfología y la geología aplicada, informando sobre las causas de la desastrosa creciente ocurrida en el río Colorado, a fines de 1914. Inmediatamente después entra de lleno en la temática citada con un análisis de la estratigrafía del Dogger en la Argentina (Groeber, 1918a). Como dice Keidel en la elevación del trabajo “como está fundado sobre un profundo conocimiento personal de los hechos y una



Ricardo Wichmann, 1881-1930. Pionero que realizó los primeros y más precisos levantamientos geológicos del Macizo de Somún Cura y del Neuquén extrandino.



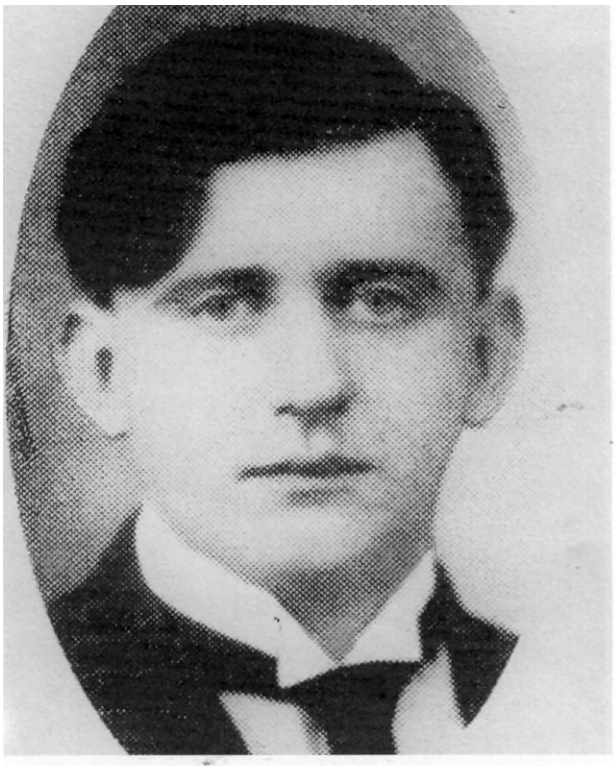
Enrique M. Hermitte, 1871-1955. Organizador y jefe de las instituciones geológicas pioneras del Servicio Geológico Nacional. Impulsó los estudios que llevaron al descubrimiento del petróleo en la Argentina.



Guido Bonarelli, 1871-1951. Explorador y pionero en el conocimiento de la estructura y estratigrafía de las Sierras Subandinas, y de evaluar sus recursos petroleros.



Roberto Beder, 1885-1930. Iniciador de los estudios mineralógicos y petrográficos en las Sierras Pampeanas, e ilustre profesor de la Universidad Nacional de Córdoba.



Juan J. Nágera, 1887-1966. Primer geólogo argentino, responsable de nuestra jurisdicción sobre la plataforma epicontinental argentina y de destacar su potencial de hidrocarburos.



Franco Pastore, 1885-1958. Uno de los primeros geólogos argentinos que introdujo en forma sistemática los estudios petrográficos de nuestro basamento.



Egidio Feruglio, 1897-1954. Su descripción geológica de la Patagonia es uno de los hitos fundamentales en el conocimiento geológico del país.



Enrique Fossa Mancini, 1884-1950. Introdujo los estudios geofísicos y fotogeológicos en nuestro país a través de Yacimientos Petrolíferos Fiscales para la exploración de hidrocarburos.

prudente interpretación de los datos de otros observadores, significa un gran adelanto en nuestros conocimientos". Podría seguirse aquí con el encadenamiento armónico de toda la obra del Dr. Pablo Groeber, citando y comentado cada uno de sus trabajos, siempre pletóricos de originalidad, creatividad y coherencia. Sin embargo, siente profundamente el primer autor, que es quien vuelca su propia experiencia en este tramo de esta reseña, que debe refrenar su espíritu ante el recuerdo, porque le resulta difícil hacer tangibles en las palabras las impresiones que guarda del hombre que, siendo un gigante del saber geológico, con la llaneza del gran señor, encontraba su tiempo y paciencia para brindarle sus enseñanzas y sus consejos, cuando no para mostrarle que se puede disentir sin polemizar o para apoyarlo sin reservas, regocijándose genuinamente por ello cuando, en la elaboración de algún trabajo, encontraba en sus razonamientos algún acierto casual. Por ello, dándole a Groeber el sitial merecido como Maestro por antonomasia de la Geología Argentina, creemos mejor recordar las bellas palabras que Quartino expresara en el homenaje que la Asociación Geológica Argentina organizara el 25 de octubre de 1968 en memoria del ilustre Maestro. Dijo entonces Quartino que Groeber "hablaba como quien sabía, no como quien había aprendido". Ineludible es, asimismo, recordar el emotivo contenido de la nota necrológica del Dr. Pedro N. Stipanicic, un alumno dilecto de Groeber y luego su estrecho colaborador, quien hace una ajustada valoración de su obra y, particularmente, traer a colación la semblanza, tan afectuosa y cálida como emotiva (Stipanicic, 1969). Puede afirmarse, sin exageración, que la presencia, la actividad incesante y las enseñanzas de Groeber tonificaron y airearon el ámbito geológico argentino, en un momento culminante de su desarrollo. En efecto, creada por Decreto del 3 de junio de 1922, en la presidencia de Hipólito Irigoyen, la Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, se deja ver, rápidamente, que dicha creación no es un mero formalismo, como se dijera en ese momento, sino que ella responde a la necesidad de dar mayor atención y organicidad a la tarea que implicaba la explotación de los yacimientos que se habían descubierto y a la exploración de nuevas áreas que permitieran la mayor expansión posible. La Dirección de Minas, Geología e Hidrología había cumplido un papel brillante, en primer lugar, con los descubrimientos y, en segundo término, con la puesta en marcha de los yacimientos que, según esa impostergable necesidad de atención, programación y desarrollo, habían pasado, como vimos, a la Dirección General de la Explotación del Petróleo, inicialmente a cargo del ingeniero Huergo.

La terminación de la Primera Guerra Mundial, que genera una disponibilidad financiera que necesita canalizarse a otros fines, la demostración palmaria de una revolución tecnológica que habilita al petróleo como combustible casi insustituible, y la comprobación de que la riqueza hallada en el país era una promisoria realidad, hizo que las grandes empresas petroleras fijaran sus metas en el logro de cateos exploratorios en la Argentina, los que fueron particularmente solicitados, al amparo de la legislación existente, en el entorno de las áreas reservadas para su explotación por el Estado, que las había descubierto.

Para sólo dar una idea del proceso que tenía lugar, baste decir que para 1919 en Chubut, Santa Cruz y Neuquén se habían presentado 184 solicitudes de cateo que cubrían una superficie de 380.000 hectáreas. Para 1922, las solicitudes de cateo treparon en número a 5.399, con un cubrimiento total de 10.800.000 hectáreas. Esas circunstancias, era claro que exigían obrar con inteligencia en el cuidado y defensa de los intereses nacionales, especialmente por desconocerse, aun, la real cuantía de las reservas eventuales.

Recibido de su gobierno el Dr. Marcelo T. de Alvear, a los pocos días, el 19 de octubre de 1922, designa Director General de Y.P.F. al entonces coronel Enrique Mosconi, un organizador extraordinariamente activo y hombre de firmes convicciones morales. En el campo de nuestro interés vale señalar que, a su llamado, regresa al país el geólogo Guido Bonarelli, quien había estado trabajando, en relación con el petróleo, en el Lejano Oriente. Con Bonarelli, que estuvo por segunda vez en el país entre el 20 de septiembre de 1923 y el 19 de noviembre de 1926, estuvo también el ingeniero de minas Vladimiro Vinda, que venía precedido por el prestigio adquirido por sus estudios en el distrito petrolífero de Kuban, en Rusia. Vinda trabajó desde el 23 de agosto de 1923 hasta el 15 de agosto de 1930, fecha de su fallecimiento. Hizo investigaciones y levantamientos en la Cuenca del Golfo y en el centro de Neuquén. Bonarelli organiza la primera célula que constituirá, luego, la División Geología que, cuando en 1926 se produce su definitivo retiro queda, a principios de 1927, bajo la conducción del Dr. Enrique Fossa Mancini, como Jefe Geólogo de la Dirección de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, designación propuesta por Bonarelli antes de retirarse. Fue este último, asimismo, quien solicitara la incorporación en 1925, del Dr. Egidio Feruglio, de extensa y proficua actuación en la Argentina, a partir del 1 de marzo de ese año (véase Fossa Mancini, 1931, Feruglio, 1951).

Organizada la Comisión Geológica del Golfo de San Jorge, en 1927, actuó conformada por Fossa Mancini, Feruglio, A. Stessin y T. Serghiescuo, el primero de estos últimos un ingeniero de minas ruso formado en San Petesburgo y el segundo, rumano, ingeniero geólogo formado en Nancy. Para 1931 están actuando, en diferentes zonas y momentos, un grupo de geólogos e ingenieros de minas y de otras especialidades, que tuvieron la movilidad, tradicional en Y. P. F. para actuar, según las circunstancias y necesidades, en diferentes áreas del país. Entre esos profesionales estaban, para citar a los más conocidos, José Brandmayr, Ivo Conci, el ya citado Feruglio, Vicente Franceschi, Clemente Leidhold, Eduardo Maraggi, Alejandro Piatnitzky, Danilo Ramaccioni, José Tarragona, Otto Schlagintweit, Eduardo Trumpy y, menos conocidos y de actuación más corta, Demetrio Chahnazaroff, Marger Gutmann, Antonio Klimmt, Carlos H. Klohn, Mark Malamphy, Thepen Nikulin, etcétera. Es visible que a través de las sugerencias de Bonarelli va constituyéndose lo que más tarde Feruglio (1951) llamará la escuela geológica italiana, vigorizada por nombres como los de la Dra. Casanova, a cargo del laboratorio petrográfico, y el del Dr. Frenguelli, frecuente consultor.

Conviene apuntar, a nuestros efectos, que en ese elenco aparece quien tendrá a su cargo los primeros trabajos geofísicos, cuya introducción en el país se debe a la acción insistente y creadora de Fossa Mancini. El encargado de la Comisión Geofísica que se instituyó a fines de 1929 era el ingeniero Malamphy, y las investigaciones se hicieron con balanza de torsión, gravimetría, magnetometría y sísmica, seleccionando el método a aplicar según la naturaleza de las áreas a investigar. Es interesante consignar aquí que, en el año 1930, las informaciones obtenidas en Campo Durán mostraban una diferencia importante entre las condiciones del subsuelo y las de superficie.

La organización funcional del cuerpo geológico de Y.P.F. se perfecciona y crece en la medida que la dinámica operativa exige la atención de frentes exploratorios más variados. Y naturalmente, surge la necesidad de contar con una dotación de geólogos que se prefiere sean egresados de universidades argentinas. Mosconi (1936) da cuenta de las gestiones realizadas y notas intercambiadas entre el Dr. Ricardo Rojas, entonces Rector de la Universidad de Buenos Aires, el mismo Mosconi y el Decano de la Facultad de Ingeniería, Enrique Butty. Estando Mosconi convencido de la necesidad de preparar especialistas en todas las ramas y niveles para la industria petrolera (no olvidar los cursos secundarios para técnicos del colegio industrial Otto Krausse), sostuvo con firmeza la creación del llamado Instituto del Petróleo, que serviría a aquellos fines, que para entonces se estaban cumpliendo con viajes de algunos profesionales, especialmente a los Estados Unidos. La creación del Instituto del Petróleo y la instauración subsiguiente de un régimen de becas a obtener por concurso en prueba abierta, para alumnos de geología de las universidades, en aquel momento tres, idea en la que parecen haber coincidido Windhausen y Fossa Mancini, este último directamente vinculado al proyecto en Y. P. F. , producirá un impacto realmente extraordinario en la inscripción anual de las carreras de geología de dichas universidades, ya que un campo laboral amplio se abría a la perspectiva futura. De las primeras camadas de becarios formaron parte Bracaccini y Catinari, provenientes de Córdoba, y Herrero Ducloux, de Ferraríis y Daniel, de La Plata, los que serán continuadores de la obra comenzada en la exploración y explotación del petróleo argentino.

Entre tanto los hechos señalados ocurren, en otros ámbitos y simultáneamente, otros autores, cada vez más numerosos, continúan la construcción del andamiaje del saber geológico argentino. Para la década del ‘20 ya ha comenzado a afianzar su obra científica el Dr. Joaquín Frenguelli - el naturalista completo - al decir de Teruggi (1981), quien escribió sobre su vida y obra. Frenguelli, desde Santa Fe y Córdoba, primero, y luego desde la Dirección del Museo de La Plata, producirá el prodigio de su labor estratigráfica, paleontológica y geomorfológica, para hablar de los temas que más nos atañen, publicando sobre nomenclatura estratigráfica patagónica, sobre esquemas estratigráficos del Pampeano, tratados varias veces; el Cenozoico, en el importante aporte de la *Geografía de la República Argentina* de Gaea (Frenguelli, 1948); acerca de la Serie de Paganzo, y una serie de Contribuciones a la Flora del Gondwana superior que fue escalonando en el tiempo desde 1941a 1946, produciendo una revitalización en el campo paleobotánico abierto por Federico Kurtz y transitado luego por Halle, Dusen, Berry y, entre los investigadores argentinos, por un alumno de Kurtz, el Dr. Alberto Castellanos y sus continuadores, Pedro N. Stipanicic, María Bonetti, Carlos A. Menéndez, Sergio Archangelsky, Rafael Herbst, Mario Hünicken, Wolfgang Volkheimer y otros. Puede decirse que la mayoría de los geólogos que egresaron en esa época del entonces Instituto del Museo de La Plata, en los años que Frenguelli ejerció la dirección, tuvieron la posibilidad de utilizar su experiencia, que volcaba, cálida y personalmente, en sus recorridas con tesistas, a quienes invariablemente acompañaba a la región estudiada. En la institución, por otra parte, ya se han incorporado otras personalidades del ámbito geológico y cuentan, entre los profesores, además de Schiller, ya mencionado, Keidel, Groeber, el zoólogo y paleontólogo Angel Cabrera, el geólogo Pascual Sgrosso y se incorporarán también Agustín Riggi y Fossa Mancini, todos los cuales reforzarán el plantel profesoral a cuyo cargo estará la formación de una creciente cantidad de alumnos de la carrera de geología.

Tempranamente, asimismo, aparece, egresado de la Universidad de Córdoba como médico, pero vocacionalmente paleontólogo, el Dr. Alfredo Castellanos, quien trabajará en esa especialidad y hará la estratigrafía de la mayor parte de la provincia de Santa Fe y se interesará en la creación de organismos vinculados con nuestro ámbito geológico, propulsando la fundación del Instituto de Fisiografía y Geología de la Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería de la actual Universidad de Rosario, en cuyas publicaciones frecuentemente el mismo Castellanos, la Dra. Pierina Pasotti, Carlos Rusconi, Luciano Catalano y otros investigadores, dan a conocer sus trabajos científicos. Al mérito ínsito de dichas obras debe agregarse el mérito de generar un nuevo órgano de difusión, tan necesario entonces, y en una provincia diríase con poca tradición geológica en el tiempo.

Por estos años, también, aparece la figura de un geólogo finlandés, Väinö Auer, quien en su país había iniciado, hacia 1925, el estudio de turberas y medios depositacionales asociados. Auer hace su primera expedición en el verano de 1928-29, encargado por la Sociedad Geográfica de Finlandia. H. Rovanien tomaba parte del grupo como botánico, estando a cargo del geólogo E. H. Kranck las investigaciones regionales. El primer rescate que debe hacerse de esta expedición es el excelente mapa geológico de la isla de Tierra del Fuego preparado por Kranck, al que debe agregarse una memoria descriptiva prolija, minuciosa, con muchos aportes provenientes del estudio petrográfico detallado. Este autor es el primero que habla de rocas ofiolíticas y da a conocer un block-diagrama de la parte central de la Cordillera de Tierra del Fuego, una novedad, en esos tiempos, en el modo de representación.

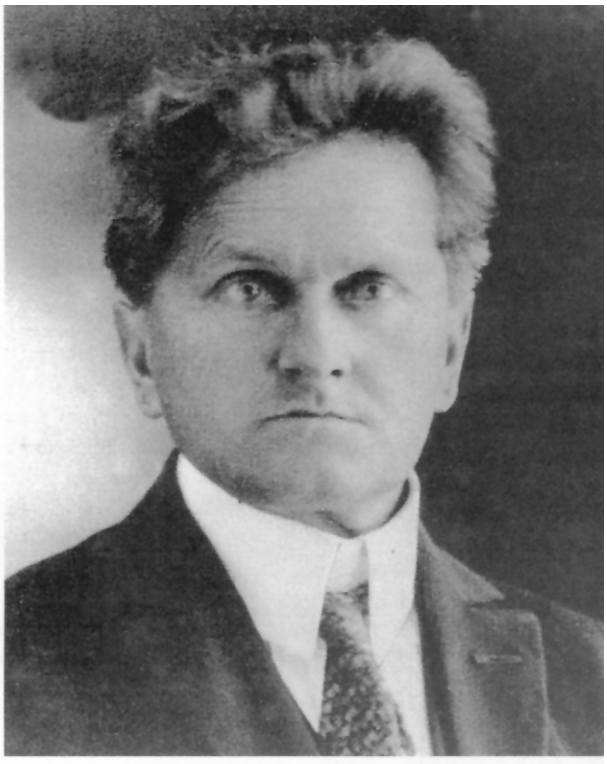
En cuanto a la obra de Auer, ella fue mucho más difundida ya que este autor volvió varias veces al país, una en 1937-38, continuando con sus trabajos sobre la tefracronología, que amplió hacia el norte, al área de Bariloche y aledaños. En 1946 volvió a la Argentina por un período más largo, requerido por el gobierno, hasta 1953. Organizó unas doce expediciones de estudio, algunas de las cuales (La Misión, al norte de Río Grande), permitió definir una historia geológica que incluye fluctuaciones del nivel del mar, cambios en la vegetación, etcétera.

Interesado sobre el problema de las glaciaciones, a las que asignaba una extensión mucho mayor que la que resultó cierta, mantuvo estrecho contacto con Feruglio y sobre todo con Groeber, en un momento en que éste último investigador consideraba como posibles ideas similares.

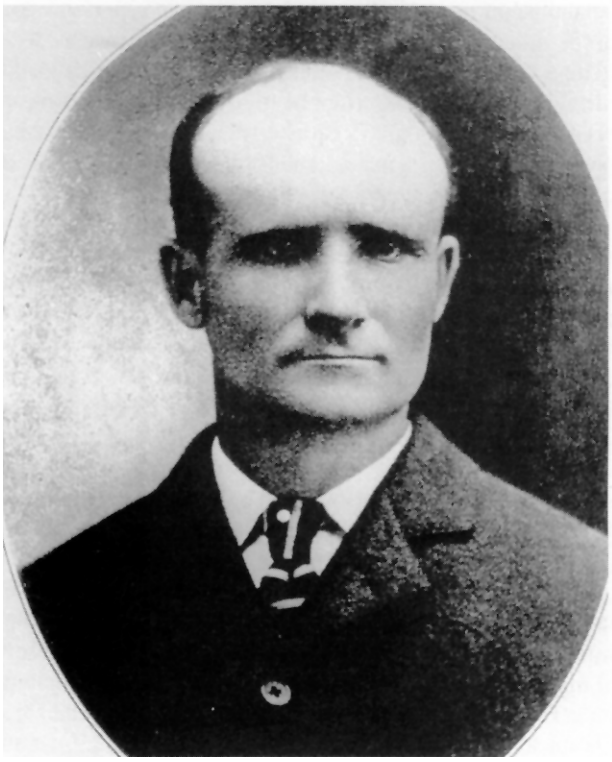
Es sabido que el geólogo sueco Gerardo De Geer centró el objetivo principal de su trabajo en la cronología glacial, en cuyo desarrollo intentó establecer una clave en el estudio y correlación de los varves que le permitieran una comparación precisa y la determinación de la edad de los depósitos de ese origen. En estos estudios estaba también interesado el Dr. José María Sobral, graduado en Upsala como geólogo y en ese tiempo a cargo de la Dirección General de Minas y Geología. Sobral, para iniciar tales estudios en la Argentina contrató, en 1925, a cuatro geólogos suecos que eran el estratígrafo Seth Rosén, el minero A. A. Lannefors, el metalurgista Sven A. Wassman y el geólogo Carl Caldenius. Todos participaron activamente en sus especialidades, según prueban sus publica-



Santiago Roth, 1850-1924. Geólogo del Museo de La Plata que realizó las primeras descripciones de los terrenos terciarios en varios sectores de la Patagonia y halló importantes localidades fosilíferas.



Walter Schiller, 1879-1944. Geólogo de la Dirección de Minas y profesor de la Universidad de La Plata, pionero en las investigaciones del macizo del Aconcagua.



John B. Hatcher, 1861-1904. Dirigió las expediciones de la Universidad de Princeton, que describió parte de la Cordillera Patagónica Austral estableciendo su estratigrafía.



Joaquín Frenguelli, 1883-1958. Uno de los últimos grandes y completos naturalistas con una vasta obra paleontológica, y una especial dedicación a la estratigrafía de la región pampeana.

ciones en aquel organismo, pero la contribución más trascendente fue la de Caldenius, quien, entre 1925 y 1928, llevó a cabo tres campañas con las que trazó los rasgos más notables de las glaciaciones en Patagonia y Tierra del Fuego, tema sobre el que han seguido trabajando activamente varios colegas, perfeccionando un cuadro que, en lo esencial, deja en pie el esquema de las distribuciones y fluctuaciones definidas por Caldenius. También de Suecia aportan hombres como Erik Ljungner, que lleva a cabo una excelente contribución sobre la difícil geología de la región de Bariloche, que releva con precisión, con un aporte petrográfico de Larsson. Asimismo cabe citar la figura de Tor H. Hagerman, con relevamientos muy precisos y una clara diferenciación de las secuencias que componen la sierra de Santa Bárbara, en la que define acertadamente la estratigrafía, carente de terrenos neopaleozoicos, presentes en cambio en el vecino Sistema Subandino, señalando la presencia en Santa Bárbara del Grupo Salta y una vergencia occidental para el conjunto, estableciendo un cuadro estructural que, sumado a las demás características, permite diferenciar una unidad morfoestructural (provincia geológica) distinta, que llamamos Sistema de Santa Bárbara.

Cabe aquí, para Hagerman, un comentario particular porque es el autor del primer trabajo, al menos que conozcamos, sobre tema y método estrictamente sedimentológicos realizado en el país. Hagerman vino a la Argentina contratado por la Dirección Nacional de Minas y Geología y por Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Al parecer se suscitó un problema de prioridad con un autor inglés de apellido Wadell, que publicó en el *Journal of Geology*, vol. 40, 1932, e hizo reserva de prioridad en el mismo Journal vol. 41, de un trabajo de tema y método similar. En un trabajo que Hagerman presentó en el Congreso Mundial del Petróleo realizado en el *Imperial College of Science and Tecnology*, en Londres, hace un reclamo de lo que estimaba la prioridad del método por él usado (julio de 1933). Importa señalar, de esta circunstancia, en primer término la calidad y actualización del saber de los hombres que venían a trabajar a la Argentina en el campo geológico, que adquirió por ello, y muy temprano, mucho prestigio. Según los datos que nos ha proporcionado la biblioteca de la Universidad de Upsala, Tor H. Hagerman vivió de 1899 hasta 1986. Por similares razones creemos necesario rescatar aquí la figura del Dr. Arturo Roll, geólogo alemán que trabajando para Y. P. F. aportó estudios al sur del río Deseado que entran en el campo sedimentológico, tan transitado poco más tarde. Con criterio similar, de paso, se recuerda el primer trabajo integral, lamentablemente aun inédito, aunque se haya mencionado frecuentemente, acerca de los llamados Estratos con Dinosaurios, a los que Roll, con todos los datos conocidos de Keidel, Wichmann, Windhausen y otros, sistematizó temprana y acertadamente.

Para 1933 termina su doctorado en la Universidad de Buenos Aires el Dr. Horacio J. Harrington, con una tesis sobre la geología de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, con la que, por vez primera, se dan a conocer restos de la Flora de *Glossopteris*, dando nuevo apoyo a las opiniones previamente vertidas por su maestro, el Dr. Juan Keidel, en relación con la comparación de los terrenos gondwánicos situados a ambas márgenes del Océano Atlántico. Posteriormente el hallazgo de una Fauna de *Eurydesma* le permitió ampliar el marco de la comparación, cerrando, casi, la discusión sobre las analogías. Previo su trabajo de relevamiento geológico de la isla de los Estados, realizado en 1933-34, Harrington viajó a Inglaterra, obteniendo en la Universidad de Oxford su grado de Doctor en Filosofía (PhD en Geología) incorporándose a su regreso, en 1936, a la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, desde la cual completó sus levantamientos de las Sierra Australes Bonaerenses (Hojas 33 m y 34 m) e inició sus estudios sobre faunas ordovícicas del noroeste argentino, para lo que contó con materiales muy abundantes de diferentes colectores. El trabajo, aparecido en la Revista del Museo de La Plata, en 1938, muestra la envergadura del talento de Harrington, quien deja planteadas en sus consideraciones estratigráficas y paleogeográficas cuestiones que hoy, a la luz de las nuevas concepciones geotectónicas, adquieren notable actualidad. Esta labor paleontológica se completa luego, cuando en 1957 y en colaboración con el Dr. Armando F. Leanza dan a conocer la obra, editada por la Universidad de Kansas como una Publicación Especial, particularmente importante por su repercusión internacional. Tendremos que volver sobre Harrington más adelante, por otros motivos, pero dejamos constancia aquí de su obra, siempre prolija, en la sierra de Villavicencio y Mal País, en Mendoza, y en el área de la Hoja 22 c Ramblón (Mendoza-San Juan) anotando, a la pasada, la existencia de su Desarrollo Paleogeográfico de Sur América y su participación en la redacción de los artículos vinculados con la Argentina, Uruguay y Paraguay, aparecidos en el *Handbook of South American Geology* editado por Jenks para la Memoria 65 de la Sociedad Geológica de América (véanse notas de homenaje en Turner, 1974 y Amos, 1974).

También en la Dirección de Minas y Geología siguen sus tareas, en distintas regiones, colegas como Sobral, con ulterior actuación en el Instituto Antártico Argentino, así como Augusto Tapia con estudios sobre el Terciario y Cuaternario de la zona llana y contribuciones glaciológicas e hidrogeológicas de interés, además de trabajos de geología aplicada, algunos en colaboración con Groeber. Luciano Catalano, por su parte, desde diferentes órganos de publicidad dedica mucho de su tiempo al estudio de las borateras argentinas y a depósitos metalíferos, así como Cordini ha trabajado ahincadamente en el contenido limnológico y características de numerosos cuerpos de agua proporcionando valiosa información, además de datos preciosos de la geología entrerriana.

En la Universidad de Córdoba, por su parte, para 1930 se doctora Juan Olsacher quien, luego de estudios de especialización en Alemania, refuerza sus conocimientos mineralógicos en la práctica, como colaborador de Ricardo Beder en la cátedra de Mineralogía, la que luego, en 1934, obtendrá por concurso, comenzado una tarea docente que no abandonará hasta su muerte. Aparte de su labor como catedrático de varias generaciones de geólogos, se le deben levantamientos de campo en Córdoba (Hoja Los Gigantes) y contribuciones sobre temas de geología antártica, de alto interés.

Por la fecha en que se incorpora al elenco activo de los profesionales argentinos en Geología y por la significación que tendrá de inmediato su presencia en la orientación de un importante número de colegas que trabajan en el campo minero, creemos oportuno incluir en este espacio de la reseña al ingeniero de minas Dr. Victorio Angelelli quien, recibido en la Escuela de Minas de San Juan como Técnico en el área Química, fue becado por la provincia para perfeccionar sus estudios en la prestigiosa Academia de Minas de Freiberg, donde obtuvo su título de Ingeniero de Minas, regresando al país en 1934, incorporándose como geólogo economista en la Dirección de Minas y Geología, pasando luego, hacia 1942, a la Dirección de Fabricaciones Militares como Jefe de la

División Minas y Geología, actuando, asimismo, como asesor del General Savio. Años más tarde llegará al Directorio de la Comisión de Energía Atómica, de la que se retira en 1969 para continuar su tarea docente iniciada en 1963, ahora con exclusiva dedicación. Su brillante carrera profesional y docente culmina con su designación como Profesor Emérito primero y luego con su exaltación al cargo de Profesor Honoris Causa, una de las pocas ocasiones en que la Universidad de La Plata distingue con tal reconocimiento a uno de sus propios profesores. Su obra, rica en recompensas honoríficas y académicas, lo fue también en generosidad y producción científica.

Cabe aquí citar al ingeniero de minas Erwin Kittl, quien desde 1929 y por muchos años editó su Revista Minera, con importantes aportes en ese campo.

En los últimos años de la década del '30 y comienzos de la del '40 entra en la escena geológica un contingente de nuevos profesionales cuya brillantez los destacará en el campo académico y aplicado de nuestra ciencia. En rápida sucesión aparecen hombres que deslumbran por su capacidad, que en corto tiempo ponen en evidencia, y se destacan. Entre otros, podemos citar aquí, desordenadamente, a Félix González Bonorino, Raúl Dessanti, Armando F. Leanza, Tomás Suero, Cristian Petersen, Heriberto Windhausen, Blas Alascio, Angel Borrello, que se suman, con pequeño intervalo, a los ya citados Herrero Ducloux, de Ferraríis y Daniel. Es un conjunto nuevo de hombres, todos formados por ilustres profesores en el gabinete y en el aula de distintas instituciones y organismos que les han transfundido su vocación y su pasión y que, de a poco, y luego de una acabada entrega al compromiso contraído al llegar al país de adopción, comienzan, lentamente, a dejar los cargos para jubilarse y descansar o para, todavía, intentar la resolución de algún problema que aun les merece atención.

Lo cierto es que el momento ha llegado para que, sea por la gravitación personal y por el prestigio profesional adquirido, o la brillantez y originalidad con que se han dado las primeras pruebas de la vida profesional y, aun, quizás, por que la colectividad, creciente en número, lo reclama por su sola presencia, un grupo de visionarios, impulsados por el espíritu emprendedor y levantado de entusiasmo de ese Prócer de la profesión geológica que es -aun hoy- el Dr. Carlos Storni, deja concretado, el 30 de junio de 1945, la que será primero Sociedad y luego Asociación Geológica Argentina. Vale dejar aquí constancia, en homenaje a los hombres, de como se integró la primera Comisión Directiva: Dr. Horacio Harrington (Presidente), Dr. Carlos Storni (Vicepresidente), Dr. Cristian Petersen (Secretario), Dr. Félix González Bonorino (Tesorero), Dres. Inocencio Bracaccini, Armando F. Leanza e Ing. Victorio Angelelli (Vocales). Hubo vicisitudes que sortear, momentos difíciles que superar, pero la obra inicial de aquellos precursores se ve hoy consolidada por la acción de quienes, sucesivamente, han tenido el honor y la responsabilidad de conducirla.

Para ese entonces, y como dando razón necesaria a esa creación, han crecido las instituciones que albergan geólogos, ya en franca mayoría argentinos. Además, cuando llegan investigadores foráneos lo hacen, casi siempre, por períodos breves y para fines específicos. Es, por ejemplo, el caso de un grupo de geólogos norteamericanos que, por un corto lapso, llegan para transferir sus experiencias en las técnicas del carteo con plancheta en las Comisiones Geológicas de Y.P.F., las que deben cubrir con levantamiento a escala adecuada extensas áreas en todas las diferentes cuencas del país. Sigue aun primando el factor estructural como condicionante principal del entrampamiento del petróleo y, consecuentemente, ese será uno de los objetivos: cartear estructuras. Sólo más tarde, relativamente poco tiempo después, para ese entonces, surge el concepto de entrampamiento estratigráfico, más sutil y con otras implicancias, que obliga a considerar también en los levantamientos los eventuales cambios litológicos que puedan significar cierres por cambios faciales. La incorporación de estos conceptos, obviamente, es la que da forma e impulso a una nueva rama del saber geológico que es la Sedimentología, que, andando el tiempo y combinada con otros métodos indirectos, adquirirá una mayor amplitud y aplicación en el campo de la sismoestratigrafía. Por eso parece interesante recordar aquí los ya citados trabajos de Hagerman y Roll, que hicieron desde los inicios aplicación de temas y técnicas sedimentológicas. Ello, también, da perspectiva al valor del Léxico Sedimentológico de Félix González Bonorino y Mario E. Teruggi, editado tan tempranamente como 1952, reiterando cierto perfil destacado y de modernidad que la geología argentina tiene desde su nacimiento.

Para encarar el levantamiento de los vastos territorios que comprenden las cuencas petrolíferas y verificada la existencia de petróleo y gas explotable no sólo en la cuenca del golfo de San Jorge y Neuquina, sino también en Mendoza, Salta y Jujuy, y decretadas por las provincias y la Nación las reservas fiscales, en un duro proceso que no es posible historiar aquí, surge la necesidad de contar con numerosas comisiones geológicas y geofísicas que sean capaces de realizar la tarea. También se exige una organización adecuada que funcione con eficiencia por la suma de las responsabilidades de todos. El conjunto exploratorio se organiza en Y.P.F. con Distritos Geológicos y Geofísicos con asiento en cada cuenca (Comodoro Rivadavia, Río Gallegos, Plaza Huincul y Neuquén, Mendoza y Vespucio, en Salta) con Supervisiones Generales en la Sede Central en Buenos Aires. Un laboratorio petrográfico atiende desde la Sede Central, primero, y luego desde Florencio Varela, los requerimientos de todo el país. Dicho laboratorio fue después ampliado para cubrir los aspectos macro y especialmente, micropaleontológicos y geoquímicos.

La labor sistemática de carteo trajo como consecuencia la acumulación de una colosal cantidad de información, que sólo se difundió parcialmente en razón de la reserva de ciertos datos vinculados a la industria, pero, ello a pesar, pudieron hacerse conocer trabajos de importancia que significaron grandes adelantos en el desarrollo del conocimiento geológico. La difusión se hizo, predominantemente, a través del Boletín del Informaciones Petroleras, editado tempranamente y con la debida periodicidad, por la propia empresa. Por otra parte, las prolijas recolecciones de fósiles de diferentes lugares del país originaron publicaciones, a veces muy importantes, por parte de especialistas ajenos a la empresa, como es el caso de las faunas ordovícicas descriptas por Harrington y Leanza, sobre hallazgos de diferentes geólogos.

Para los años '40 aparecen otras instituciones que llevan a cabo labores geológicas mayormente dedicadas a la minería, como es el caso de la Dirección de Fabricaciones Militares creada por ley de octubre de 1941 con la Dirección del Coronel Manuel Savio.

El cuerpo de geólogos se organiza para la tarea de descubrir, evaluar y cubicar depósitos minerales como el hierro y accesorios, que sirvan para la instalación de una

industria siderúrgica, que quiere hacerse crecer y requiere la disponibilidad imprescindible de recursos de base.

La Dirección Nacional de Geología y Minería, a su vez, continúa con su programa de levantamiento de Hojas, merced a la incorporación de un distinguido grupo de colegas, entre los que cuentan Félix González Bonorino, Cristian Petersen, Raúl Dessanti, Armando F. Leanza, Eduardo Holmberg, Juan Carlos M. Turner, Roberto V. Tezón, Guillermo Furque, Enrique de Alba, entre otros, algunos de ellos con un paso fugaz por Y. P. F. , y que han comenzado la labor profesional con el mapeo de hojas.

Las sucesivas camadas de alumnos, cada vez más numerosas, marcan una clara eclosión en esta década que va desde el 1940 a 1950 y quedan definidas y ocupadas áreas del conocimiento que irán enriqueciendo al acervo geológico del país. Por otra parte, aparece con claridad que se está produciendo un recambio en los equipos de trabajo, particularmente en organismos que, como la Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Dirección de Minas y Geología en 1947 y luego Dirección General de Industria Minera en 1950, han mantenido una tradición de trabajo atenida a un programa. Van perdiéndose los nombres de los geólogos de la primera treintena del siglo, con alguna reiteración saltuaria, y aparecen otros nuevos que afirman su labor y prestigio en la década del ‘40 que citábamos. Sirvan de ejemplo, para mencionar algunos aun no citados, los casos de Remigio Rigal y Luis Lambert. Nutrida de nuevos profesionales la geología, se amplía la posibilidad de estudiar áreas más extensas. Por otra parte, en cumplimiento de compromisos contractuales adquiridos por Y. P. F. con distintas provincias que, entre otros beneficios, requerían la entrega de un mapa geológico a escala 1: 500. 000, muchas de las comisiones de esa repartición hicieron carteos de hojas similares a las que integraban el mosaico de levantamiento a escala 1: 200. 000, tarea a través de la cual se llevó a cabo la cobertura de zonas muy amplias.

Por el año 1946 Bracaccini se empeña en el relevamiento de perfiles y mapas de interés en la Precordillera Sanjuanino-mendocina, tarea que culmina con una publicación de aliento, que aporta nuevos criterios para la interpretación de muchas observaciones nuevas surgidas de su propia investigación o de la tarea complementaria, menos regional, de otros colegas. En el mismo año, el Dr. Abel Herrero Ducloux da a conocer su contribución al conocimiento geológico del Neuquén Extraandino, complementada en 1947 luego por su estudio sobre depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza.

Es en esta década que por Decreto 22. 889 de 1945 se crea la Dirección General de Combustibles Sólidos Minerales, sobre la base de la División Carbón Mineral (del Departamento de Exploración de Y. P. F.) cuyo personal, en su mayoría, pasó a formar parte de la nueva repartición, ocupando tempranamente Borrello la Gerencia de Exploración, desde la cual dará a conocer, años más tarde, su trabajo referido a los Recursos Combustibles Sólidos Minerales.

Casi al finalizar la década que comentamos se produce el descubrimiento por el Dr. Tomás Suero, en la provincia del Chubut, de una secuencia excepcionalmente potente de terrenos neopaleozoicos, según sus fósiles, a la que el autor denominó Sistema de Tepuel y cuya existencia ha obligado a considerar de nuevo todas las implicaciones paleogeográficas y sus variables.

La década culmina con la aparición de la monumental *Descripción Geológica de la Patagonia* de Feruglio (1949-50), una de las dos obras más importantes publicadas por un sólo autor, la que se ha convertido, tanto por su estilo como por su contenido, en un documento de obligada consulta para cualquier tema geológico que trate del ámbito austral de la Argentina.

Por otra parte, y para dejar este antecedente consignado, ya que es relevante por la amplitud regional que abarcaron y los resultados que permitieron obtener en este período, cabe anotar la existencia de una significativa cantidad de tesis doctorales de los egresados de diferentes universidades. Con las mismas se aportaron informaciones que, relacionadas con aspectos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos de diferentes regiones, permitieron ajustar mejor el marco en el cual evolucionaron las unidades morfoestructurales mayores, que para esa época quedan mejor delineadas como para permitir las elaboraciones de Harrington, en el *Handbook of South American Geology*, en 1956, y la excelente caracterización de estas unidades (provincias geológicas) elaborada por Leanza (1958) para *La Argentina, Suma de Geografía*, editada por Peuser. Groeber (1951) para esos tiempos, va a producir la admiración de Polanski con su notable trabajo sobre la alta cordillera entre las latitudes de 34º y 29º 30’ y aparecerán, de allí en más, importantes contribuciones del doctor Jorge Polanski, iniciado poco antes, alrededor de 1947, en la Dirección Provincial de Minas de Mendoza y continuando luego su trabajo para la Dirección General de Minas, el que proseguirá después en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires, desde donde elabora una serie de enjundiosos trabajos sobre geología regional, glaciarismo cuaternario y geomorfología de permanente vigencia. Referido a este último campo y como consecuencia del avance del conocimiento del territorio y de la elaboración de nuevos conceptos que dieran más sólidos fundamentos a las concepciones geomorfológicas, hasta entonces fuertemente geográficas, se consolida una escuela estrictamente geomorfológica por la vía de la labor del Dr. Jorge Polanski, que encara estudios en el marco de la escuela davisiana. No se desconocen, sin embargo, muchas contribuciones previas realizadas por d‘Orbigny, de Moussy, Burmeister, Delachaux y Rovereto, entre otros. El desarrollo de la Geomorfología requirió, naturalmente, la creación de un marco normativo que le permitiera consolidarse, proceso que inicia Polanski en nuestro país. Datos sobre el desarrollo de la geomorfología en la Argentina se deben a González Díaz (1993).

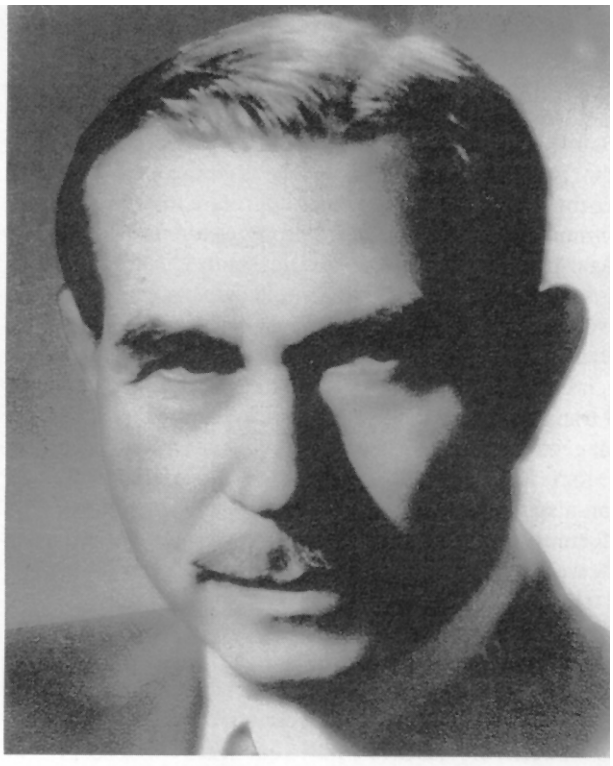
En el año 1955 merece destacarse la creación de la Asociación Paleontológica Argentina, la cual, mediante la publicación de su revista, *Ameghiniana*, contribuye exitosamente dando a conocer trabajos de numerosos autores dedicados a la especialidad, logrando además un estrechamiento cada vez mayor de la Biología-Paleontología-Geología.

Modificando la estructura y denominación de organismos previos, y hecha la consulta a la Academia Nacional de Ciencias, se crea en 1958 por Decreto Ley 1291, el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas como organismo descentralizado y dependiente de la Presidencia de la Nación. En la primera reunión, presidida por Félix González Bonorino, el Dr. Bernardo Houssay fue elegido Presidente (más datos de este interesante momento de la ciencia argentina véanse en Marcelino Cereijido: *La nuca de Houssay*, 1990).

Esta creación, ya se sabe, ha prestado grandes y muy fructíferos provechos a la comunidad universitaria dedicada a la investigación, así sea que alguna vez haya debido padecer



Otto Schlagintweit, 1881-1956. Profesor de la Universidad Nacional de Córdoba, quien realizó prolijos estudios de la estratigrafía y sedimentología del noroeste argentino.



Alejandro Piatnitzky, 1879-1959. Geólogo de Yacimientos petrolíferos Fiscales quien produjo precisos y detallados levantamientos de las estribaciones cordilleranas de la provincia de Santa Cruz.



Abel P. Herrero Ducloux, 1915-1979. Uno de los primeros geólogos argentinos de YPF, que estableció las bases del conocimiento geológico del Neuquén extrandino.



Inocencio O. Bracaccini, 1913-1979. Fue uno de los más notables de su generación, nexo entre los geólogos extranjeros y los primeros geólogos argentinos. Hizo importantes aportes a la evolución geológica del país y a la geología aplicada.

la confusión de los fines y esencia para los que fue creado. En merecida defensa de la Institución, puede decirse que ha amparado a la investigación hasta donde le ha sido posible.

El año 1960 marca un hito en la historia de la geología en la Argentina, ya que con motivo de la conmemoración del Sesquicentenario de la Revolución de Mayo se llevaron a cabo las que se llamaron Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, en la ciudad de San Juan entre los días 4 y 12 de noviembre. De las actas se editaron tres tomos de los cuales uno estuvo dedicado al Relatorio sobre Ciento Cincuenta años de la Geología Argentina, producido por el Dr. Olsacher (1962). El resto del tomo incluye discursos y una lista de adherentes que se mira, como mínimo, con simpatía, para no decir con emoción. Otro de los tomos, el Segundo, contiene 38 trabajos de temática variada, incluyendo geología regional, geología aplicada, glaciarismo, geomorfología, e hidrogeología. Muy temprano se dejó ver lo que estas reuniones iban a significar en el futuro, como medio para difundir la información geológica que se pudiera ir produciendo. Para este caso sirve, por ejemplo, la comunicación de la existencia de terrenos precámbricos en el Macizo del Deseado - Esquistos de La Modesta -, la presencia de Paleozoico inferior fosilífero en el Bloque de San Rafael, ambas novedades importantes. Del mismo modo se deja ver que, tal como se había dicho antes, la Comisión Nacional de Energía Atómica trabaja con mucho dinamismo, lo que se revela en el hecho de que de los 30 trabajos dedicados a yacimientos minerales que contiene el tomo III, 17 corresponden a cuestiones vinculadas con el uranio.

En esas Primeras Jornadas hubo 282 inscriptos y una memorable calidez, que es sin dudas la que alentó el esfuerzo para realizar las Segundas Jornadas en Salta, tres años después, nutridas de concurrentes y trabajos, que siguieron abriendo el espectro temático, contaron con un Relatorio en el que Borrello (1965) puso al día los últimos quince años del desarrollo de la geología en la Argentina, haciendo notar que, para ese entonces, ya prácticamente todas las especialidades de las Ciencias Geológicas están cubiertas por profesionales recibidos en el país. Como una muestra de la trascendencia que van adquiriendo las Jornadas Geológicas Argentinas, las Actas de las mismas, fueron también acogidas para su publicación como tomos V, VI y VII de la prestigiosa Acta Geológica Lilloana que publica el Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán.

Largamente discutida la localización de las Terceras Jornadas, vistas a la distancia, no puede negarse que un imponderable optimismo colectivo pudo llevarlas al otro extremo del país, a Comodoro Rivadavia, donde el fantasma de la lejanía ponía una nota de riesgo, relacionado con los gastos de traslado, los eventuales problemas de alojamiento, etcétera, que, por último, sólo fueron un ingrediente más para sazonar su éxito. Las Terceras Jornadas se realizaron y tres tomos con más de 900 páginas sobre una variada temática, marcaron otro paso en la labor común.

Para el año 1967, en los meses de septiembre y octubre, fueron organizados por UNESCO tres Simposios Internacionales sobre geología del Hemisferio Austral a llevarse a cabo, en ese orden, en Argentina, Brasil y Uruguay. En nuestro país se llevó a cabo en Mar del Plata, del 1º al 15 de Octubre, y se dedicó especialmente a la estratigrafía y paleontología del Gondwana. La organización corrió por cuenta de la Subcomisión respectiva de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, en asociación con el CONICET y la Asociación Geológica Argentina. El encuentro resultó ser verdaderamente estimulante, ya que se tuvo la oportunidad de comparar los desarrollos propios con los de autores extranjeros de diferentes regiones, reiterándose, quizá esta vez más claramente, una impresión de actualidad para el estado general del conocimiento. Es particularmente interesante el hecho de que a la fecha del Simposio, salvo algunas referencias tangenciales, que hasta podrían pasar inadvertidas, no se alude a ideas que muy pronto serán nuevos paradigmas de la geología. De todas formas es para señalar la notable cantidad de información traída a colación por los concurrentes al Simposio, en el que se destacó la activa participación de los colegas de la Argentina.

Las Cuartas Jornadas continuaron con la periodicidad debida realizándose, esta vez, en la ciudad de Mendoza con mucho éxito y con una creciente participación de colegas de países limítrofes, que comienzan a interesarse por estas reuniones que van adquiriendo prestigio internacional. Así la próxima reunión se transformará en Congreso, que de acuerdo con lo resuelto se llevó a cabo en la ciudad de Carlos Paz, en la provincia de Córdoba. Bajo la denominación de Congreso Geológico Argentino, esta vez el quinto, continuará en lo sucesivo, creciendo en magnitud tanto en la cantidad de participantes cuanto en la de trabajos presentados y aperturas temáticas. La realización de los Congresos que siguieron, el 6º en Bahía Blanca, el 7º en Neuquén, el 8ºen San Luis, el 9º en San Carlos de Bariloche, el 10º en Tucumán, el 11º en San Juan, el 12º en Mendoza y el 13º en Buenos Aires, muestran un desarrollo realmente extraordinario de la actividad y una encomiable superación del nivel de organización. Un aumento permanente de inscriptos marca también el éxito de estos eventos que son ya tradicionales. Con excelente criterio, los Congresos realizados en Mendoza y Buenos Aires se organizaron conjuntamente con el 2º y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, en un concertado esfuerzo de la Asociación Geológica Argentina con el Instituto Argentino del Petróleo, lográndose de esta manera la posibilidad de un cubrimiento temático más amplio y especializado, introduciéndose en el temario general tópicos de la geología ambiental, el riesgo geológico, el registro y procesamiento sísmicos modernos, la teledetección y otros temas que ampliaron en forma notable las variantes e interrelaciones disciplinarias. Se sumó así, al esfuerzo común de organización de Congresos, el Instituto del Petróleo que ya había llevado a cabo dos interesantes reuniones nacionales, una en 1982, bajo el nombre de Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, y una segunda, que se organizó en abril de 1989 como Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos con sede en Mar del Plata.

Esta integración de los conocimientos fue, naturalmente, progresiva. Por eso es que creemos que, cuando se mira para evaluar retrospectivamente los resultados más significativos de las sucesivas Jornadas y Congresos realizados a través del tiempo, es probable que más que los resultados mismos de los trabajos presentados, tan importantes, no lo sean tanto como las oportunidades que tuvieron los asistentes de cambiar opiniones sobre las temáticas de trabajo y extraer de los contactos un sano y levantado sentimiento de emulación, que resultó en una estimulante elevación del nivel de conocimiento general.

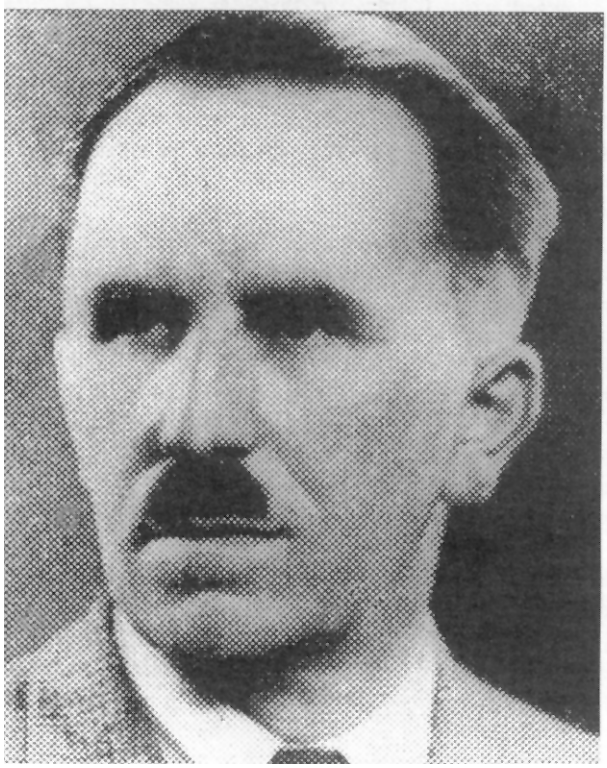
Contribuciones muy valiosas contienen los volúmenes dedicados a las *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, editadas por el Dr. Wolfgang



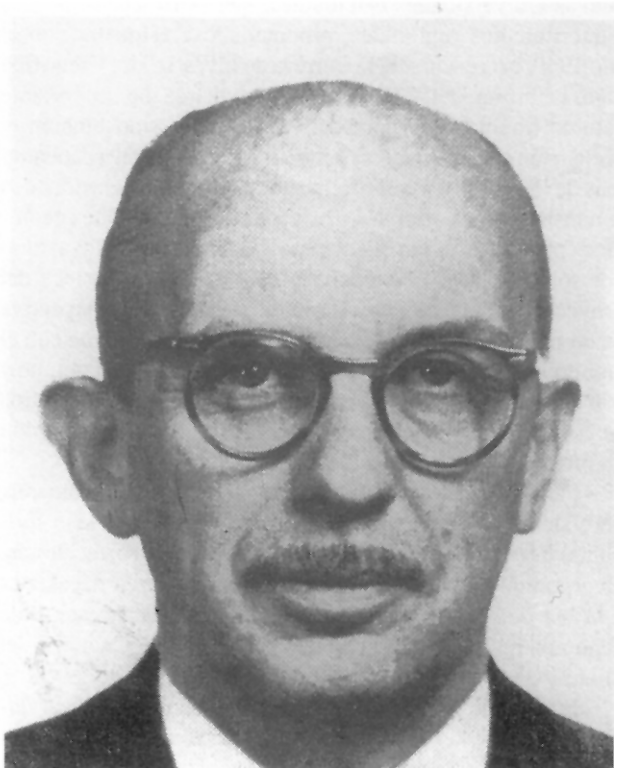
Victorio Angelelli, 1908-1991. Introdujo los estudios mineralógicos de menas y metalogénicos en Argentina, famoso por sus prolijos inventarios mineros y por la calidad de sus discípulos.



Augusto Tapia. Estudioso de la llanura pampeana, donde realizó importantes estudios hidrogeológicos y uno de los primeros estudios de geología aplicada.



Jorge Polanski, 1892-1966. Iniciador de los modernos estudios geomorfológicos y de la Geología del Cuaternario, quien realizó importantes aportes a la geología de Mendoza.



Horacio J. Harrington, 1910-1973. Uno de los más ilustres geólogos argentinos, que dedicara su vida al conocimiento de la geología y paleontología de las Sierras Australes de Buenos Aires.

Volkheimer aparecidas con motivo del 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología en Porto Alegre, así como las que se incluyen en la edición de las *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, relacionadas con el 10º Congreso Geológico Argentino.

En las diversas Universidades, algunos centros dedicados a temáticas especiales cumplen también su labor, frecuentemente apoyados por el CONICET o por otras instituciones. El Centro Regional de Aguas Subterráneas de San Juan está en este caso, así como el Instituto de Recursos Minerales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, el Centro de Investigaciones Geológicas de la misma Facultad, el CIRGEO, el INGEIS, el Centro de Costas de Mar del Plata, el Instituto de Geología y Minería de Jujuy, el Centro Patagónico de Chubut, el CADIC en Ushuaia, y otros.

Un monto de información, no muy accesible, quedó elaborada con la ejecución del llamado Plan Cordillerano terminado en 1964 para la Dirección General de Fabricaciones Militares, la que también patrocinará la ejecución del Plan Noroeste Argentino, algo más tarde.

En el campo de la geología aplicada, la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería edita su revista con contribuciones de mucho interés, tal como lo hace la Asociación de Geólogos Economistas, que organiza además sus Congresos Nacionales, siempre concurridos y con valiosas presentaciones. Del mismo modo, se han venido llevando a cabo reuniones organizadas por la Asociación Argentina de Sedimentología, cada vez más activas y con mejor asistencia, sostenida por la calidad de los trabajos aportados.

Retomando el relato alrededor de los años ‘60, cabe destacar la apertura de escuelas de Geología en el ámbito de nuevas Universidades Nacionales, que satisfacen legítimos requerimientos regionales, produciéndose asimismo, en el año 1960, la creación de la Carrera de Investigador Científico bajo la órbita del CONICET. Esto marca un importante cambio, no sólo en las perspectivas laborales, sino también en la elección de las temáticas a investigar, que pasan a depender más de los intereses científicos, que de aquellos relacionados con instituciones oficiales o privadas dirigidos a fines geológicos particulares. De esa manera, la iniciativa del investigador sólo queda condicionada por la calidad intrínseca del proyecto que se propone. Al mismo tiempo, una perspectiva de tal naturaleza abre el espectro a una fluida relación con el ámbito internacional, la que ha ido creciendo con el tiempo y con la participación recíproca de personas, equipos y centros de estudios, hasta lograr un nivel destacado de participación en proyectos de alta importancia e interés.

Para estos logros se ha debido avanzar trabajosamente, pero siempre con objetivos claros y decidido empeño. Los planes de estudio de las carreras de Geología se perfeccionan, incorporando las especialidades que se advierten necesarias a la luz de nuevas incumbencias, con la incorporación de conocimientos como Geofísica, Geoquímica, Ciencias del Suelo y del Ambiente.

En el año 1963, y ante la necesidad de nuclear las inquietudes de la comunidad geológica, a la vez que establecer normativas para el ejercicio de la profesión, nace el Consejo Superior Profesional de Geología, que con el entonces Centro Argentino de Geólogos y las Asociaciones Geológica y Paleontológica, ya existentes, en un ejemplar esfuerzo solidario y con el aporte de los asociados, adquirió en 1968 la que orgullosamente hemos llamado Casa del Geólogo.

La Sedimentología, algo postergada hasta alrededor de los años ‘50 en relación con los estudios petrográficos, en los que quedaba incluida como parte, ha crecido vigorosamente y adquirido su verdadera importancia en la interpretación del significado de la naturaleza, composición, forma y demás cualidades de los cuerpos sedimentarios, aportando valiosa información a las reconstrucciones paleoambientales y su relación con factores económicos de distinta índole. En este campo y para enriquecer las perspectivas metodológicas de estudio, aparecerán los conceptos de Estratigrafía Secuencial, los análisis de las sucesiones sedimentarias en relación con los cambios del nivel del mar y los enfoques derivados del estudio de secuencias en el marco de la Sismoestratigrafía.

Los grandes avances tecnológicos ocurridos hacia mediados del presente siglo, algunos de ellos quizás asociados a lamentables acontecimientos bélicos, otorgaron una nutrida información, especialmente de carácter geofísico, que amplía el espectro de las indagaciones y traen como consecuencia el nacimiento de nuevas ideas, además de otorgar sustento a viejas hipótesis. Aquella de la Deriva Continental se verá transformada en la que va a revolucionar y regir gran parte de los estudios geológicos, que ahora se apoyan sobre la base de la Tectónica Global. La verificación del proceso de expansión de los fondos oceánicos y la rápida evolución del conocimiento acerca de los mecanismos y procesos vinculados con el desplazamiento de las placas litosféricas, que quedan establecidas en forma y dimensión, terminaron por instalar en la comunidad geológica mundial, y argentina en particular, a la Tectónica de Placas como un hecho ya incuestionado. Hoy los temas geológicos, cualquiera sea su naturaleza: petrológicos, estructurales, sedimentológicos, estratigráficos y hasta económicos, se observan y analizan en el marco de estas ideas geotectónicas ya vigorosamente arraigadas.

El acceso a la información satelital, que ha permitido contemplar y analizar globalmente determinadas áreas de la superficie terrestre, ofrece asimismo un nuevo campo a la indagación, enfocada a procurar objetivos de diferente naturaleza.

Los nuevos recursos informáticos, que se agregan como metodología esencial a la totalidad de las especialidades, permiten profundizar los alcances de la investigación y su aplicación a diferentes campos del conocimiento, aun más allá de cuestiones estrictamente geológicas. El desarrollo informático ofrece posibilidades antes insospechadas, y aun hoy impredecibles, para avanzar en la modelización aplicable a fenómenos naturales. A partir de esto se ha abierto, asimismo, un acceso extraordinariamente amplio a la información geológica de todo el mundo a través de redes.

En el marco paradigmático de la tectónica global, y con los recursos metodológicos mencionados, la labor geológica en el país, que ha receptado rápidamente todos aquellos principios, continúa en los diferentes centros de estudio existentes. Muchos de estos centros establecieron vínculos de trabajo muy fluidos con investigadores de instituciones del exterior, resultando del esfuerzo conjunto progresos muy relevantes en la interpretación de distintos problemas geológicos. Por esta vía se han profundizado los estudios que han conducido a establecer la cronología precisa de potentes secuencias terciarias vinculadas al levantamiento de la cadena andina, apoyadas en determinaciones magnetoestratigráficas, fijándose asimismo tasas y tiempos de sucesivos ascen-

sos cordilleranos. Entre otros avances logrados mediante estrecha colaboración internacional, vale la pena mencionar también aquellos sobre el magmatismo andino y su ambiente tectónico y un notable progreso de las interpretaciones de carácter geotectónico de distintas regiones geológicas del país, entre las que se encuentra la Precordillera, la Cordillera Frontal y el Macizo Nordpatagónico.

Todo este conjunto de conocimientos, que se transforma en materia de uso costumario en el ambiente geológico, encuentra tempranamente instalado un sólido desarrollo de los estudios vinculados al paleomagnetismo, llevados adelante por el Ing. Daniel Valencio, quien desde la Cátedra de Geofísica de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA dedicó su tiempo a estas investigaciones desde alrededor de 1970, llegando a establecer tentativamente un fechado para la apertura del océano Atlántico. Asimismo otras contribuciones de autores argentinos han incorporado, también tempranamente, los conceptos de la tectónica global en la caracterización de rasgos tectónicos mayores en la evolución de la configuración estructural del continente sudamericano. Caben en este marco las indagaciones referidas al margen atlántico, al considerarse el origen de las cuencas del Salado y del Colorado y aquellas otras que se refieren a la mecánica de deformación y ascenso del Sistema Pampeano, por ejemplo.

En este contexto geodinámico quedan abiertas a nuevas investigaciones la postulada aloctonía de Chilenia, la de Patagonia y la concebida existencia de Occidentalia, temas todos que se hallan al momento en discusión. La Conferencia Penrose, que reunió 65 participantes de Argentina y de otros países de América y Europa, pertenecientes a diferentes disciplinas geológicas, realizada entre el 15 y el 20 de octubre de 1995 en San Juan para discutir la eventual aloctonía de la Precordillera, logró consensuar las opiniones en relación con que esta unidad constituye un terreno exótico procedente de Laurentia y acretado a Gondwana en tiempos ordovícicos, hipótesis que seguramente seguirá discutiéndose.

Así, rápidamente esbozado en pocos ejemplos, se deja ver cual es la jerarquía de los temas en estudio y discusión que hoy preocupan en primer plano a una buena parte de la comunidad geológica argentina.

Naturalmente, otra parte del universo geológico que otros colegas argentinos integran, atiende con sus preocupaciones a la búsqueda de explicaciones para otros hechos trascendentes de la Geología, entre los que cuentan como parte fundamental los recursos minerales, los relativos al agua y al suelo, además del cuidado del medio ambiente que haga más llevadero nuestro tránsito por la tierra en la que hemos nacido.

Debiendo concluir esta reseña, deben los autores manifestar que desde el comienzo tropezaron, una y otra vez, con la necesidad de atar el relato a un hilo conductor, que vertebrara el trabajo y le prestara la ayuda necesaria de una cronología que resultaba ordenada muy naturalmente por la sola mención de los nombres de los investigadores citados por orden aproximado de aparición en la historia que intentábamos narrar. Ese parecía un mecanismo sencillo particularmente en el comienzo del relato, en el que la aparición de los actores, poco numerosos, dejaba ver una secuencia cronológica precisa y, consecuentemente, hacía fácil la atribución de las obras y sus méritos. Pero en la medida que el número de los investigadores aumenta, el señalamiento justo de la obra realizada se imposibilita por la cantidad de hechos que se multiplica, tanto como lo hacen los autores a quienes se debe citar. Surge así la necesidad de tener que seleccionar las citas, lo que implica, de una u otra manera, la emisión de un juicio de valor que, frecuentemente, ni siquiera juzga a los actores en el mismo campo de actuación, sino en situaciones diferentes, con lo que la posibilidad de evaluar es todavía más difícil y doblemente riesgosa, tanto como pueda resultar injusta.

Caer en tal situación significaría, exactamente, lo contrario al espíritu con que esta imperfecta reseña ha sido elaborada, que por encima de toda otra consideración, quiere ser un modesto pero honestísimo homenaje a todos los hombres que con su labor contribuyeron antes, y contribuyen hoy, para llevar a la Geología de la Argentina al destacado lugar que ocupa en el conjunto que compone la totalidad de la actividad científica dentro y fuera del país.

Pareció injusto e irrespetuoso componer largas listas de personas en los diferentes campos en que actuaron, con el único objeto de dejar constancia de su participación. Para los lectores a quienes la obra se dirige, es conocida la actuación de los que pasaron y también la obra de los que hoy actúan. Los que componen la hueste de la veteranía, autores directos de una parte importante de la obra vigente, reciben a diario el homenaje respetuoso y agradecido de sus colegas más jóvenes que, directa o indirectamente, fueron sus discípulos y son sus herederos; los más jóvenes, ya con la pesada carga de un prestigio que se han ido ganando en buena ley, conservan la gracia intangible de seguir creciendo; los que se han iniciado más recientemente, tienen por delante el desafío de mostrar su capacidad de crear y seguir avanzando. Por esos caminos, cada uno sabrá que ha sido y será cabalmente reconocido. Para los que esto escriben, queda la esperanza de ser comprendidos y la certeza de que la obra de todos, que se ha intentado reseñar, puede exhibirse como testimonio de entrega genuina al país de parte de la comunidad geológica que empeñosamente ha trabajado para ofrecerle sus frutos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AGUIRRE, E. , 1879. La Geología de la Sierra Baya. Anales Sociedad Científica Argentina, 8: 34-35.

AGUIRRE, E. , 1882. Constitución geológica de la Provincia de Buenos Aires. Censo general de la Provincia de Buenos Aires, Cap. 3: 22-39. Buenos Aires.

AGUIRRE, E. , 1897. Notas geológicas sobre la Sierra de La Tinta. Anales Museo Nacional de Buenos Aires, 5:303-307, 333-347.

AMOS, A. J. , 1974. Horacio J. Harrington. Nota Necrología. Asociación Geológica Argentina, Revista, 29 (3):379-380.

AUBOIN, J. , 1959. A props d'un centenaire:Les aventures de la notion de géosynclinal. Revista Geographie Physique et de Geologie Dynamique, 2 (3) 2da. serie:135-185.

BABINI, J. , 1966. Historia de la Ciencia en la Argentina. Biblioteca Dimensión Argentina. Editorial Solar:1-259. Buenos Aires.

BODENBENDER, G. , 1889. Expedición al Neuquén. Boletín Instituto Geográfico Argentino, 10:311-329.

BODENBENDER, G. , 1891. Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes, entre río Diamante y río Negro. Revista Argentina de Historia Natural, I:177-202. Buenos Aires.

BODENBENDER, G. , 1892. Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 13, entrega 1ra.:1-44. Córdoba.

BODENBENDER, G. , 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución Geológica y productos minerales de aplicación. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 1 (2):1-146.

BORRELLO, A. V. , 1965. La Geología argentina a través de sus últimos quince años de desarrollo. Relatorio 2das. Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:15-39.

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

BORRELLO, A. V. , 1970. Augusto Bravard, precursor de la cartografía geológica argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias (1er. Congreso Argentino de Historia de la Ciencia), 48:455-460. Córdoba.

BRACACCINI, I. O. , 1968. Panorama general de geología patagónica. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 1:17-47. Buenos Aires.

BRACACCINI, O. , 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 25 (2):275-284.

BRACACCINI, I. O. , 1976. Contribuciones del Prof. Dr. Alfredo Stelzner al conocimiento de la Precordillera y Cordillera Frontal de las Provincias de Mendoza y San Juan (República Argentina). BoletínAcademia Nacional de Ciencias, 51 (3-4): 214-223. Córdoba.

BURMEISTER, C. G. C., 1865. Reise durch die La Plata - Staaten. H. W. Schmift, 503 pp., Halle.

BURMEISTER, C. H. C., 1876: Description physique de la Republique Argentine. Traducción del alemán por E. Maupas (1878). Tomos 1 a 4, 394 pp., 412 pp., 556 pp., París.

DEL CASTILLO, A., 1887. Exploración al interior de la Patagonia y costas del Pacífico. Boletín del Instituto Geográfico Argentino, 8:197-220.

DOERING, A., 1881. Informe de la Comisión científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al río Negro, Tercera parte: Geología:295-530.

DU TOIT, A. L., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Institution of Washington. Public. 381:1-157.

DU TOIT, A. L., 1937. Our wandering continents. An hypothesis of continental drifting. Oliver and Boyd:1-366. London.

FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1:1-334; 2:1-349; 3:1- 431. Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1951. Guido Bonarelli. Bolletino della Societá Geologica Italiana, 70:1-13. Roma.

FOSSA MANCINI, E., 1931. Breve reseña de las investigaciones geológicas realizadas por los geólogos de la Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales entre marzo de 1927 y marzo de 1931. Contribuciones a la Primera Reunión Nacional de Geografía, 27 pp., Buenos Aires.

FRENGUELLI, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado «Rético» en la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 8:159-309.

GARCÍA CASTELLANOS, T., 1970. La Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Significado de su creación. Primer Congreso Argentino de Historia de la Ciencia. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 48:7-18. Córdoba.

GARCÍA CASTELLANOS, T., 1973. Experiencia de Alfred Stelzner sobre yacimientos minerales de la República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 50:27-35. Córdoba.

GARCÍA CASTELLANOS, T., 1973. Alfredo Guillermo Stelzner (1840-1895). Boletín Academia Nacional de Ciencias, 50 (entregas 1ra. a 4ta).:5-25. Córdoba.

GARCÍA COSTA, V. O., 1988. Prehistoria del petróleo argentino. Col. conflictos y procesos de la Historia Argentina contemporánea. Centro Editor América Latina:1-31. Buenos Aires.

GROEBER, P., 1918a. Estratigrafía del Dogger en la Argentina. Estudio sintético comparativo. Boletín Nº 18 Serie B (Geología) Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrología, 81 pp.

GROEBER, P., 1918b. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. Physis (Revista Sociedad Argentina de Ciencias Naturales), 4:208-240.

GROEBER, P., 1927. Ensayo sobre tectónica teórica y provincias magmáticas. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 30:177-230. Córdoba.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacente. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación Nº 58:1-109.

GROEBER, P., 1931. El Dr. Richard Wichmann y su obra científica. Physis (Revista Sociedad Argentina de Ciencias Naturales), 10:267-278.

GROEBER, P., 1938. Mineralogía y Geología. Espasa Calpe Argentina. Buenos Aires.

GROEBER, P., 1951. La alta cordillera entre las latitudes 34º y 29º 30'. Revista Instituto Nacional Investigación de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Ciencias Geológicas, 1 (5):1-352.

HALLAM, A., 1976. De la deriva de los continentes a la tectónica de placas. Ed. Labor S. A.:1-165. Barcelona.

HALLAM, A., 1985. Grandes controversias geológicas. Ed. Labor S. A.:1-180. Barcelona.

HERMITTE, E., 1910. Memorias de la División de Minas, Geología e Hidrología, año 1908. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 5:(2):1-168.

HERMITTE, E., 1916. Cuestiones relacionadas con el aprovechamiento de los yacimientos de petróleo de la República Argentina y en particular de Comodoro Rivadavia. Congreso Nacional de Ingeniería, Separata:1-30. Buenos Aires.

HEUSSER, J.C. y CLARAZ, G., 1863. Ensayo de un conocimiento geognóstico - físico de la Provincia de Buenos Aires. I:Cordillera entre el Cabo Corrientes y Tapalqué, 20pp., Buenos Aires.

HOSKOLD, H. D., 1889. Memoria general y especial sobre minas, metalurgia, leyes mineras, recursos, ventajas, etc. de la explotación de minas en la República Argentina. Exposición de París, 1889 (P.O.), 598pp., Buenos Aires.

HOSKOLD, H. D., 1894. Informe general sobre las colecciones de minerales, productos metalúrgicos y maquinaria minera. Exposición de Chicago de 1894. Dirección Nacional de Minas y Geología. 1-344.

HÜNICKEN, M. A., 1970. Labor científica del Dr. Rodolfo Hauthal. Su contribución al conocimiento geológico y geográfico de la Argentina. Rasgos biográficos. Primer Congreso Argentino de Historia de la Ciencia. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 48:531-550. Córdoba.

HÜNICKEN, M. A., 1986a. Francisco P. Moreno y sus títulos académicos en la Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 58 (entregas 1 y 2):148-157. Córdoba.

HÜNICKEN, M. A., 1986b. Anselmo Windhausen y su contribución al conocimiento de la Geología Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 58 (entregas 1 y 2):158-167. Córdoba.

KEIDEL, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provinicia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 11 (3): 1-78.

KEIDEL, J., 1917. Über das Alter, die Verbreitung und die gegen-seitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen strukturen in den argentinischen Gebirgen. XIIe Session du Congres Géologique International: Reproduite du Compte Rendue:671-687.

LATZINA, F., 1897. Diccionario Geográfico Argentino. Gaea, 3ra Edición, 798 pp., Buenos Aires.

LEANZA, A. F., 1958. Geología Regional. En:La Argentina. Suma de Geografía, 1 (3):217-349. Ed. Peuser. Buenos Aires.

LEANZA, A. F., 1972. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Centenerio de su Fundación, 869 pp., Córdoba.

LEANZA, A. F., 1973. Los hallazgos paleontológicos del Stelzner en la Argentina. Boletín Academia Nacional Ciencias, 50 (1-4):37-43. Córdoba.

MAACK, G. A., 1871. Geological sketch of the Argentine Republic. Proceedings Boston Society of natural Sciences, 13:417-428.

MORENO, F. P., 1892. Datos sobre el carbón de piedra de San Rafael (Prov. de Mendoza, R. A.) publicado por el Museo de La Plata. Revista Museo de La Plata, 4:97-98.

MOSCONI, E., 1936. El petróleo argentino 1922 - 1930. Librería El Ateneo:1-245. Buenos Aires.

MOUSSY, V. M. de, 1860. Description Geographique et statistique de la Confederation Argentine. Tomos 1 a 3, 582 pp., 671 pp., 752 pp., París.

NORDENSKJÖLD, O., 1905. Die Krystallinen Gesteine der Magellans-länder. Wiss. Ergebn. Schweden. Exp. n. d. Magellansländer, Stockholm, 1 (6):175-240.

NÚÑEZ, E., 1984. Historia del conocimiento geológico de la provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1:19-36.

OLSACHER, J., 1962. Ciento cincuenta años de geología en la Argentina. Relatorio. Anales de las 1ras. Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1::21-36.

ORTEGA PEÑA, R. Y DUHALDE, E. L., 1987. Facundo y la Montonera. Edit. Contrapunto, Colección La Historia Revisada:1-602. Buenos Aires.

PALCOS, A., 1943. Nuestra ciencia y Francisco Javier Muñiz, el sabio, el héroe. Biblioteca Humanidades, 29:1-349. La Plata.

PASTORE, F., 1925. Evolución de las Ciencias en la República Argentina. 6º Nuestra Mineralogía y Geología durante los últimos cincuenta años (1872-1922). En: Cincuentenario de la Sociedad Científica Argentina:1-47. Buenos Aires.

RICCARDI, A. C., 1986. Historia del estudio geológico de la Cordillera patagónica austral. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 57 (entregas 1ra. y 2da):123-147. Córdoba.

RICKARD, F. J., 1863. Mining Journey:A mining journey across the great Andes. With exploration in the silver mining - district of the Provinces of San Juan and Mendoza, 314 pp. London.

RICKARD, F. J., 1869. Informe sobre los distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1868-1869. Publi-

cación Oficial del Ministerio de Interior, 190 pp., Buenos Aires.

ROLLERI, E. O., 1993. Historia de la geología de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:1-10.

ROLLERI, E. O., STIPANICIC, P. N. y RAMOS, V. A., 1978. Evolución del conocimiento geológico. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:Geología y Recursos Geológicos del Neuquén:9-22.

ROSALES, D. de, 1877 - 1878. Historia general de el Reyno de Chile, Flandes Indiano, publicada, anotada y precedida de la vida del autor, por Benjamín Vicuña Mackena. Imprenta del Mercurio, 1:1-506, 2:1-669, 3:1-502. Valparaiso.

SIEMIRADZKI, J. von, 1893a. Zur Geologie von Nord-Patagonien. Neues Jahrbuch f. . Mineralogie, Jahrg. Band I:22-32. Stuttgart.

SIEMIRADZKI, J. von, 1893b. Eine Forschungsreise in Patagonien. Petermann's Mitteilungen. Band 39:49-62. Gotha.

SIMPSON, G. G., 1954. La obra de los Ameghino. Asociación Geológica Argentina, Revista, 9:75.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4 (3):1-187. Buenos Aires.

STAPPENBECK, R., 1926. Geologie und Grundwasserkunde:1-409. Stuttgart.

STEINMANN, G., 1883. Reisenotizen aus Patagonien. Neues Jarhbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 2:255-258. Stuttgart.

STELZNER, A., 1923-1924. Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32º y 33º S. Traducción de G. Bodenbender. Academia Nacional de Ciencias, Actas 8 (entregas 1ra y 2da):1-227. Córdoba.

STIPANICIC, P. N., 1969. Semblanzas del Prof. Dr. Pablo F. C. Groeber. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (4):336-348.

SUESS, E., 1921. La face de la Terre (Das Antlitz der Erde). versión francesa de E. V. Margerie, T. I a IV, 604 pp., 556 pp., 400 pp., 673 pp., París.

TERUGGI, M. E., 1981. Joaquín Frenguelli: vida y obra de un naturalista completo. Colección Grandes italo-argentinos. Asociación Dante Alighieri:1-68. Buenos Aires.

TURNER, J. C., 1970. Historia de la Geología del Noroeste argentino. Boletín Academia Nacional de Ciencias. Primer Congreso Argentino de la Historia de la Ciencia. 58:495-512. Córdoba.

TURNER, J. C., 1974. Profesor Horacio J. Harrington. Nota necrológica. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina, 11:195-200.

TURNER, J. C., 1979-1980. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1718 pp., Córdoba.

VALENTÍN, J., 1897. Bosquejo geológico de la Argentina. Art. Gea de la 3ra. edición del Diccionario Geográfico Argentino de F. Latzina:1-50.

WEHRLI, L. y BURCKHARDT, C., 1898. Rapport preliminaire sur une expedition geologique dans la Cordillére argentino-chilienne entre le 33º et 36º Latitude Sud. Museo de La Plata, Revista, 8 (2da. parte):373-388.

WINDHAUSEN, A., 1912. El yacimiento de Rafaelita de Auca Mahuida. Ministerio Agricultura, Boletín 14:1194-1222.

WINDHAUSEN, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén. Anales Ministerio Agricultura, Dirección de Minas y Geología, 10 (1):1-60.

WINDHAUSEN, A., 1918. Líneas generales de la estratigrafía del Neocomiano en la Cordillera Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 23:97-128. Córdoba.

WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al Oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 27:167-320. Córdoba.

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. 2da. Parte. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Editorial Peuser:1-645. Buenos Aires.

YRIGOYEN, M. R., 1982. Reseña sobre los conocimientos y la explotación de los hidrocarburos en Argentina antes de 1907. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Conferencias:803-846. Buenos Aires.

YRIGOYEN, M. R., 1994. Clase magistral Profesor Pellegrino Strobel. 1865-1894. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Recibido: julio 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (2): 35 - 39 , BUENOS AIRES, 1999

SITUACIÓN DE LA ARGENTINA EN EL MARCO GEOLÓGICO DE AMÉRICA DEL SUR

Marcelo R. Yrigoyen †

Latitudinalmente el territorio de la República Argentina ocupa la mitad austral del continente sudamericano. Del análisis de un mapa geológico de superficie, a toda esta vasta región se la interpretaba poco tiempo atrás como integrada por tres grandes elementos primordiales, diferenciándose, en forma simplista, una Plataforma Sudamericana, una Plataforma Patagónica y la gran Cadena de los Andes (UNESCO, 1978; Yrigoyen y Urien, 1982).

Dentro de aquel sencillo esquema (Figura 1) la Argentina aparecía constituida por importantes segmentos de las unidades primera y última, en tanto que la segunda se desarrolla integramente en nuestro territorio continental y epicontinental.

Este simple cuadro, si bien puede resultar todavía aceptable en sus elementos principales, se torna extraordinariamente complejo cuando se entra a pormenorizar regionalmente fracciones menores, desentrañando la historia geológica de cada una de ellas.

A la luz de la relativamente reciente teoría de la tectónica de placas y la expansión de los fondos oceánicos, su aplicación resulta por demás adecuada para tratar de reconstruir los orígenes y las conexiones tectónicas de cada una de las diferentes partes hasta poder llegar a ensamblar el gran marco geoestructural de todo el conjunto. En los últimos años se ha publicado un importante número de hipótesis e interpretaciones diversas, las que con el arribo de nuevos datos y eviden-

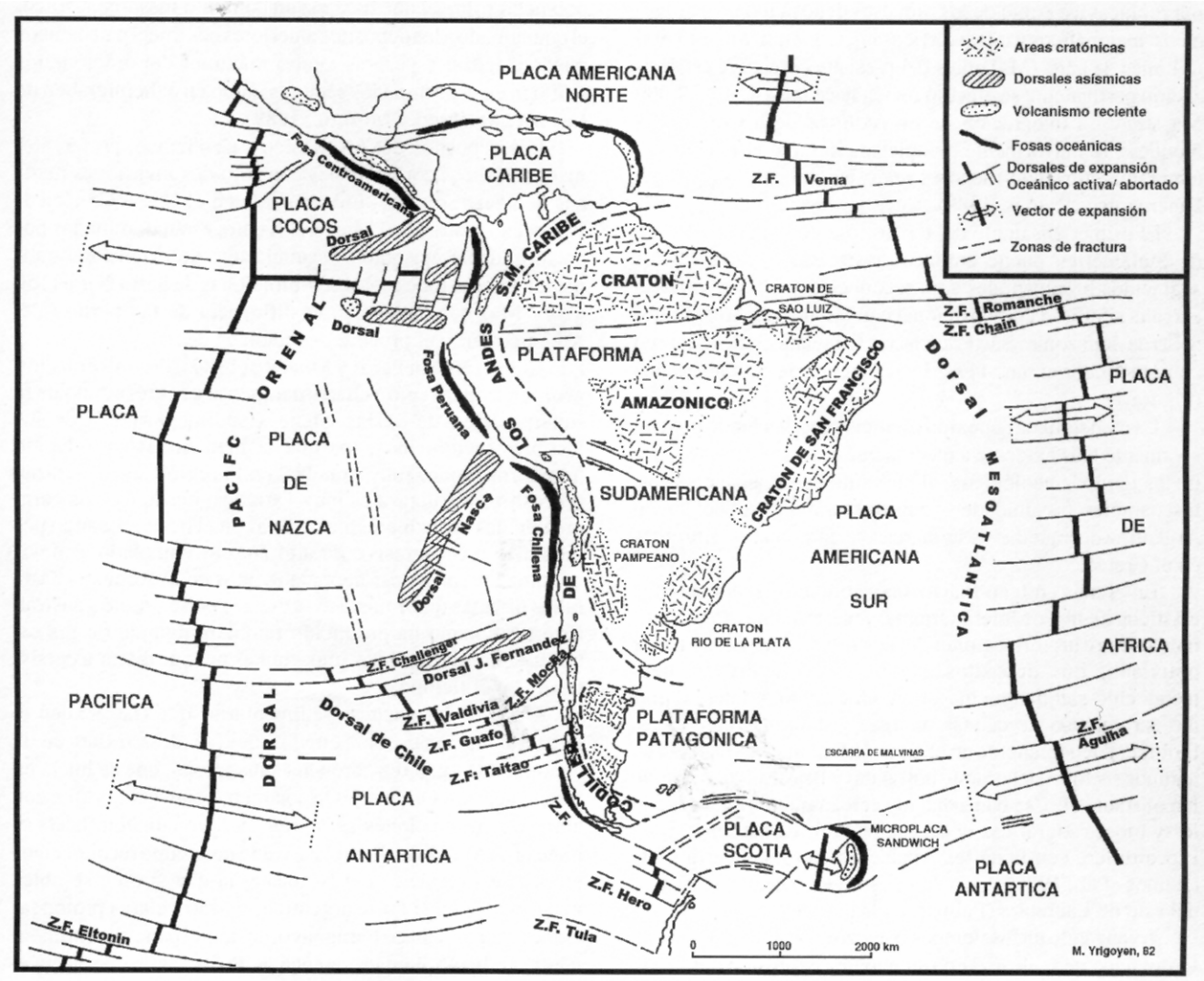


Figura 1. Elementos estructurales primordiales de América del Sur.

cias de campo van perfeccionándose día a día, despertando al mismo tiempo tan interesantes como encendidas polémicas entre los investigadores que las sustentan (Figura 2).

Si nos retrotraemos a los tiempos primordiales de la integración de nuestro continente, su evolución litosférica y su paleografía durante el Neoproterozoico y el Paleozoico, encontramos que ello ha sido objeto de diferentes modelos geotectónicos, en gran parte recientemente resumidos (Dalla Salda et al., 1993) y graficados (Ramos et al., 1993). Por ejemplo, terrenos paleozoicos del noroeste argentino (Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1982; Ramos et al., 1986), así como terrenos de las Sierras Pampeanas Orientales (Ramos, 1988) y de Patagonia (Ramos, 1984), han sido considerados como resultantes de muy antiguas traslaciones y colisiones continente-continente. Ramos et al. (1986) postularon la existencia de un microcontinente alóctono, Chilenia, que se acrecionó al margen sudoeste del Gondwana durante el Devónico, en tanto que a la Precordillera se la ha considerado como un terreno desplazado lateralmente desde el sur (Aceñolaza y Toselli, 1988) o como una microplaca fragmentada de Laurentia que, en el Proterozoico tardío o Cámbrico temprano y luego de un largo desplazamiento, colisionó con el margen gondwánico occidental (Benedetto, 1993 y otros).

De lo anterior resulta que el basamento primordial de Sudamérica puede considerarse como un complejo ensamble o *collage* resultante de las interacciones entre placas y microplacas así como de los procesos deposicionales, orogénicos, magmáticos y metamórficos iniciados quizá unos 3.800 millones de años (Ma) antes del presente pero cuya estabilización permanente se efectuó recién hace unos 2.500 - 2.000 Ma atrás. La integración de ese *collage* de los diferentes bloques fue mayormente completada durante el Paleozoico temprano, sufriendo menores reajustes durante el resto del Fanerozoico (Ramos, 1988).

El primer ensamble del territorio argentino con el resto de Sudamérica puede entonces rastrearse a partir de los segmentos basamentales aquí reconocidos, los que guardan cercana similitud composicional con las grandes áreas cratónicas de Amazonas, São Francisco y Guayanas, con las que en conjunto cubren un 44% de la superficie sudamericana (Figura 1).

La mencionada conexión regional se va haciendo progresivamente más evidente a medida que se avanza en el cuadro de los tiempos geológicos, al punto de llegar a hacerse casi inseparables las unidades geoestructurales reconocidas en Argentina de aquellas de comarcas vecinas cuando entramos en el Cretácico.

En el más antiguo Paleozoico, conjuntos sedimentarios clásticos de la Cordillera Oriental muestran una clara continuidad entre las formaciones del norte argentino y el sudoeste boliviano. Los depósitos coetáneos de la Precordillera mendocino-sanjuanina muestran, en cambio, un neto dominio carbonático de calizas, margas y dolomías cámbricas, litología poco frecuente en el resto de Sudamérica excepto en algunos sectores del oriente boliviano y Brasil sudoccidental. No obstante ello, se han señalado cercanas similitudes faciales y bioestratigráficas entre esa plataforma carbonática de Precordillera con la de los Apalaches, del hemisferio norte (Ramos et al., 1986) y aun con el antiguo banco carbonático del este de Laurentia (Palmer, en Dalla Salda et al., 1993).

Avanzando en los tiempos paleozoicos, iniciándose en el Ordovícico pero alcanzando su máxima expresión durante el Silúrico y Devónico, tuvo lugar en el noroeste argentino un importante episodio deposicional que cubrió una vasta región que traspasó los límites internacionales llegando a cubrir gran parte del territorio boliviano para extenderse más allá por Perú, Paraguay y Brasil. La distribución areal y vertical de las facies con alternancia de potentes secuencias dominantemente pelíticas y psamíticas, así como por su abundante contenido faunístico, se interpretan hoy como acumulaciones de una cuenca intercratónica, bajo condiciones de mar poco profundo, con transgresiones y regresiones reiteradas (Vistalli, 1989). Estos depósitos, que solo alcanzan los 1.500 m de potencia en el Chaco y Santiago del Estero, llegan a sobrepasar los 3.500 m al acercarse a la frontera boliviana, estando compartimentados por diferentes elementos positivos como los Altos del Quirquincho y de Michicola y el Arco Puneño, todos en territorio argentino.

Con una extensión igualmente importante continúa en el cuadro cronológico otro conjunto deposicional que conforma la denominada cuenca Chaco-Paranense (+ Mesopotamia) dentro de nuestro país o como cuenca del Paraná, si nos referimos complexivamente a la principal cuenca pericratónica de las que la primera sólo forma su segmento suroccidental de 510.000 km^2 de extensión (Figura 2). La cuenca de Paraná, mayormente desarrollada en territorio brasileño y en parte uruguayo, cubre cerca de un millón y medio de km^2, entre los 17º y 32º de latitud sur. El relleno sedimentario al que nos referimos es en su base neo-paleozoico (hasta 2.500 m de potencia) sobre el que traslapa un conjunto meso-cenozoico, el que sumado a los depósitos anteriores eo- y neo-paleozoicos puede alcanzar espesores totales máximos del orden de los 6.500 m en determinados sectores como en el hemigraben de Las Breñas (Pezzi y Mozetic, 1989).

Los depósitos del Mesozoico - Cenozoico, preferentemente clásticos continentales con sólo dos invasiones marinas de aguas someras, una ocurrida en el límite Cretácico-Paleoceno y otra en el Mioceno medio, están dominados por un formidable episodio volcaniclástico de extensión continental: las efusiones basáltico-tholeíticas de Serra Geral (150 a 117 Ma) que atestiguan la influencia de la apertura del Atlántico Sur y el proceso de tectónica de rift.

Como señalan Pezzi y Mozetic (1989), la conformación geológica de la región chaco-paranense es el resultado de la superposición de varias cuencas sedimentarias y de los distintos tectonismos, los que si bien no han producido transformaciones muy grandes, en la región se encuentran hoy estilos estructurales muy variados: desde formas compresionales probablemente andinas en el oeste, pasando por fallamiento compresivo de alto ángulo vinculado a movimientos laterales post-neopaleozoicos en el suroeste, hasta fallas directas que controlan la cuenca en su porción austral. Este tectonismo ha producido también algunos rasgos estructurales internos muy importantes pero de distinta persistencia en el tiempo.

Otras de las cuencas sedimentarias que trascienden el territorio nacional son aquellas que se desarrollan en la denominada «faja retroorógena subandina», que se inicia en las cuencas de Oriente y Orinoco, en Venezuela, y que con algunas interrupciones se alarga meridionalmente hasta el plateau de Malvinas. Para el caso que nos ocupa reconocemos una cuenca cretácica del Noroeste, la que si bien se ubica mayormente en el norte argentino, muestra claras prolongaciones hacia el Chaco Paraguayo, en donde penetra profundamente en la allí llamada cuenca de Pirity, así como hacia el occidente boliviano (Figura 2).

Con las características que son comunes a toda la faja subandina, la cuenca de Orán-Olmedo presenta de oriente (Chaco Paraguayo) a occidente (Cordillera Oriental) una transición desde áreas levemente negativas, submóviles y apenas perturbadas que pasan a una faja altamente tectonizada en su borde oeste, ya en el ámbito pedemontano y el contrafuerte andino. El relleno sedimentario preferentemente continental de estas artesas, iniciado en el Cretácico tardío y continuado por todo el Cenozoico, muestra una serie de depocentros separados originalmente por umbrales y altos internos como Lomas de Olmedo, Metán, Alemanía, Tres Cruces, Altiplano, etc. Con el progresivo soterramiento de los relieves positivos esta diferenciación fue perdiendo vigencia hacia el límite Cretácico - Terciario cuando, por ascenso relativo del nivel marino, tuvo lugar una somera transgresión maastrichtiana - paleocena atestiguada por depósitos transicionales y lacustres con influencia marina que cubrieron una muy vasta extensión regional y que demuestran una conexión efímera de las aguas atlánticas y pacíficas (Yrigoyen, 1970). El resto de la deposición cenozoica es de carácter continental, con un aumento del aporte volcanógeno al final del Terciario. Estos depósitos clásticos, fundamentalmente fluviales, llegan a sobrepasar en conjunto los 7.000 m de potencia, producto de sucesivos procesos tecto-sedimentarios del Cenozoico.

A lo largo del litoral atlántico se encuentran también otras unidades geoestructurales que permiten visualizar la conexión y situación de la Argentina con el resto del marco geológico de América del Sur: las cuencas costaneras atlánticas. El margen atlántico de Sudamérica en su mayor extensión bordea las áreas cratónicas principales de Guayanas, São Francisco y del Plata. La tectónica que afectó esta elongada región es netamente tensional como resultado de los episodios de separación de África de Sudamérica iniciados unos 150 Ma atrás. En cierta forma las cuencas insertadas en el margen continental oriental son en su mayoría cretácico - cenozoicas, aunque originadas en el Jurásico tardío. Esto no obvia la existencia de terrenos anteriores (paleozoicos y quizá triásicos) que integran el «basamento técnico» sobre el cual están esculpidos los depocentros post-jurásicos medios, rellenados con sedimentos mayormente continentales y algunas veces asentados también sobre efusivas basálticas pre-albianas.

La orla perimetral de cuencas costaneras atlánticas se extiende desde la boca del Amazonas hasta Patagonia, caracterizándose por una historia tectónico-deposicional muy semejante (Figura 2). No obstante esto, para el caso que nos ocupa nos restringiremos aquí a aquellas más cercanas a nuestro territorio, es decir al tramo que media entre el Alto de Torres, al sur de Florianópolis, Brasil, hasta el Macizo Nordpatagónico, aproximadamente en los 42º de latitud sur. En este tramo se desarrollan, de norte a sur, las cuencas de Pelotas, Punta del Este, Salado y Colorado, las que si bien se inician tierra adentro se expanden en su mayor extensión costa afuera, para llegar a coalescer sobre la plataforma epicontinental a partir del Cretácico tardío. La historia geológica de estas cuencas costaneras es idéntica en su evolución geoestructural así como muy semejante en su relleno sedimentario, que solamente muestra ligeras variaciones provocadas por su proximidad o lejanía al margen continental y áreas de aporte. Si se analiza la arquitectura de las diversas cuencas en un corte norte-sur, se destaca la segmentación del borde continental por una serie de elementos positivos que enmarcan los depocentros individuales.

Comenzando por el mencionado Arco de Torres, en Brasil, la cuenca de Pelotas se extiende hasta el Alto de Cabo Polonio y la plataforma cratónica de Pampayito que la limita de la cuenca de Punta del Este, a veces llamada cuenca del Plata Oriental, que a su vez está separada de la amplia cuenca del Salado por el umbral del Plata-Martín García, de marcada transcurrencia. Por su parte, las cuencas mayores del Salado y del Colorado están desvinculadas costa adentro por el umbral cratónico de Tandilia y su extensión, costa afuera del cabo Corrientes. Finalmente, la cuenca del Colorado por el sur traslapa marginalmente la prolongación oriental del Macizo Somún Cura, que la separa de las cuencas intraneocratónicas de Valdés y Rawson que continúan hacia el sur sobre el margen atlántico (Urien et al., 1981).

En el otro sentido, es decir, del continente hacia mar afuera, existen también analogías manifiestas entre las diferentes cuencas. En su corte longitudinal este-oeste se aprecia un prisma sedimentario mayormente eo-cretácico cubierto discordantemente por otro paquete neo-cretácico que culmina con los depósitos transgresivos maastrichtiano - paleocenos que se espesan hacia el naciente. Culmina la sección con secuencias cenozoicas que muestran discontinuidades y formas sigmoidales traslapantes. El cuadro general que se presenta como un hemigraben en la cuenca de Pelotas, es reemplazado por esquemas de graben en la cuenca de Punta del Este (= cuenca del Plata oriental) y en las cuencas del Salado y del Colorado, estando las dos últimas limitadas por el este a niveles del Eocretácico por un alto basamental groseramente paralelo al talud continental, a unos 800 km costa afuera en la latitud 40º sur.

Finalmente, el cordón orogénico andino es otro de los elementos fundamentales que relaciona Argentina con el resto del marco geológico sudamericano. El imponente cordón cordillerano, de unos 8.000 km de longitud, es una cadena marginal que está influenciada por los escudos y áreas cratónicas del oriente, que muestra una removilización temprana a través de zonas de fracturación regional, sufriendo por el oeste la interacción de las placas pacíficas orientales que motivaron acreciones alóctonas y complejidades geológicas andinas provocadas por procesos de subducción con marcado volcanismo zonal y fuerte sismicidad recurrente (Figura 2).

La apertura del Océano Atlántico Sur activó la subducción a lo largo del margen pacífico, incrementando la convergencia entre la placa Pacífica y la placa Sudamericana. Siguiendo a Ramos (1989), el proceso de subducción tuvo lugar en el margen occidental durante el Mesozoico y el Cenozoico, produciendo dos regímenes tectónicos distintivos. Durante el primero, que abarcó desde el Triásico tardío (230 Ma) al Cretácico temprano (135 Ma), el ritmo de convergencia entre las placas mencionadas parece haber sido lento a muy lento, por lo que durante las etapas del rift y apertura inicial atlántica, la corteza continental a estas latitudes australes estaba preferentemente sujeta a un régimen extensional. Ello provocó fuerte reactivación de la actividad magmática en la faja volcánica andina, acumulándose en pocos millones de años del Cretácico temprano (135 a 115 Ma) rocas volcánicas y piroclásticas de varios kilómetros de espesor que se interdigitaron entre depósitos marinos mesozoicos del margen oeste sudamericano.

Al producirse la completa separación de África y Sudamérica, tuvo principio el segundo régimen mencionado, caracterizado por un notorio incremento de la deriva continental

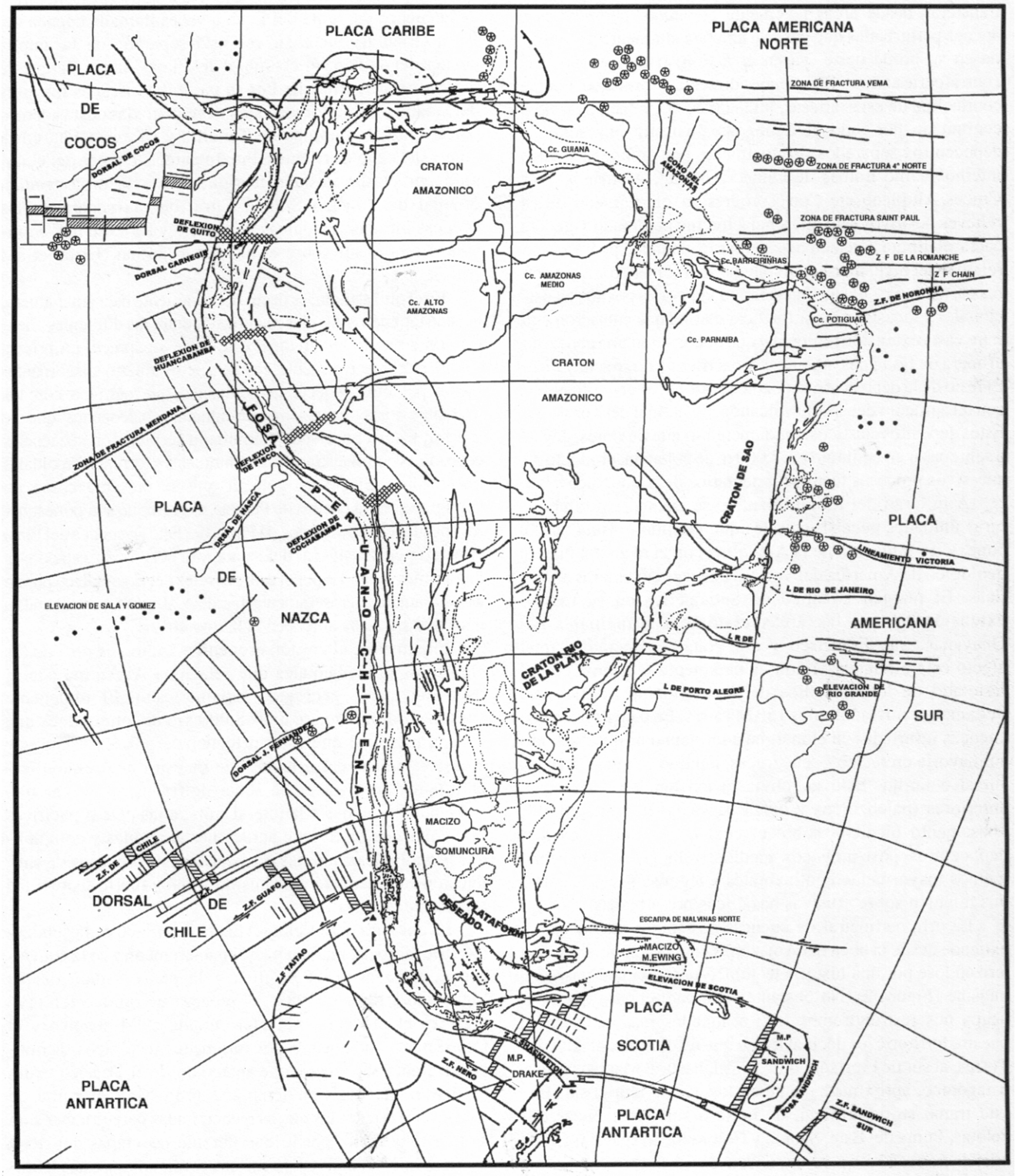


Figura 2. Principales unidades geoestructurales de América del Sur.

y el consecuente aumento del proceso subductivo. El régimen tectónico se tornó francamente compresivo durante el Cretácico medio (100 Ma), comenzando entonces la deformación y la sobreelevación de la Cordillera Andina.

En las primeras etapas la deformación se restringió a la faja occidental de los Andes, pero lentamente fue avanzando hacia el antepaís oriental, provocando un apilamiento tectónico de sobrecorrimientos, los que siguen aún activos en la pendiente cordillerana oriental como lo atestiguan los frecuentes movimientos sísmicos que se suceden desde los Andes de la Argentina hasta el sistema montañoso del Caribe.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI A.J., 1988. El sistema de Famatina: su interpretación como orógeno de margen activo. 5º Congreso Geológico Chileno, 1: A55 - A67.

ALLMENDINGER, R., JORDAN, T., PALMA, M. y RAMOS, V. , 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25º - 27º S), Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 499 - 518.

BENEDETTO, J.L., 1993. La hipótesis de la Aloctonía de la Precordillera argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 375 - 384.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1982. Magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sciences Reviews, 18: 303 - 332.

DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia - Sudamérica y el Orogeno Famatiniano. 12º Congreso Geológico. Actas, 3: 358 - 366.

PEZZI, E. y MOZETIC, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 65 - 78. Universidad Nacional de Tucumán.

RAMOS, V., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 311 - 329.

RAMOS, V., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. Episodes, 11: 168 - 175.

RAMOS, V.A., 1989. The birth of South America. American Scientist 77: 444 - 450.

RAMOS, V., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J., y PALMA, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5: 855 - 880.

RAMOS, V., VUJOVICH, G., KAY, S.M. y McDONOUGH, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al Supercontinente Proterozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de hidrocarburos, Actas, 3: 343 - 357.

UNESCO, 1978. Mapa tectónico de América del Sur, escala 1: 5.000.000, Nota explicativa. Comisión de la Carta Geológica del Mundo. 1-23. Brasilia.

URIEN, C. M., ZAMBRANO, J. J. y MARTINS, L. R., 1981. The basins of Southern South America (Southern Brazil, Uruguay & eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and Southern South Atlantic. Paleographic Evolution. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 45 - 125, Buenos Aires.

VISTALLI, M.C., 1989. La Cuenca Siluro-Devónica del Noroeste. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Serie Correlación Geológica 6: 19 - 41, Universidad Nacional de Tucumán.

YRIGOYEN, M.R., 1970. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Ameghiniana, 6 (4): 314 - 329.

YRIGOYEN, M.R. y URIEN, C.M., (1982) 1988. Cuadro geoestructural de América del Sur. Serie Correlación Geológica, Facultad de Ciencas Naturales e Instituto Lillo, Universidad de Tucumán, 2: 17 - 106.

Recibido: abril 1996

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (3): 41 - 96 , BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 3

LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL TERRITORIO ARGENTINO

Victor A. Ramos

INTRODUCCIÓN

El territorio argentino ha sido dividido en diversas unidades geológicas desde los primeros trabajos de reconocimiento y exploración geológica realizados a partir de fines del siglo pasado y principios del actual (Stelzner, 1873; Brackebusch, 1883; Stappenbeck, 1910; Bonarelli, 1921, entre otros). Una serie de diferentes propuestas, en su mayoría parciales, ha llevado a un relativo consenso de las grandes unidades morfoestructurales que constituyen el territorio. Entre las diferentes propuestas merecen destacarse la de Keidel (1925) basada en el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina, así como las de Bonarelli (1913-15), Windhausen (1925 y 1931) y Groeber (1938), quienes sentaron las bases de las actualmente utilizadas. Más recientemente, Harrington (1956) propuso una división en unidades morfoestructurales de Argentina, complementada con la síntesis de Geología Regional de Leanza (1958) donde describe sucintamente las principales provincias geológicas. En la divulgación de las distintas unidades en uso corresponde destacar el manual de Petersen y Leanza (1953), quienes presentaron una introducción didáctica al conocimiento de las diferentes provincias geológicas.

Estas unidades coinciden parcialmente con las unidades físicas del territorio argentino reconocidas a partir de las propuestas de De Moussy (1860-1864), Burmeister (1876), Napp (1876) y Delachaux (1908), reunidas por Frenguelli (1946) en su síntesis sobre las grandes unidades geográficas de Argentina. Ésta, si bien se basaba principalmente en criterios geográficos, no descuidaba los geológicos, en forma similar a las grandes unidades orográficas de Feruglio (1946).

Si bien el intentar establecer límites y reconocer unidades dentro de la naturaleza tiene mucho de subjetivo, se ha intentado por lo general respetar el uso histórico de las mismas, prefiriéndose redefinir algunas de las unidades o reagruparlas, antes de proponer nuevas unidades. Para estos fines cabe destacar el importante aporte a su definición de los Primer y Segundo Simposios de Geología Regional Argentina (Leanza, 1972a) y (Turner, 1979-80), que han servido de base a la división de provincias geológicas utilizada en este trabajo e ilustrada en la figura 1. Para su definición se ha seguido la propuesta de Rolleri (1976) que expresa que «*una provincia geológica es una región caracterizada por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo el conjunto expresión de una particular historia geológica*» (Rolleri, 1976, p. 240). Las provincias así definidas pueden tener límites transicionales con las unidades vecinas.

Las provincias geológicas reconocidas tienen un control tectónico de primer orden en la segmentación latitudinal de la litósfera oceánica por debajo de los Andes (Isacks et al., 1982). Esta segmentación, evidenciada a través de las diferentes inclinaciones de la losa oceánica subducida en la zona de Wadati-Benioff, ha permitido entender los procesos que han llevado a la presente distribución de unidades y refleja a su vez una más lógica apreciación de su presente expresión morfoestructural (Jordan et al., 1983). El desarrollo de segmentos con volcanismo activo, con otros sin actividad volcánica reciente y diferentes estilos estructurales, a consecuencia de esta segmentación de la geometría de la placa subducida, imprime características propias a cada provincia geológica.

Las distintas unidades reconocidas serán descriptas de norte a sur, abarcando en primer término las de la región andina, para luego describir las unidades extrandinas. En cada una de las provincias se citarán aquellos trabajos que el autor considera más relevantes para su caracterización. Sin embargo es necesario dejar constancia que es imposible en esta corta síntesis citar todos los trabajos que de una u otra forma han permitido integrar la presente reseña.

Las cuencas sedimentarias del subsuelo serán sólo descriptas dentro del contexto de la provincia geológica correspondiente.

LA PUNA

La provincia geológica de la Puna (figura 2) fue originariamente descripta como una unidad geológica por Brackebusch (1883), quien la denominó Puna de Atacama, nombre reemplazado simplemente por el de Puna por los investigadores que lo siguieron (Bonarelli, 1913-15; Keidel, 1927).

Esta unidad está caracterizada por una altiplanicie sobrelevada por encima de los 3.700 m s.n.m. y presenta límites bien definidos con la Cordillera Oriental al este y pasa transicionalmente a la Cordillera Frontal y al Sistema de Famatina hacia el sur. Su límite hacia el oeste corresponde a través de la frontera argentino-chilena con la Cordillera Occidental, parcialmente en territorio chileno que corresponde a la línea de cumbres formada por lo grandes estratovolcanes del Cenozoico superior. Las características geológicas principales de la Puna fueron definidas por Turner (1970).

Se compone de un zócalo de sedimentitas y leptometamorfitas de edad ordovícica que en el sector occidental están fuertemente deformadas. El basamento metamórfico de estas sedimentitas se conoce en su parte norte

Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Pabellón II - Ciudad Universitaria.



Figura 1. Las provincias geológicas del territorio argentino.

indirectamente a través de los xenolitos que traen a la superficie las volcanitas terciarias. Estos depósitos contienen dos fajas de rocas dominantemente volcánicas de edad ordovícica media a superior: la faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1973) y la occidental (Palma et al., 1986). En el límite

Los depósitos mesozoicos a eoterciarios corresponden a la cuenca de rift del Grupo Salta, que en el sector norte de la Puna presenta un importante depocentro de sedimentación. Estos depósitos, en su mayor parte continentales, contienen una breve transgresión marina correspondiente a la Forma-

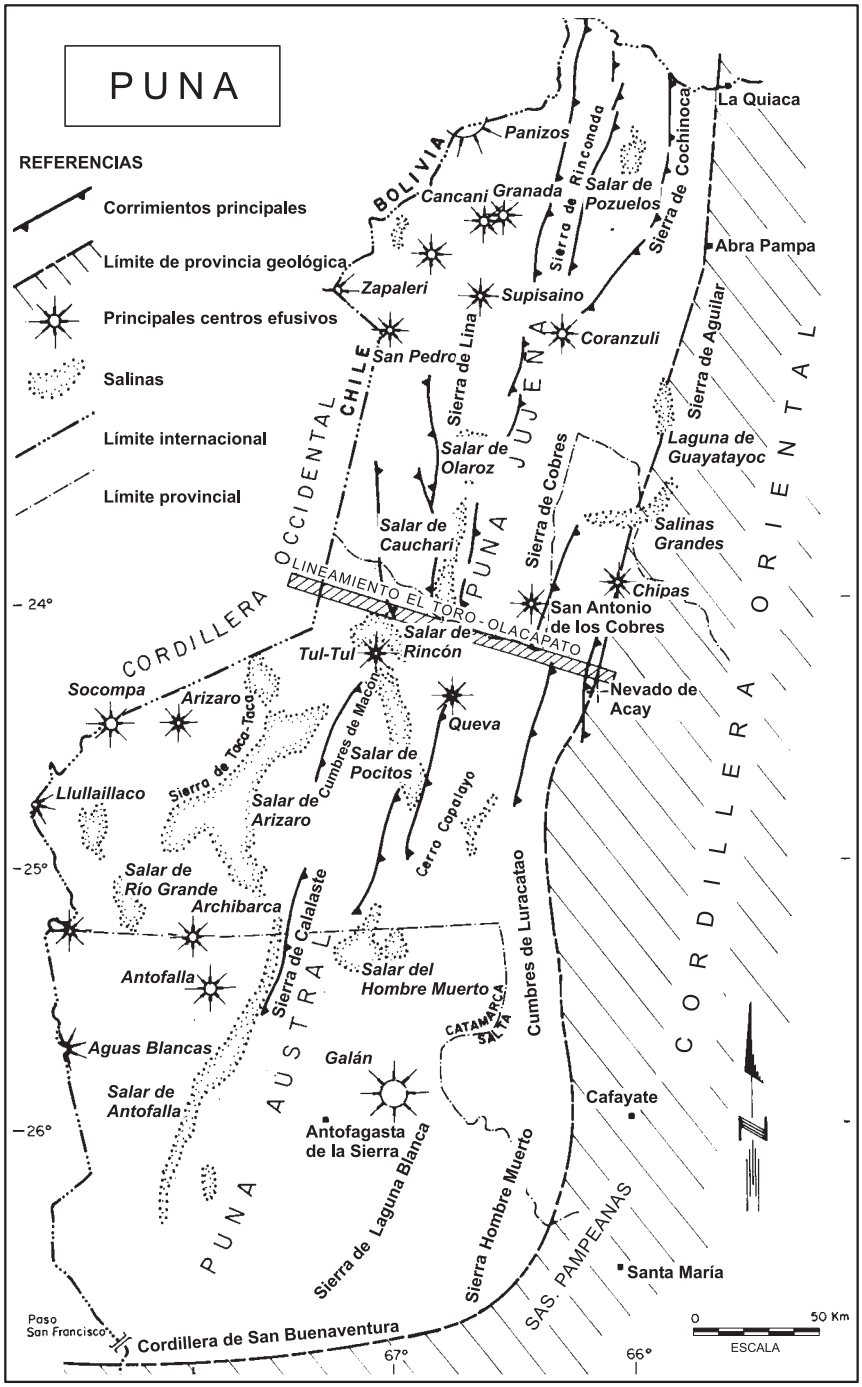


Figura 2. Principales rasgos geológicos de la Puna.

con Chile se observan en discordancia angular sobre rocas ordovícicas, depósitos silúricos y devónicos de ambiente marino. En ese sector le siguen depósitos continentales de edad neopaleozoica, que registran en su parte media calizas marinas de edad carbonífera superior, correlacionables con la Formación Copacabana, de amplio desarrollo en territorio boliviano (Aceñolaza et al., 1973).

ción Yacoraite de edad campaniana-maestrichtiana (Salfity y Marquillas, 1994).

La característica más saliente de la Puna es, sin embargo, su volcanismo orogénico cenozoico, constituido por estratovolcanes y domos volcánicos de composición andesítica y dacítica (véase figura 2), calderas volcánicas, algunas de grandes dimensiones, asociadas a flujos ignimbríticos y co-

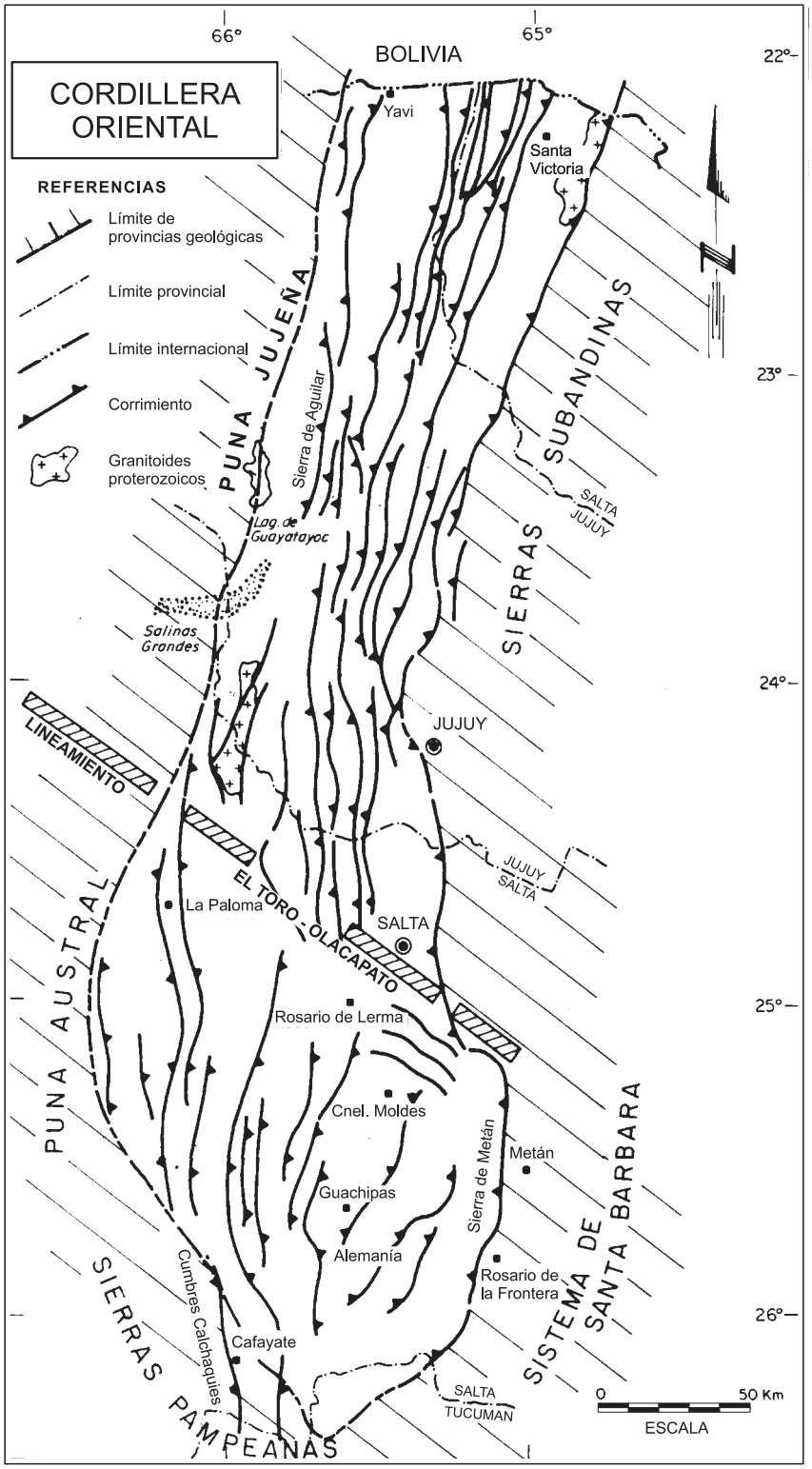


Figura 3. Principales rasgos geológicos de la Cordillera Oriental.

nos basálticos monogénicos. Estos productos volcánicos se intercalan con depósitos terciarios continentales que se desarrollaron en cuencas intermontanas, la mayor parte de ellas endorreicas, que culminan con depósitos evaporíticos. Estos constituyen los grandes salares de la Puna, otro de sus rasgos más típicos.

La estructura está caracterizada por grandes corrimientos de edad paleógena hasta miocena inferior a media, que han estructurado esta altiplanicie sobreelevada. La altura actual de la Puna es una respuesta térmica al atenuamiento litosférico (Isacks, 1988), que se sobrepone al levantamiento por apilamiento tectónico.

Algunos autores como Alonso et al. (1984) han propuesto dividir a la Puna en dos sectores diferentes sobre la base de sus características geológicas regionales: la Puna Septentrional o Jujeña, que correspondería principalmente al sector donde las rocas más antiguas aflorantes son ordovícicas y la Puna Austral o Puna Saltocatamarqueña, en donde están

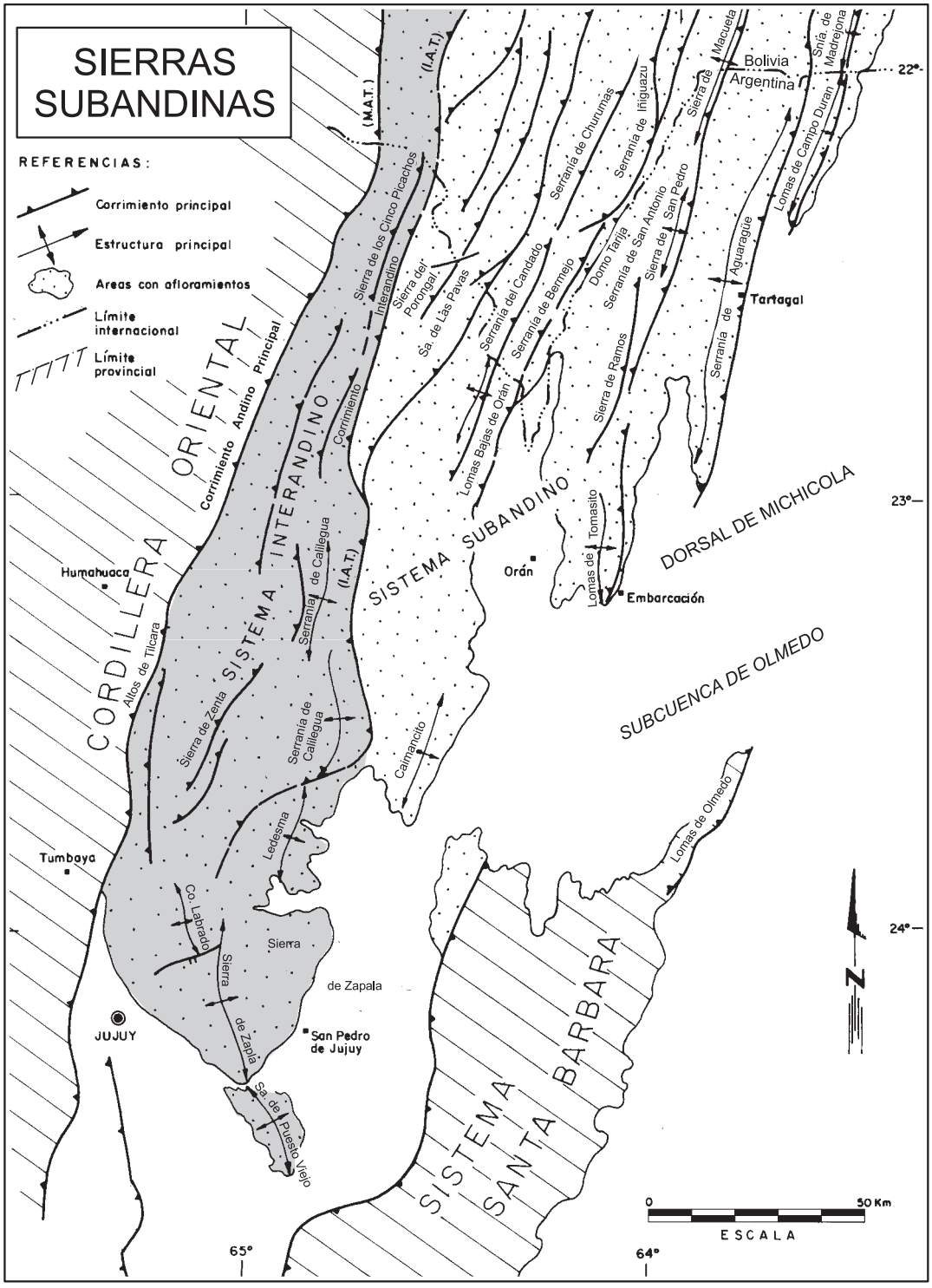


Figura 4. Las Sierras Subandinas y su división en los Sistemas Interandino y Subandino (*s.s.*).

expuestas metamorfitas proterozoicas. El límite entre ambas provincias correspondería al lineamiento Toro-Olacapato (Salfity et al., 1975). Las diferencias principales, de acuerdo a estos autores, serían la presencia en el sector sur de asomos de leptometamorfitas precámbricas, de una faja eruptiva ordovícica representada por granodioritas y granitos y el amplio desarrollo de un magmatismo basáltico pleistoceno, asociado a un régimen extensional. Cabe destacar que la Puna austral es el único sector de Los Andes que presenta en sus estribaciones orientales un frente orogénico dominado por una tectónica de alivio extensional que impera en la región desde fines del Plioceno hasta la actualidad.

LA CORDILLERA ORIENTAL

En territorio argentino fue Brackebusch (1892) quien primero usó este término para describir esta unidad, en un sentido más amplio que el actual. Sin embargo, corresponde a Keidel (1925, p. 280) y a Groeber (1938) restringir su uso a los Andes de Salta y Jujuy.

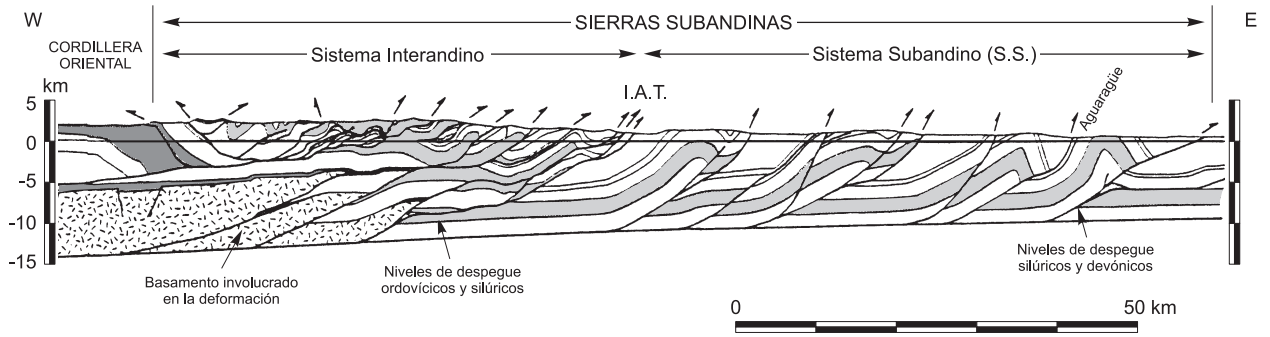


Figura 5. Sección estructural de las Sierras Subandinas con indicación de los estilos estructurales de los Sistemas Interandino y Subandino (*s.s.*). El límite entre ambos sistemas pasa por el Corrimiento Interandino (I.A.T., *Interandean Thrust* de Roeder, 1988). Nótese como el basamento se involucra en la faja plegada y corrida interandina (basado en Kley et al., 1996 y Kley, 1996).

Su característica geológica principal es el desarrollo de grandes láminas de corrimiento descriptas magistralmente por Keidel (1943), que están compuestas por un zócalo proterozoico, caracterizado por las sedimentitas levemente metamorfizadas de la Formación Puncoviscana. Una serie de batolitos graníticos de edad proterozoica superior se emplazan en esta unidad, destacándose los Granitos de Tastil y Santa Victoria como los principales. En discordancia angular se depositan sedimentitas clásticas de ambiente de plataforma correspondientes al Cámbrico y al Ordovícico inferior a medio. Su límite con la Puna corresponde en parte con los límites de la antigua plataforma eopaleozoica, desarrollándose casi enteramente sobre la misma. Depósitos marinos silúricos y devónicos se asientan en suave discordancia angular sobre los anteriores como resultado de los movimientos oclóyicos, responsables del ascenso de la Protopuna (Bonarelli, 1915, pág. 506), o de la Protocordillera Oriental (Ramos y Palma, 1996).

Las distintas unidades de la cuenca de rift del Grupo Salta, de edad comprendida entre el Cretácico y el Eoceno, se depositaron en discordancia sobre los depósitos paleozoicos y más antiguos. Salvo escasas manifestaciones volcánicas cenozoicas como las de Abra de Pives, la Cordillera Oriental se caracteriza por la ausencia del importante volcanismo que se observa en el sector aledaño occidental correspondiente a la Puna.

El contacto con las Sierras Subandinas es tectónico (figura 3) y está representado por el Corrimiento Andino Principal (*Main Andean Thrust* de Roeder, 1988), responsable del levantamiento del basamento proterozoico y de las secuencias cambro-ordovícicas con menor desarrollo en superficie en los sectores más orientales. Su levantamiento principal acaeció durante el Mioceno superior y el Plioceno, estando aún sometida a importantes movimientos neotectónicos. Su estructura está caracterizada por una imbricación de escamas de rumbo nornoreste, que involucran al basamento granítico y sedimentario de edad proterozoica. Estas escamas tienen una estructura compleja, resultado de las orogenias pampeana (límite Proterozoico-Cámbrico), oclóyica (Ordovícico medio a superior) y chánica (a fines del Devónico).

Cuando se la analiza en conjunto, la Cordillera Oriental tiene dos segmentos de distinto comportamiento. El segmento norte se caracteriza por deformación epidérmica con importantes imbricaciones en láminas delgadas, pero de gran persistencia regional y con marcada vergencia hacia el este. El segmento sur está controlado por la presencia del rift de la subcuenca de Alemanía, que regula la geometría de deformación. La mitad occidental tiene vergencia hacia el oeste, mientras que la oriental tiene vergencia al este, como resultado de la inversión tectónica del depocentro de Alemanía (Allmendinger et al., 1982). El límite entre los dos segmentos coincide aproximadamente con el lineamiento del Toro, en el sentido de Salfity y Marquillas (1994) al sur de la sierra de Mojotoro (figura 3). Está caracterizado por una serie de fallas normales transversales que fueron reactivadas como rampas laterales durante la orogenia andina.

LAS SIERRAS SUBANDINAS

Este conjunto de sierras se ubica al este de las alturas de la Cordillera Oriental, entre éstas y la llanura chacobonaerense adyacente (figura 4). Fueron inicialmente estudiadas por Bonarelli (1913, 1921), quien las caracterizó tanto del punto de vista estratigráfico como estructural.

El substrato de las Sierras Subandinas está constituido por escasos depósitos ordovícicos y proterozoicos en el sector más occidental y por depósitos siluro-devónicos de más amplia distribución. Estos últimos están constituidos por potentes secuencias marinas de hasta 5.000 m de espesor que se acuñan rapidamente hacia el este (Harrington, 1967), constituyendo un complejo marino deltaico, asociado al desarrollo de una importante cuenca de antepaís. Esta cuenca estuvo controlada por los movimientos asociados a la orogenia oclóyica.

Las sedimentitas neopaleozoicas están constituidas por secuencias marinas y continentales, en las que se preservan importantes depósitos glaciarios y marinoglaciarios de edad carbonífera superior. Estos depósitos rematan en las secuencias marinas someras de composición carbonática de la Formación Vitiacua. Esta unidad ha sido tradicionalmente adscripta al Triásico sobre la base de pelecípodos del grupo de *Monotis* (Beltan et al., 1987). Sin embargo, dada las relaciones de continuidad que presenta en territorio boliviano con las secuencias neopaleozoicas y su correlación con las calizas de la Formación Copacabana que ha podido observar el autor, esta edad es puesta en duda, pudiendo corresponder al Carbonífero más superior o al Pérmico inferior. A conclusiones similares han llegado Starck et al. (1992), sobre la base del análisis secuencial y la correlación de estas unidades con otras similares de la cuenca del Paraná, lo que obligaría a

revisar las asignaciones a *Monotis subcircularis* de los pelecípodos encontrados en las vecindades de Villamontes en Bolivia.

Depósitos sinorogénicos terciarios formados durante el levantamiento de la Puna y la Cordillera Oriental, se apoyan en discordancia sobre los depósitos neopaleozoicos, a la vez que se hallan involucrados en la deformación. Estos depósitos tienen edad miocena inferior a superior y pliocena continuando hasta el Cuaternario inclusive. En estas secuencias de conglomerados, areniscas y fangolitas depositadas en un ambiente fluvial y hasta de bajada proximal, se interponen en su tercio inferior arcillas verdes correspondientes a una transgresión marina efímera de edad miocena media (aprox. 13,5 Ma) representada por la Formación Anta. Esta transgresión cubrió totalmente las Sierras Subandinas, lo que demuestra que su levantamiento se produjo con posterioridad a este evento (Ramos y Alonso, 1995).

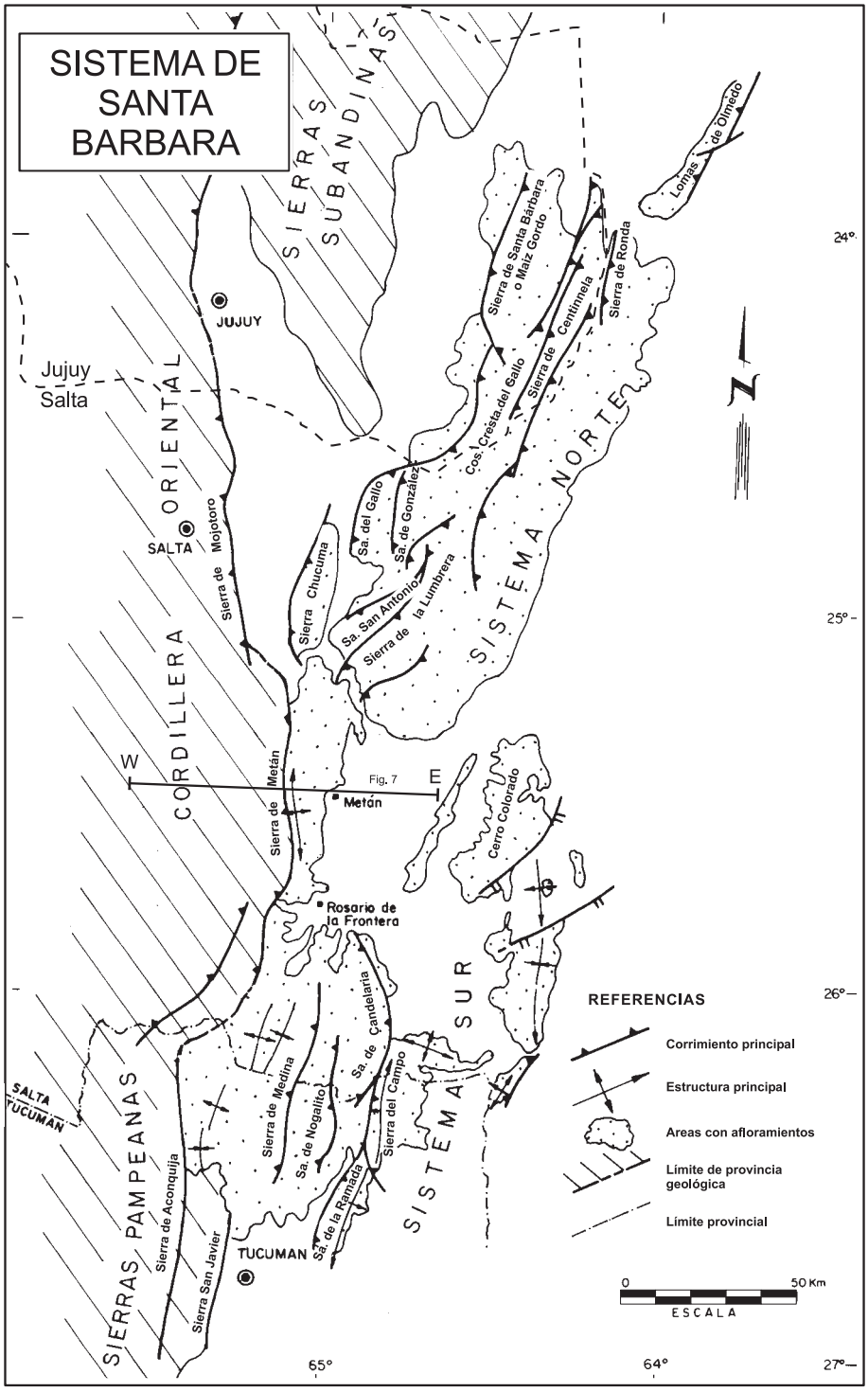


Figura 6. Rasgos geológicos principales del Sistema de Santa Bárbara (basado en Rolleri, 1976).

puede ser definido como una zona frontal de una faja plegada y corrida epidérmica, estando la zona de imbricación más al oeste, en la Cordillera Oriental. El pie de sierra está caracterizado por un frente serrano no emergente, que está en continuo crecimiento hacia el este. Las lomas de Campo Durán marcarían las estructuras más modernas en superficie, que se continúan en echelon hacia el norte en territorio boliviano. El frente montañoso activo se halla en el subsuelo hacia el este de Campo Durán y se reconoce por un fallamiento no emergente, que se puede definir en superficie por una *Main Thrust* de Roeder, 1988). Éste levanta secuencias eopaleozoicas y proterozoicas sobre el sector subandino *sensu stricto*. El Sistema Subandino *s.s.* levanta casi exlusivamente rocas neopaleozoicas y terciarias. Las diferencias entre los Sistemas Interandino y Subandino están controladas por la profundidad de los diferentes niveles de despegue, proterozoicos a ordovícicos al oeste y silúricos a devónicos en el sector oriental. A su vez el Sistema Interandino presenta pliegues fuertemente deformados que gradan a zonas de imbricación superficia-

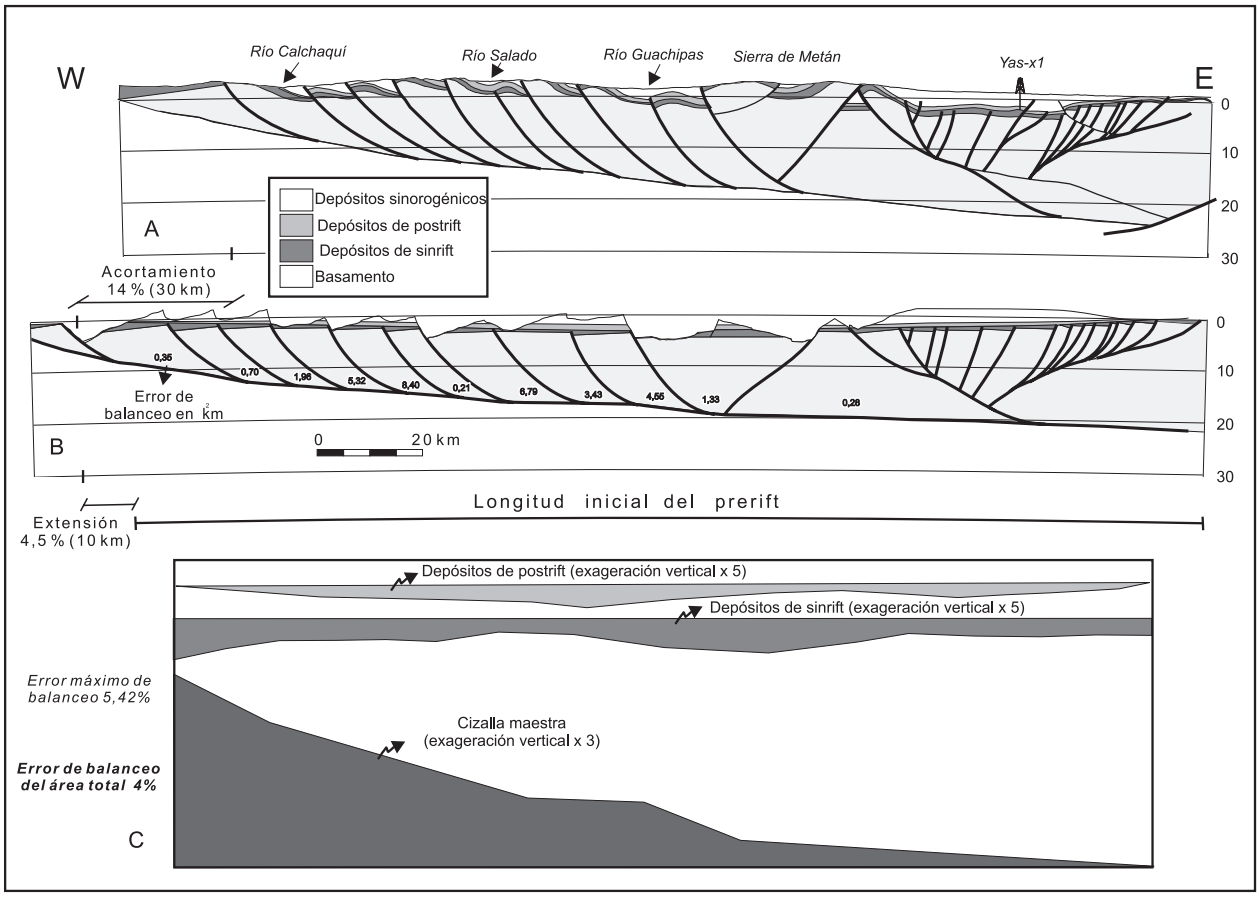


Figura 7. Estructura actual y reconstrucción del sistema de rift del Sistema de Santa Bárbara y Cordillera Oriental según Cristallini et al. (1998). Ubicación en figura 6.

importante faja de epicentros sísmicos descripta por Suayter (1983).

Hacia el sur están limitadas por la dorsal de Michicola, elemento positivo del subsuelo generado durante la deformación paleozoica e incrementado por la etapa de endomamiento del rift cretácico - eoterciario (Comínguez y Ramos, 1995) responsable del límite norte del depocentro de la subcuenca de Olmedo del Grupo Salta.

Las Sierras Subandinas se pueden dividir en dos sectores diferentes, sobre la base de su comportamiento estructural, el Interandino y el Subandino *s.s.* (figura 4). El Sistema Interandino u occidental, fue reconocido por Tröeng et al. (1993), Kley et al. (1996) y Kley (1996) en el sur de Bolivia, próximo al límite con Argentina. Este Sistema Interandino o de transición entre la Cordillera Oriental y el Sistema Subandino (*s.s.*) está limitado al este por el corrimiento interandino principal (*Interandean* les con la polaridad de los retrocorrimientos hacia el oeste, con una estructura profunda de vergencia hacia el este (Kley et al., 1996).

Hacia el sur, las láminas de corrimiento del Sistema Interandino pasan gradualmente a los braquianticlinales con núcleos de rocas eopaleozoicas en el cerro Labrado y en las sierras de Zapla y Puesto Viejo, cuya geometría está controlada por la cuenca de rift cretácica que ha dejado a los mismos como un elemento positivo conocido como Alto Salto-jujeño por diversos autores (Salfity, 1979).

EL SISTEMA DE SANTA BÁRBARA

Este sector originalmente incluido en las Sierras Subandinas, fue segregado de las mismas por Rolleri (1976) y Baldis et al. (1976). Abarca un conjunto de sierras ubicadas hacia el sur de la subcuenca de Olmedo. Su constitución

geológica es diferente a la unidad anterior, dado que está caracterizado por depósitos eopaleozoicos, estando ausentes los depósitos del Paleozoico superior. Se observan sedimentitas marinas ordovícicas, silúricas y devónicas de ambientes someros de plataforma. En discordancia por encima de éstas se encuentran los depósitos de rift del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994), que tienen en la parte norte de este sistema uno de los depocentros mejor desarrollados (figura 6).

Su estructura está caracterizada por una serie de amplios anticlinales de vergencia hacia el oeste, en cuyos núcleos afloran las rocas eopaleozoicas. Estos anticlinales no son de naturaleza epidérmica dado que las fallas que los limitan afectan al basamento (figura 7). Su tectónica está controlada por la inversión tectónica del rift cretácico y la vergencia hacia el oeste de parte de sus anticlinales está regulada por la inclinación hacia el este de las fallas normales de naturaleza lístrica que marginaban el rift. El borde oriental del sistema presenta corrimientos ciegos con vergencia hacia el este. Dada la diferencia de orientaciones entre el fallamiento principal del rift cretácico y la dirección de compresión andina, este sistema ha originado una serie de fallas transversales, que se comportaron como rampas oblicuas o como desgarres con transferencia de rechazos, que segmentan el sistema en forma transversal, dando origen a conspicuos lineamientos descriptos por Mon (1971), entre otros.

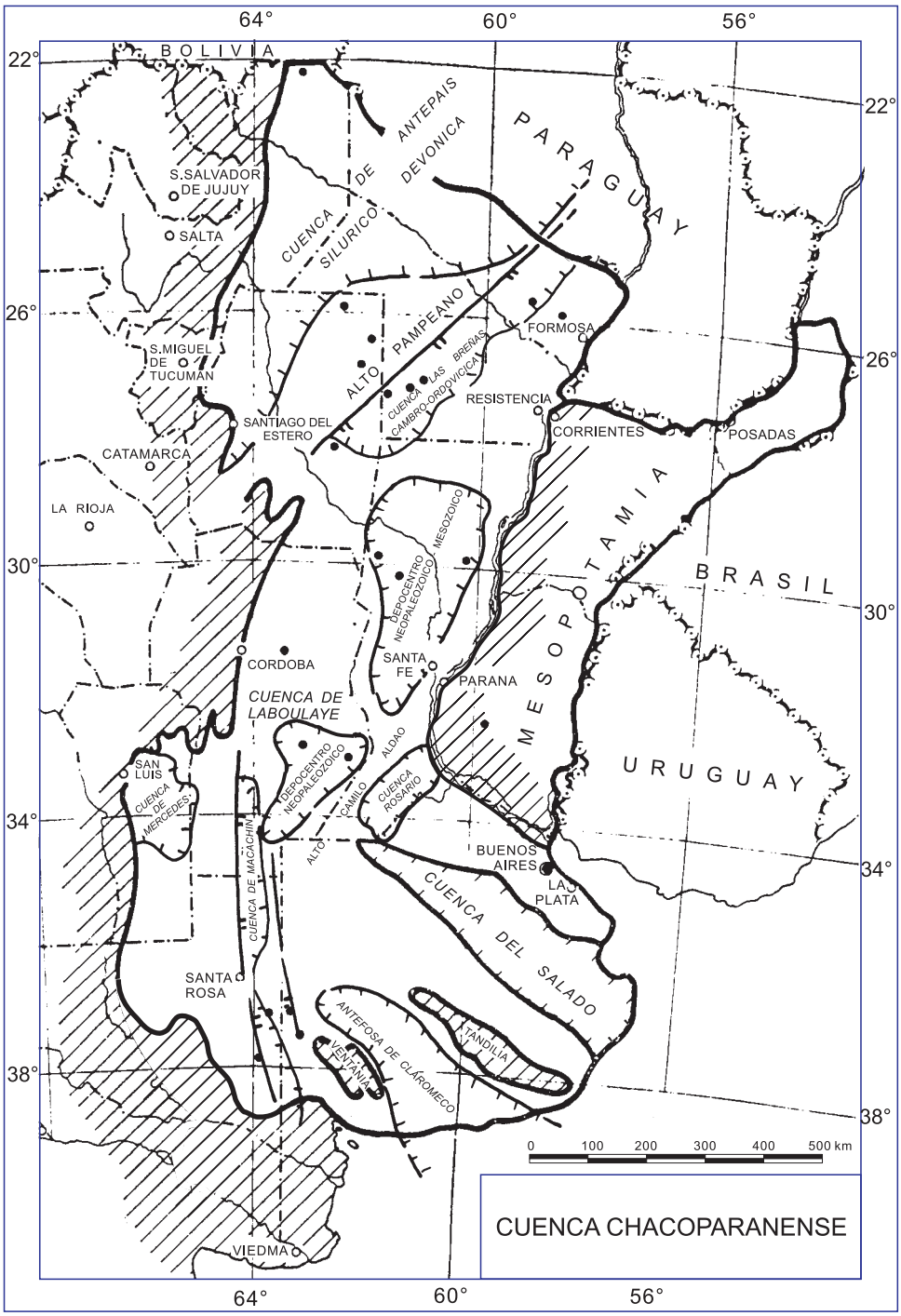


Figura 8. Diversos depocentros reconocidos en la cuenca Chacoparanense con sus principales rasgos geológicos y otras cuencas sedimentarias asociadas en la Llanura Chacobonaerense.

Hacia el sur se han incluido en este sistema las sierras de Metán, La Candelaria y Medina, siguiendo la propuesta original de Rolleri (1976), dado que estas estructuras presentan más afinidades en su historia geológica y en sus características estructurales con las del Sistema de Santa Bárbara. En estas sierras, en discordancia angular sobre un substrato leptometamórfico de edad proterozoica afloran remanentes de depósitos correspondientes a las plataformas cámbrica y ordovícica (Ricci y Villanueva, 1969). Algunos autores como Mon (1972, 1976), han preferido asimilarlas a la Cordillera Oriental, priorizando sus características estructurales.

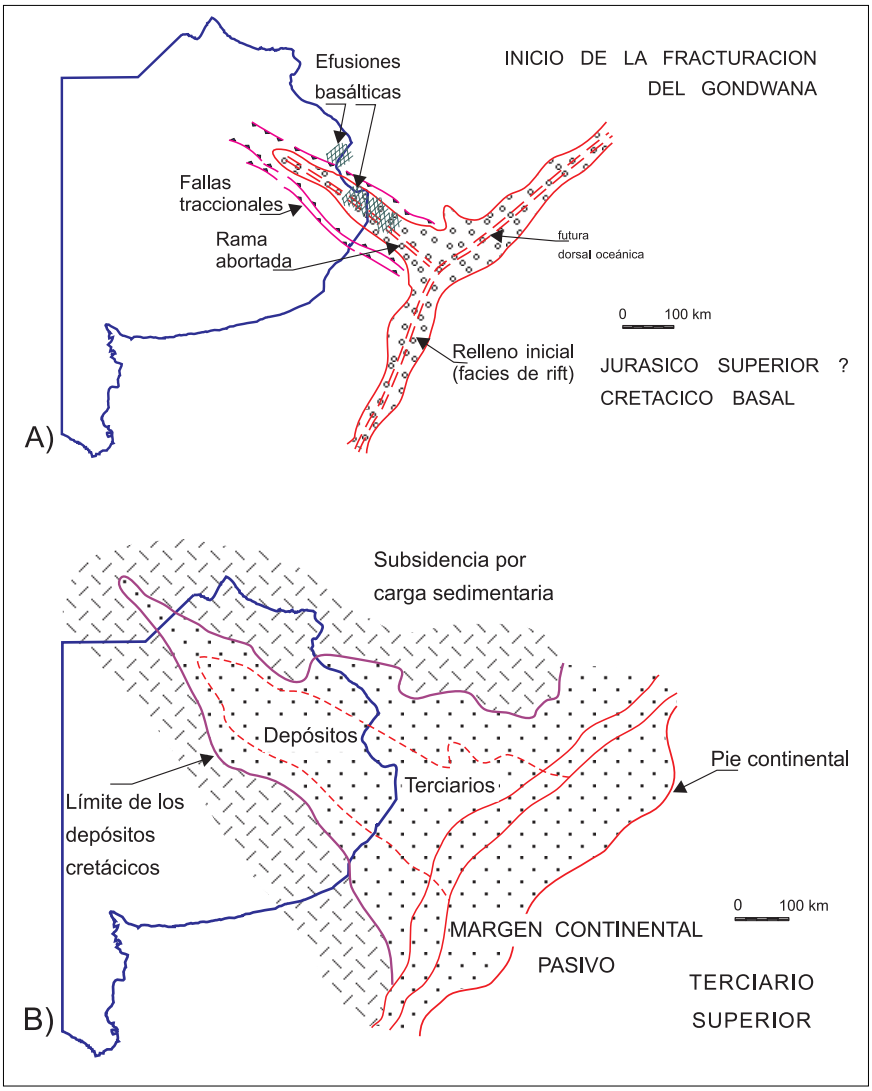


Figura 9. Cuenca aulacogénica del Salado (basado en Introcaso y Ramos, 1984).

LA LLANURA CHACOBONAERENSE

La primer descripción de esta unidad como una provincia geológica se debe a Groeber (1938, p. 425) quien la caracterizó como una extensa planicie desarrollada entre las Sierras Subandinas y las Sierras Pampeanas al oeste y el río Paraná al este (figura 8). Su límite sur se extiende hasta el río Colorado, hundiéndose en la plataforma continental. Su rasgo más conspicuo es el extenso desarrollo en todo su ámbito de una extensa transgresión marina de edad miocena media (13 a 15 Ma), que cubrió casi todo el ámbito de la planicie. Si bien sus depósitos no afloran, se la ha detectado mediante perforaciones en casi toda su extensión (Groeber, 1929; Windhausen, 1931).

En la constitución de su subsuelo intervienen varias cuencas sedimentarias, destacándose por su importancia las cuencas Chacoparanense, la del Salado y sistemas conexos y la de Claromecó.

A) LA CUENCA CHACOPARANENSE

Sus características principales están definidas por ser una cuenca de una historia compleja formada por diferentes procesos de subsidencia. Se correspondería con la extensión sur de la cuenca de Paraná que alcanza su máximo desarrollo en territorio brasileño. A pesar de compartir parte del desarrollo paleozoico y mesozoico con esa cuenca, difiere ampliamente en las secuencias cambro-ordovícicas y las cenozoicas.

Tiene un depocentro cambro-ordovícico en el norte, conocido como subcuenca Las Breñas (Pezzi y Mozetic, 1989), sobre el que se asientan en discordancia las secuencias siluro-devónicas. Estas secuencias corresponden a la cuenca de antepaís originada por la deformación oclóyica durante el

Ordovícico medio a superior en la Cordillera Oriental y su continuación hacia el sur.

Otra diferencia notable con la cuenca de Paraná es su importante subsidencia cenozoica, que actuó como cuenca de antepaís distal del levantamiento andino, en especial de las Sierras Pampeanas y Subandinas. A diferencia del sector brasileño, esta cuenca no expone ni las unidades paleozoicas, ni las mesozoicas en el ámbito de la misma.

La cuenca presenta una conspicua sedimentación neopaleozoica de geometría simétrica, posiblemente controlada por subsidencia térmica de origen extensional, con los típicos depósitos glaciarios que caracterizan a las sedimentitas del Carbonífero superior. En el sector brasileño se registra una potente secuencia marina de edad pérmica, ausente en el sector argentino de la cuenca, donde la sedimentación es exclusivamente continental y se continúa hasta el Triásico inclusive.

Una nueva actividad de subsidencia extensional se produce a partir del Jurásico superior - Cretácico inferior. Extensos depósitos eólicos y fluviales cubren los depósitos de ciclos anteriores, culminando con un importante período de volcanismo extensional. Esta actividad volcánica, representada por extensos flujos reconocidos en el subsuelo, desde el límite con Brasil hasta la latitud al sur de Nogoyá, se habría producido en un breve intervalo de tiempo, aproximadamente a los 127 Ma (Turner et al., 1994). La composición dominantemente tholeítica de sus basaltos, con escasos componentes riolíticos conocidos más al norte de la llanura chacobonaerense, ha sido asociada a la acción de plumas o puntos calientes procedentes del manto inferior, en cierta forma vinculadas a la ruptura y formación del margen atlántico (Hawkesworth et al., 1992).

La cuenca Chacoparanense culmina con la sedimentación cenozoica, correspondiente a depósitos distales de cuencas de antepaís, controlados por sistemas fluviales y aluviales efímeros. Entre ellos se destaca como rasgo geomórfico dominante el gran conoide del Juramento-Salado, que da lugar a los sistemas del Saladillo y el Dulce que desaguan en la laguna Mar Chiquita. Estos sistemas fluviales, juntos a los del Bermejo y Pilcomayo, correspondientes a la cuenca del Paraná, han sido modificados por la acción eólica durante los períodos glaciales, que llevaron a la formación de las llanuras de loess del sector sur.

B) LA CUENCA DEL SALADO

Esta cuenca se desarrolla entre las sierras de Tandil y el umbral de Martín García, que corresponde al basamento metamórfico donde se asienta la ciudad de Buenos Aires (figura 9). Esta cuenca está formada por una secuencia de depósitos conglomerádicos de edad jurásica superior a cretácica inferior que marca el inicio de una cuenca tafrogénica de origen extensional asociada al desarrollo del margen atlántico (Rolleri, 1975). La sedimentación continúa durante el Cretácico inferior con secuencias clásticas continentales, que en su parte más externa presentan una intercalación marina de edad cretácica superior. Su relleno excede ampliamente los 6.000 metros. Estas series están cubiertas por depósitos clásticos continentales y marinos de edad terciaria que a diferencia de los anteriores no están controlados por fallas, definiendo una sineclisa (Rolleri, 1975).

Este relleno sedimentario, así como los escasos remanentes de actividad basáltica, tanto en el subsuelo de Pipinas, como costa afuera, fueron interpretados por Introcaso y Ramos (1984) como una cuenca aulacogénica, sobre la base de su anomalía gravimétrica de Bouguer positiva, su escasa actividad magmática, su relleno de sinrift mesozoico, sus depósitos cenozoicos de hundimiento térmico y sus relaciones geométricas y temporales con el margen continental (figura 9). Las secuencias cenozoicas traslapan los márgenes originales de la cuenca y se depositan directamente sobre el basamento metamórfico precámbrico.

Asociadas parcialmente al desarrollo de esta cuenca se observan otros depocentros como los de Macachín, Mercedes y Rosario, cuyo relleno no es tan conocido (Yrigoyen, 1975; Pezzi y Mozetic, 1989).

C) LA ANTEFOSA DE CLAROMECÓ

Esta cuenca parcialmente coincidente en forma génerica con la cuenca paleozoica de las Sierras Australes descripta por Zambrano (1974), ha sido reconocida unicamente por métodos geofísicos, que detectaron un depocentro sedimentario en un supuesto alto de basamento por debajo de la depresión interserrana, unidad geomórfica ubicada entre los sistemas de Tandilia y Ventania. En esta área sólo se conocían areniscas

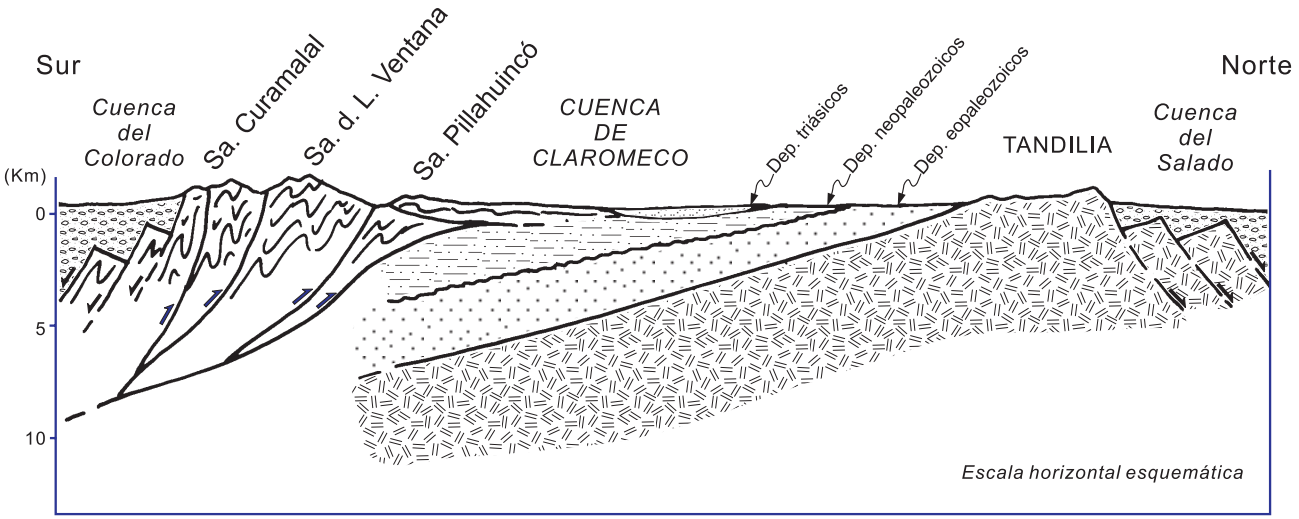


Figura 10. Sección estructural de la antefosa de Claromecó (basado en Ramos, 1984).

neopaleozoicas a través de algunas perforaciones poco profundas (Tapia, 1937) y en escasos afloramientos de pocas decenas de metros (Llambías y Prozzi, 1975).

Los estudios gravimétricos realizados por Kostadinoff y Font de Affolter (1982), permitieron postular la existencia de una fosa paleozoica de varios kilómetros de espesor (Ramos, 1984). Ésta ha sido constatada por recientes levantamientos de sísmica de refracción y reflexión, que han puesto en evidencia potentes secuencias de sedimentitas eopaleozoicas y neopaleozoicas, que en conjunto superan los 6 a 7 km de espesor (figura 10).

Las sedimentitas eopaleozoicas se correlacionan con los depósitos clásticos de plataforma de esa edad que desde el margen sur de Tandilia se continúan con los depósitos de cuarcitas del sistema de Ventania. Las neopaleozoicas corresponden a una secuencia clástica molásica que se acuña hacia el norte y correspondería a los depósitos sinorogénicos de Ventania que configurarían una antefosa o cuenca de antepaís periférica (Ramos, 1984; López Gamundi y Rossello, 1992).

D) LA CUENCA DEL COLORADO

Esta cuenca se desarrolla en la parte sur de la Llanura Chacobonaerense, entre el Sistema de Ventania y el Macizo de Somún Cura. Si bien su parte costa afuera es la mejor desarrollada, sobrepasando los 7.000 m de espesor (Fryklund et al., 1996), en su sector terrestre ha sido atravesada parcialmente por diversas perforaciones. Su basamento lo constituyen los depósitos paleozoicos de Ventania, en especial los depósitos pérmicos equivalentes a la Formación Las Tunas. Su relleno inicial está compueto por depósitos psefíticos gruesos de origen continental que infrayacen a areniscas y pelitas de edad cretácica. Estos depósitos registran algunas intercalaciones de depósitos marinos. Esta secuencia yace en discordancia por debajo de las pelitas de la ingresión paleocena. Los depósitos marinos de la plataforma clástica, de edad principalmente miocena, progradan sobre los anteriores cubriendo la mayor parte de la cuenca.

La estructura de la cuenca está principalmente asociada a las facies de rift, con un notable fallamiento extensional de rumbo oeste-noroeste. Los depósitos posteriores sólo tienen estructuras producidas por reactivaciones menores de las fallas extensionales, debido principalmente a una compactación diferencial de las facies más pelíticas (Juan et al., 1996).

LA MESOPOTAMIA

Esta unidad geológica corresponde a la llamada Meseta Misionera (Frenguelli, 1946) y al área estable adyacente desarrollada entre los ríos Paraná y Uruguay (figura 11) y que fuera formalizada como unidad geológica con esta denominación a partir de la propuesta de Groeber (1938, p. 427).

Comprende a una parte de la cuenca de Paraná que está ampliamente expuesta en Brasil, Paraguay y Uruguay. En territorio argentino esta cuenca tiene un sector donde afloran rocas mesozoicas y terciarias, comprendido en la Mesopotamia y un sector aún más hundido por la carga tectónica distal del apilamiento andino que corresponde a la cuenca chacoparanense.

Sus depósitos más antiguos corresponden al Cretácico inferior, donde areniscas rojas continentales se interdigitan con los niveles basales de las coladas basálticas. Estas coladas expuestas en la provincia de Misiones se extienden en el subsuelo hasta la localidad entrerriana de Nogoyá, aunque recientes estudios han demostrado su presencia en el subsuelo de Gualeguay (Pezzi y Mozetic, 1989). Corresponden a basaltos tholeíticos originados posiblemente por una pluma mantélica, que controló en un muy corto tiempo la efusión de grandes derrames de lava. Su edad en territorio brasileño ha sido fijada en 127 Ma (Turner et al., 1994), alcanzando su gran desarrollo en pocos millones de años.

Con la única excepción de escasas sedimentitas continentales de edad cretácica superior que afloran en la provincia de Corrientes en discordancia sobre los anteriores, la sedimentación continúa nuevamente en el Mioceno. Ésta está controlada por la deformación andina originada por flexión de carga tectónica, que comienza y se desarrolla durante el acortamiento orogénico de los Andes.

En los períodos de mar alto se producen importantes transgresiones marinas como la de Paraná que cubren el sector occidental de la Mesopotamia y que están expuestas en las barrancas del río Paraná en Entre Ríos y sur de Corrientes.

Durante el Pleistoceno un importante cono aluvial depositó las arenas fluviales de la Formación Ituzaingo, que progradan de nordeste a sudoeste, a partir de Misiones y que cubren no sólo el sector correntino, sino también al territorio paraguayo adyacente.

A pesar del fuerte control estructural del curso del Paraná, la estructuración de la Mesopotamia está dada por una serie de fallas transversales de rumbo oeste-noroeste, pertenecientes a la cuenca Chacoparanense (Padula y Mingramm, 1968) que controlan pasivamente la morfología de los esteros del Iberá.

LA CORDILLERA PRINCIPAL

Hacia el sur de la Puna, ya Keidel (1927) identificaba una Cordillera Principal de los Andes, destacando la confusión que existía entre la cuenca geosinclinal mesozoica y el sector cordillerano caracterizado por los terrenos jurásicos y cretácicos (1925, p. 296), que se extendían fuera de la misma en el sector oriental del Neuquén. Sin embargo, los autores posteriores siguieron llamándola Cordillera del Geosinclinal (véase Groeber, 1938), hasta que finalmente se agrupara en lo que actualmente se considera como Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972).

Como tal comprende al área cordillerana delimitada por las cuencas marinas que procedentes del antiguo océano Pacífico ingresaron a territorio argentino durante el Jurásico y el Cretácico. En la misma se pueden distinguir tres sectores diferentes (figura 12).

El sector sanjuanino, caracterizado por el desarrollo de la faja plegada y corrida de La Ramada que involucra al basamento (figura 13) (Ramos et al., 1996a) y que expone el substrato volcánico y piroclástico del Grupo Choiyoi y a las secuencias mesozoicas marinas todo a lo largo de la región limítrofe al sur de la latitud de Calderón (aprox. 31ºS) (Yrigoyen, 1979). Las secuencias iniciales de sinrift triásicas a jurásicas inferiores, son depositadas en un ambiente continental y cubiertas en discordancia por depósitos marinos eo a mesojurásicos (Álvarez, 1996). En aparente concordancia le siguen depósitos continentales y marinos de edad jurásica superior a cretácica inferior. Todas estas secuencias son cubiertas por importantes depósitos clásticos, piroclásticos y

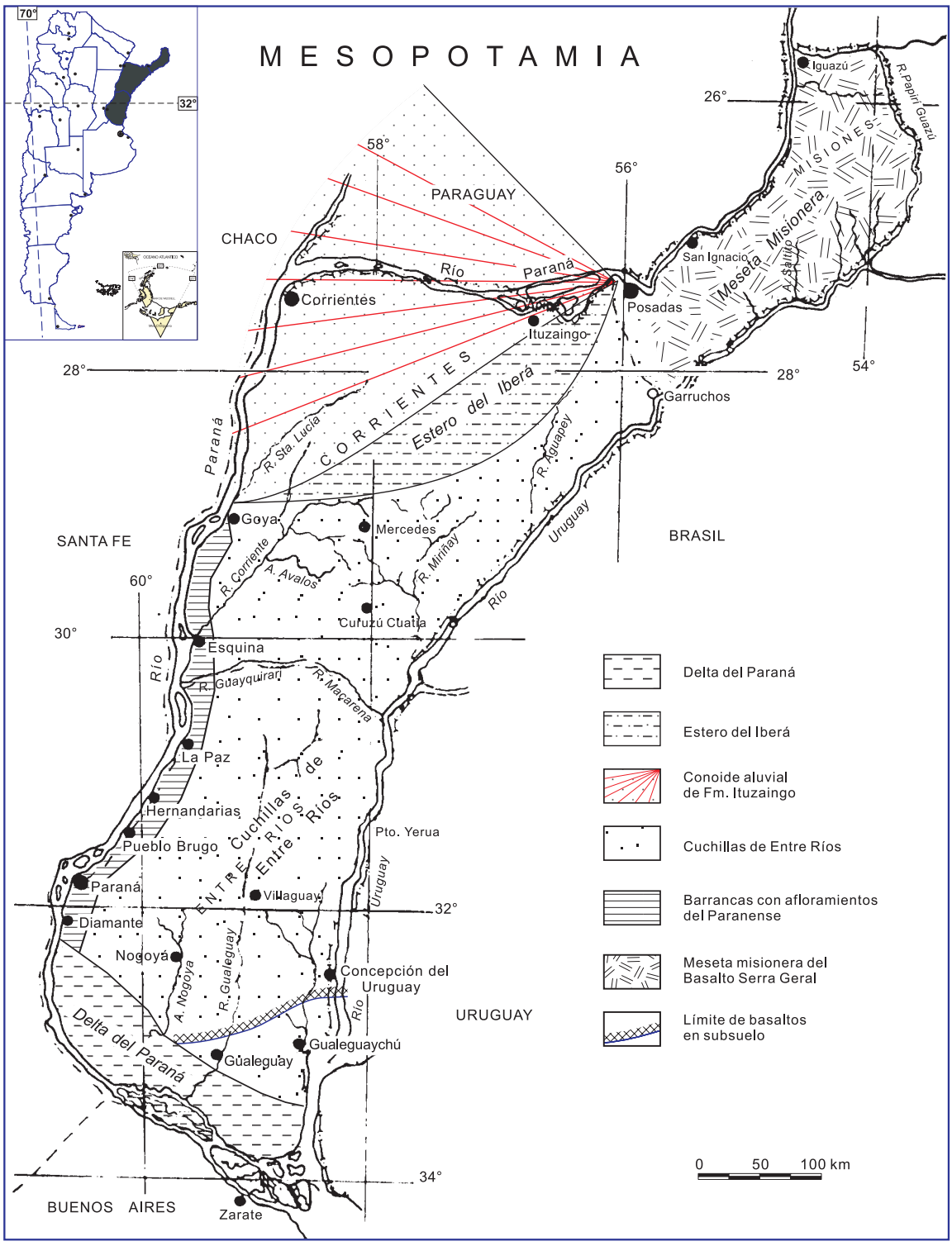


Figura 11. Principales rasgos de la Mesopotamia, con indicación de la Meseta Misionera, el conoide aluvial de Ituzaingo, los esteros del Iberá y la extensión en el subsuelo de los basaltos cretácicos.

volcánicos de edad cretácica media (Cristallini et al., 1995). Por encima y en discordancia existen remanentes de antiguos edificios volcánicos de edad miocena media, como el complejo volcánico de La Ramada y otras unidades equivalentes más al norte. No hay volcanismo de arco de edad plio-cuaternaria en este sector de subducción horizontal.

El sector central o normendocino comprende la faja plegada y corrida del Aconcagua de naturaleza epidérmica (Yrigoyen, 1976; Ramos, 1985) y pertenece a lo que tradicionalmente se ha descripto como Cordillera Principal (figura 14). Sobre el zócalo volcánico permotriásico, que aflora sólo en el borde oriental como parte de la Cordillera Frontal, se asienta la transgresión marina caloviana-oxfordiana, faltando los depocentros de rift triásicos-eojurásicos. La cobertura posterior es similar a la del sector sanjuanino con un notable desarrollo de las sedimentitas marinas tithoneocomianas, diferenciándose en territorio argentino por un mayor desarrollo de las volcanitas de arco mesozoicas. En la parte norte de este sector se asienta el macizo volcánico mioceno del Aconcagua, transportado

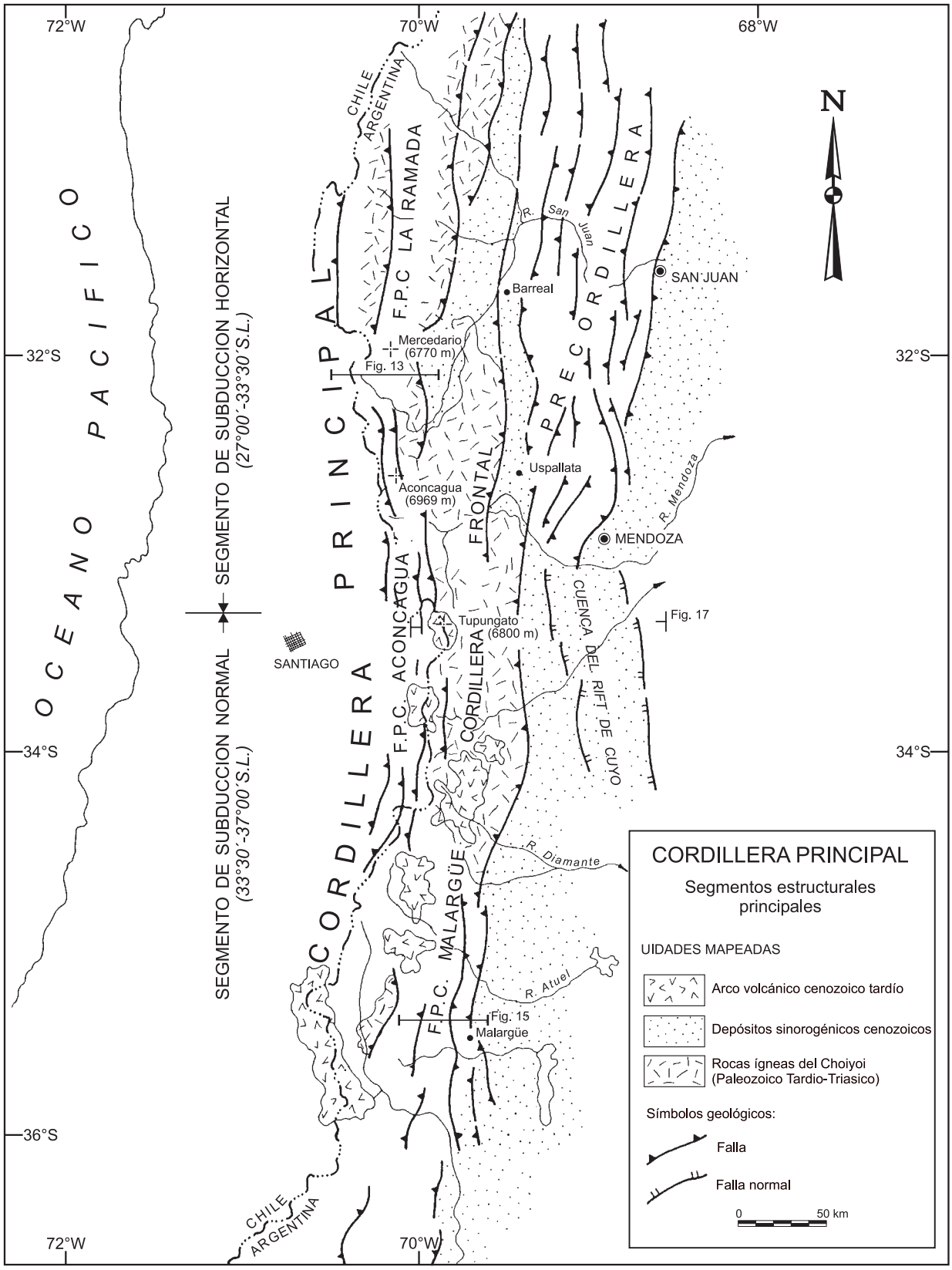


Figura 12. La Cordillera Principal y las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Ramos et al., 1996b).

tectonicamente a esta posición.

El sector sur que abarca la cordillera al sur del río Diamante y al norte del río Agrio, límite austral aceptado en la definición original de Groeber (1938), vuelve a tener depocentros de sinrift donde se observan depósitos triásicos a eojurásicos, desarrollados sobre un substrato permotriásico volcánico. En este depocentro a lo largo del río Atuel se han encontrado los primeros depósitos marinos triásicos de la Argentina (Riccardi et al., 1997). El substrato de esta ingresión se halla fragmentado por el fallamiento extensional y constitu-

ye nuevamente cordones serranos, aflorantes y subaflorantes que controlan depocentros como el de la Valenciana (Manceda y Figueroa, 1993, 1995). La deformación ándica en este sector origina la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowski et al., 1993), que mediante inversión tectónica del sistema extensional hace participar en la estructura al basamento permotriásico y aún a rocas más antiguas como se observa al norte del Neuquén en la Cordillera del Viento. En esta cordillera afloran depósitos neopaleozoicos y volcanitas, secuencia estratigráfica característica de la Cordillera Frontal, expuesta en este importante alto

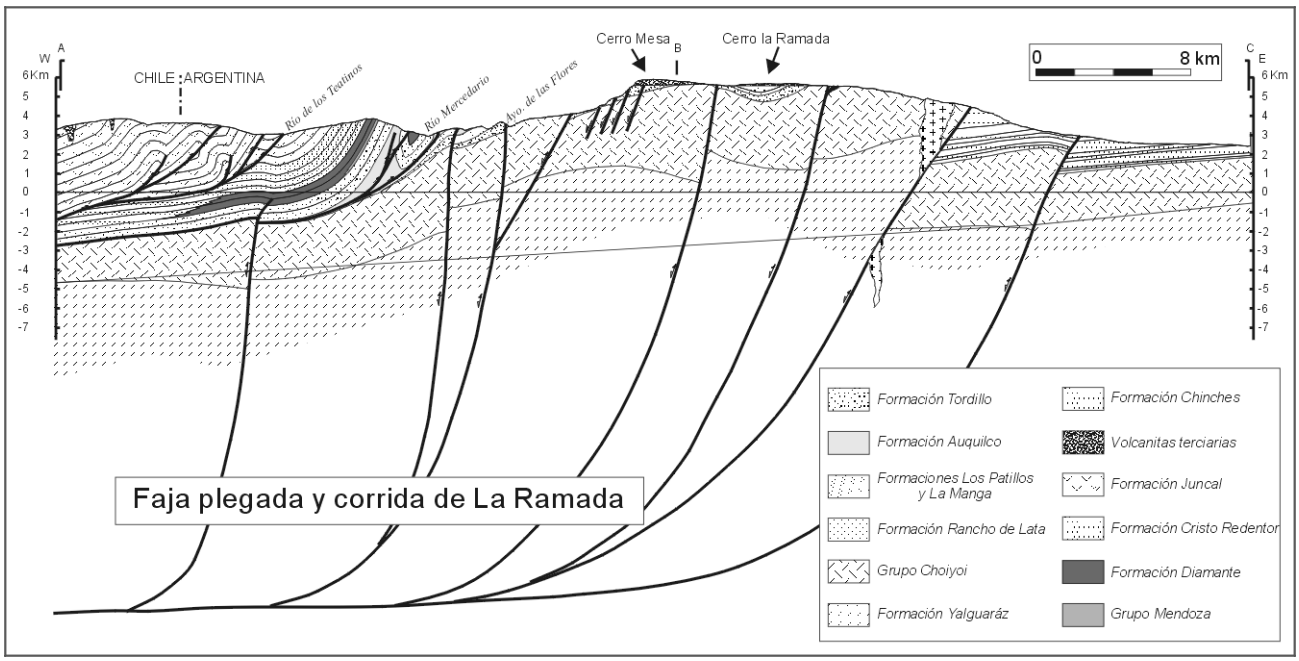


Figura 13. Sección estructural de la faja plegada y corrida de La Ramada, en la Alta Cordillera de San Juan (Cristallini, 1996). Ubicación en figura 12.

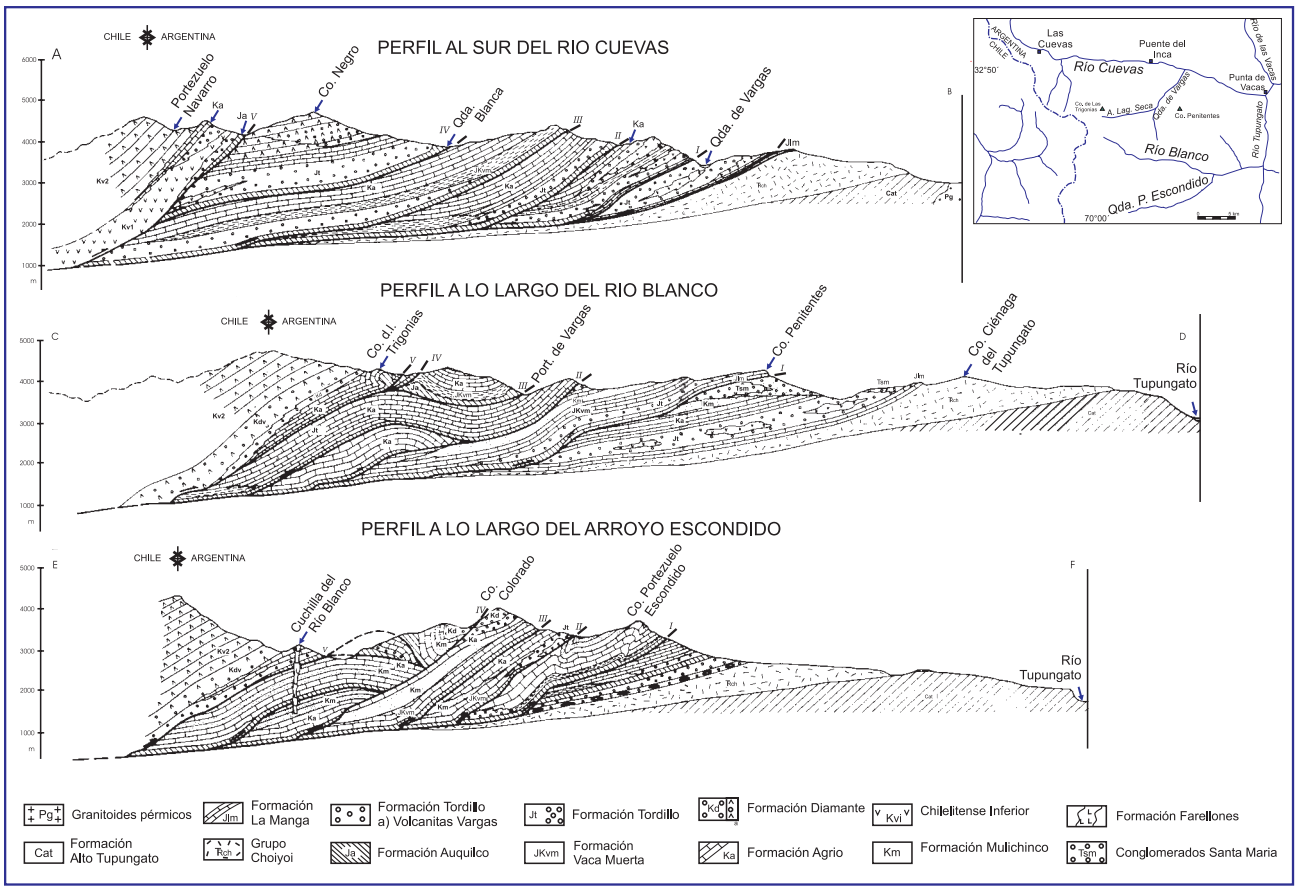


Figura 14. Secciones estructurales de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos, 1985).

de basamento. La estructura de la cordillera en este sector es compleja, dada las imbricaciones en que interviene el basamento permotriásico y el control estructural del fallamiento extensional previo (figura 15). A diferencia de los dos segmentos anteriores en éste se desarrolla la primer transgresión atlántica, que cubre gran parte de la cordillera en el Maestrichtiano-Daniano, procedente del sector sudoriental. Otra diferencia importante es que este sector presenta una serie de volcanes pliopleistocenos en los que se destacan los grandes estratovolcanes cuaternarios, algunos aún activos, como el volcán Tupungato, el San Juan, el Marmolejo, el San José y el Peteroa, entre otros. Este segmento corresponde a una subducción normal, con una zona de Benioff que inclina unos 30º por debajo del antepaís.

LA CORDILLERA FRONTAL

Este nombre fue acuñado por Groeber (1938) para la cadena montañosa que se interpone entre la Precordillera y la Cordillera Principal, desde el norte de la provincia de San Juan, comprendiendo las cordilleras de Cajón de La Brea, Colangüil y Ansilta, donde a la latitud del cerro Mercedario pasa a través del cordón del Espinacito y la Cordillera del Tigre a Mendoza (figura 16). En esta provincia está compuesta por los cordones del Plata y el Portillo, terminando a la latitud del río Diamante. A esta unidad montañosa Strobel (1869) la denominó Preandes, nombre que fuera escasamente utilizado en estudios posteriores.

Esta cordillera comprende principalmente depósitos neopaleozoicos que se asientan mediante discordancia angular sobre un basamento de edad proterozoica media. Este basamento de naturaleza gnéisica, expuesto en los cordones del Plata y del Portillo, había sido reconocido por Stappenbeck (1917) quien lo atribuyó al Eopaleozoico, criterio compartido por numerosos investigadores posteriores. Polanski (1958 y subsiguientes) reconoció este basamento como Precámbrico, asignación confirmada por estudios recientes que arrojaron edades U/Pb en circones de 1.069 Ma (Ramos y Basei, 1997).

Los estratos marinos carboníferos se depositaron en un ambiente marino (Amos y Rolleri, 1965), correspondiente a una cuenca de retroarco (Ramos et al., 1984; López Gamundi et al., 1995). Los productos intrusivos y volcánicos se interdigitan y se emplazan en las secuencias neopaleozoicas. Entre los productos volcánicos y piroclásticos se destacan los del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970), que comprende una típica asociación calcoalcalina orogénica constituida por basaltos, andesitas, dacitas y riolitas (Coira y Koukharsky, 1976; Poma y Ramos, 1989). La sección superior comprende productos volcánicos exclusivamente ácidos asociados a depósitos extensionales. Los intrusivos acompañan al volcanismo, dado que se registran gabros, granodioritas y tonalitas asociadas a subducción (Gregori et al., 1996) de edad neopaleozoica, y granitoides pérmicos superiores a triásicos de naturaleza postectónica, cuyo emplazamiento estuvo posiblemente controlado por extensión (Mpodozis y Ramos, 1989).

Las deformaciones acaecidas principalmente en el Pérmico medio, atribuidas a la fase orogénica San Rafael, dieron como resultado una intensa deformación en parte penetrativa en las rocas paleozoicas, que quedaron cratonizadas al final de este período. Este bloque rígido así originado por la orogenia gondwánica, participó casi como un sólo bloque de basamento en la deformación ándica, que levantó la Cordillera Frontal a fines del Mioceno (figura 17). Al norte y sur de la Cordillera Frontal este bloque fue segmentado por el rift triásico, por lo que este basamento fragmentado en diferentes láminas participó en la configuración de la Cordillera Principal (Ramos et al., 1996c).

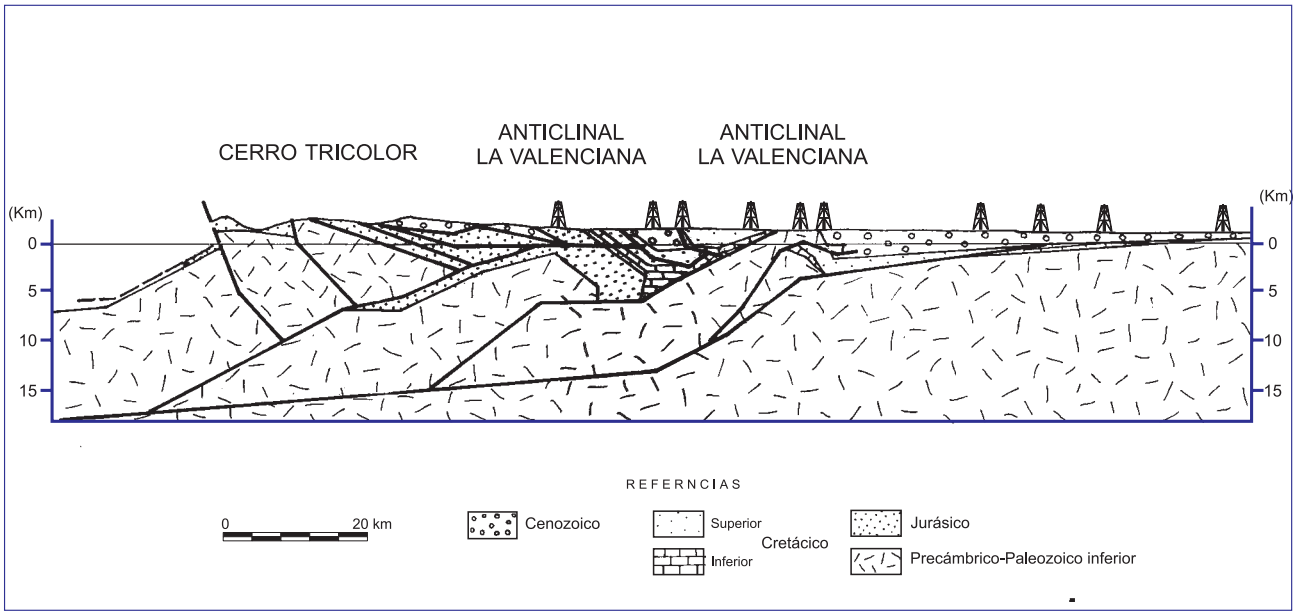


Figura 15. Sección estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe (basada en Manceda y Figueroa, 1995). Ubicación en figura 12.

LA PRECORDILLERA

Esta unidad fue separada de la Cordillera de Los Andes por Stelzner (1876) quien la denominó Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) la denominara Contracordillera. El reconocimiento de esta unidad como Precordillera se debe según Brackebusch (1892, p. 263) a von Strobel, aunque este

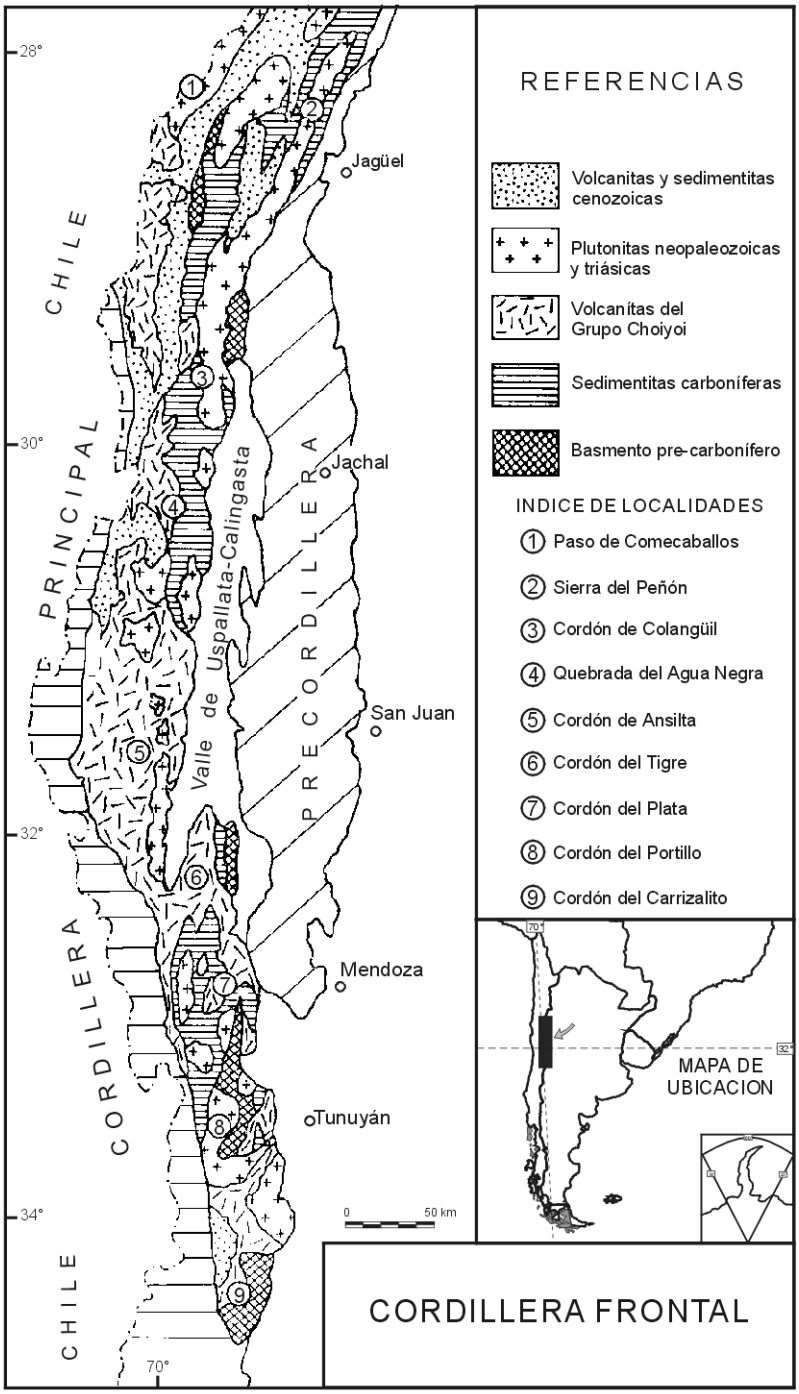


Figura 16. Extensión y límites de la Cordillera Frontal (modificado de Caminos, 1979).

autor se refiere como Preandes a la unidad actualmente considerada como Cordillera Frontal (Strobel, 1869, p. 1). Su denominación en el uso actual se debe a Bodenbender (1902, p. 218), quien la describiera en las provincias de San Juan y Mendoza (figura 18). Sin embargo, el primer estudio regional específico, junto con un levantamiento regular de sus terrenos paleozoicos, fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921b). Estas estructuras fueron analizadas por Suess (1909, p. 335), quien reconoció como una unidad segregada de la cordillera andina a la Precordillera Argentina. Este autor interpretó a esta Precordillera como una unidad más antigua donde participaba el zócalo brasiliano, que desde el borde oriental de la Puna (actualmente considerada como Cordillera Oriental), se extendía hasta el sur de Mendoza [véanse los análisis de Keidel (1921b) y los de Windhausen (1931) sobre la propuesta de Suess (1909)].

El basamento de la Precordillera se conoce en forma indirecta, a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en las rocas volcánicas miocenas (Leveratto, 1968). Estos xenolitos fueron datados recientemente por U/Pb en circones por Kay et al. (1996) arrojando edades de 1.118 ± 54 Ma.

Sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales esta unidad ha sido dividida en tres subunidades: la Precordillera Occidental, la Central y la Oriental (figura 19) (Ortiz y Zambrano, 1981). Desde el punto de vista estructural los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida epidérmica, mientras que el sector oriental corresponde a un bloque de basamento con

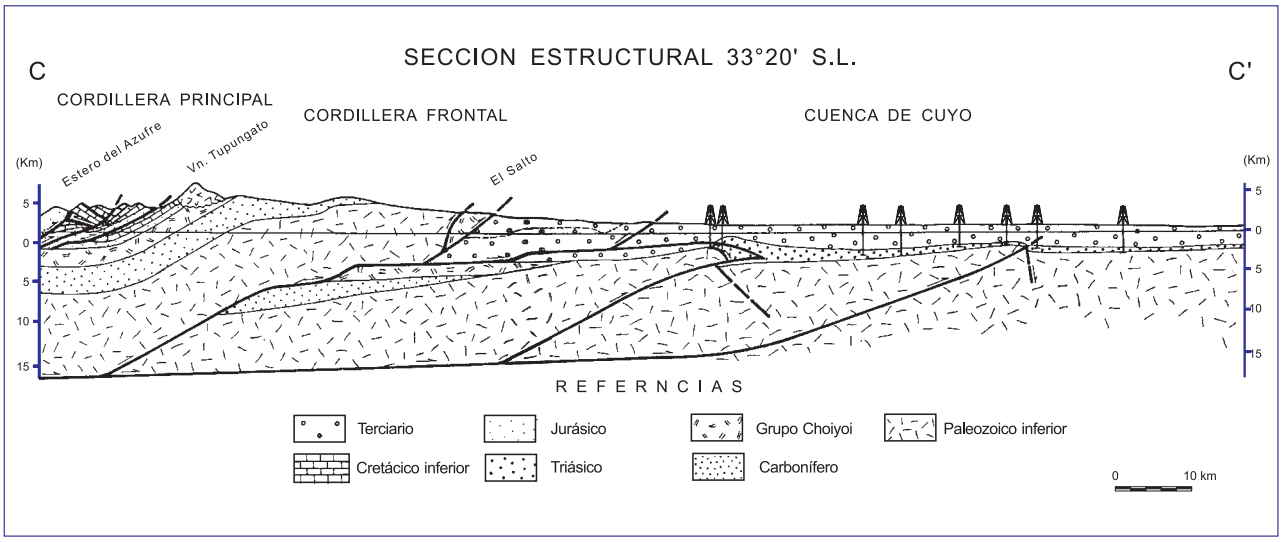


Figura 17. Sección estructural de la Cordillera Frontal y de la cuenca triásica de Cuyo adyacente (según Kozlowski et al., 1993). Ubicación en la figura 12.

una estructura de igual vergencia que las Sierras Pampeanas (Bracaccini 1946, 1960; Rolleri, 1969).

La Precordillera Central se corresponde con los depósitos de la plataforma calcárea ordovícica. Con excepción de algunos depósitos calcáreos cámbricos en la primer lámina oriental, la base de los corrimientos que caracterizan al sector central está formada por rocas carbonáticas de plataforma de edad ordovícica inferior. Delgados depósitos mayormente pelíticos del Silúrico y areniscas eodevónicas de ambiente somero se apoyan en este sector en discordancia sobre los anteriores. Depósitos marinos turbidíticos correspondientes a la cuenca de antepaís del Devónico inferior a medio desarrollan un frente deltaico que prograda desde el este al oeste. En aparente concordancia se apoyan las sedimentitas neopaleozoicas correspondientes a depósitos continentales y marinos someros.

En el sector occidental las facies de plataforma están ausentes y son reemplazadas por facies clásticas de talud ordovícicas que contienen importantes olistolitos calcáreos procedentes de la plataforma con fósiles del Cámbrico medio a Ordovícico inferior. Además existen olistolitos constituidos por conglomerados de basamento, donde se destacan clastos de gneises, y otras rocas cristalinas procedentes del substrato de la plataforma. Las sedimentitas ordovícicas se intercalan con basaltos de naturaleza oceánica con típicas lavas en almohadilla en el sector norte y central y están interpuestas tectonicamente en el sector sur con una secuencia ofiolítica desmembrada con tectonitas basales ultrabásicas, gabros estratificados, piroxenitas, diques en diques y lavas basálticas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984, 1993; Davis et al., 1995). Los depósitos neopaleozoicos se asientan en marcada discordancia angular sobre los eopaleozoicos. Están constituidos por facies marinas dominantes, en las que se registran frecuentemente depósitos glaciarios de edad carbonífera superior. Extensos conglomerados de edad pérmica constituyen los depósitos más jóvenes.

El sector oriental presenta sus sedimentitas más antiguas expuestas al norte de Guandacol, las que están constituidas por depósitos continentales rojos y evaporitas de edad cámbrica inferior (Astini, 1996). En discordancia se apoyan los depósitos de la plataforma carbonática correspondientes a diferentes unidades desde el Cámbrico al Ordovícico inferior. Las secuencias cámbricas tienen la típica fauna de *Olenellus* que le permitió a Borrello (1963) establecer los fuertes vínculos faunísticos que tienen estos depósitos carbonáticos con sus pares conjugados de Laurentia (Astini et al., 1996). Secuencias del Ordovícico superior clástico, con niveles conglomerádicos e importantes olistolitos están contenidas o cubiertas por depósitos silúricos de gran espesor. Toda esta zona presenta una importante deformación de edad devónica inferior (Ramos et al., 1996b). Los depósitos carboníferos continentales se apoyan en este sector mediante discordancia angular.

Los depósitos terciarios corresponden a sedimentitas continentales de naturaleza sinorogénica, las que muestran el paulatino levantamiento y apilamiento de la Precordillera durante el Mioceno y el Plioceno, en forma sincrónica con la expansión del volcanismo de arco hacia el este (Jordan et al., 1983; Kay et al., 1987). La Precordillera se caracterizaría por terrenos paleozoicos que se habrían levantado principalmente durante el Cenozoico superior (Keidel, 1921b; Baldis et al., 1982).

EL SISTEMA DE FAMATINA

Los primeros autores en estudiar el sistema de Famatina, incluyeron a esta provincia geológica dentro de las Sierras Pampeanas (Stelzner, 1876; Bodenbender, 1911). Corresponde a Groeber (1938) separarla como una unidad independiente de las típicas Sierras Pampeanas, al reconocer la existencia de rocas ordovícicas dentro de estas sierras, ya descriptas por Stelzner (1876). Sin embargo, la denominación Sistema de Famatina deriva de Petersen y Leanza (1953) y Leanza (1958), quienes sobre la base de sus características geológicas lo segregaron de las Sierras Pampeanas. A estos fines contribuyeron los trabajos de Harrington (1956) quien denominó a esta provincia geológica Sierras Transpampeanas, definidas posteriormente por Turner (1962) como Sierras Traspampeanas. Como bien lo destacara Aceñolaza (1996), la diferencia etimológica (*trans*, más allá de... y *tras*, detrás de..), hacía hincapié en la separación de las mismas, como una unidad independiente, de las Sierras Pampeanas.

Esta provincia geológica abarca un conjunto de bloques serranos que desde el norte de Chaschuil, compren-

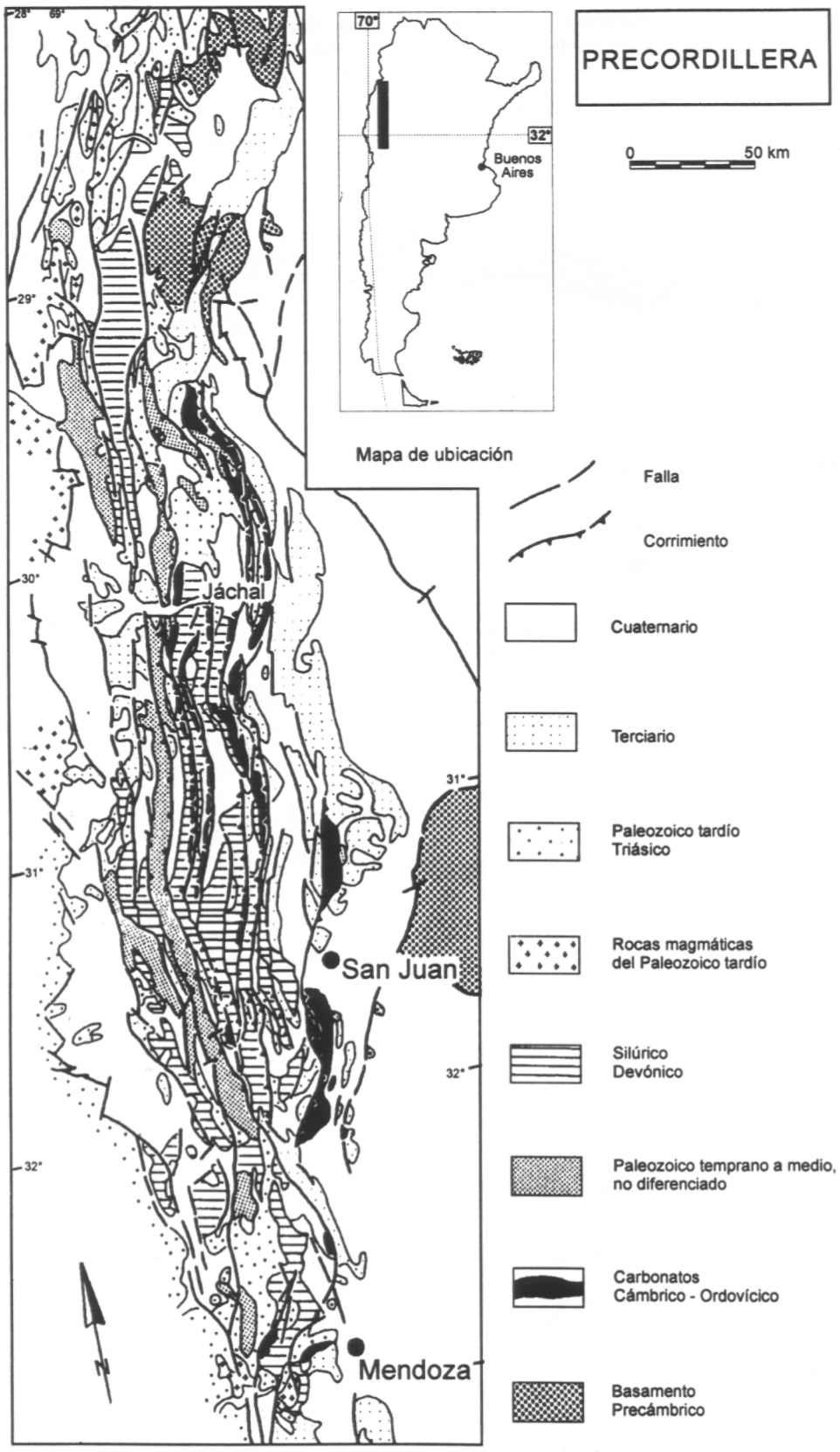


Figura 18. Principales rasgos geológicos de la Precordillera en las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza (basado en Baldis et al., 1982).

de las sierras de Las Planchadas, Narváez, Famatina, Paimán, Vilgo, Sañogasta y Paganzo (figuras 20 y 21) (Toselli et al., 1996). Éstas quedan comprendidas entre la Precordillera y parte de las Sierras Pampeanas Occidentales al oeste y las típicas Sierras Pampeanas hacia el sector oriental.

Su basamento está formado por las leptometamorfitas de la Formación Negro Peinado de edad vendiana-

tommotiana, a las que siguen depósitos tremadocianos hasta arenigianos, que se interdigitan con rocas volcánicas temporales están basadas en sus graptofaunas, así como por sus típicos trilobites y braquiópodos (Tortello et al., 1996).

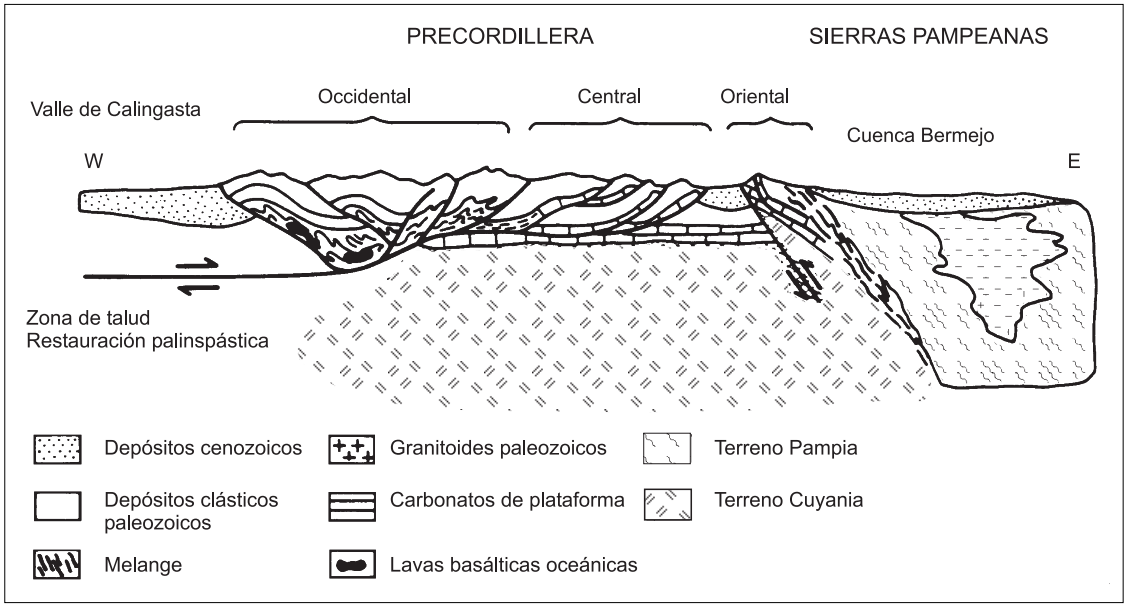


Figura 19. Sección estructural esquemática de la Precordillera con la división de sus tres subunidades (según Ramos et al., 1986a).

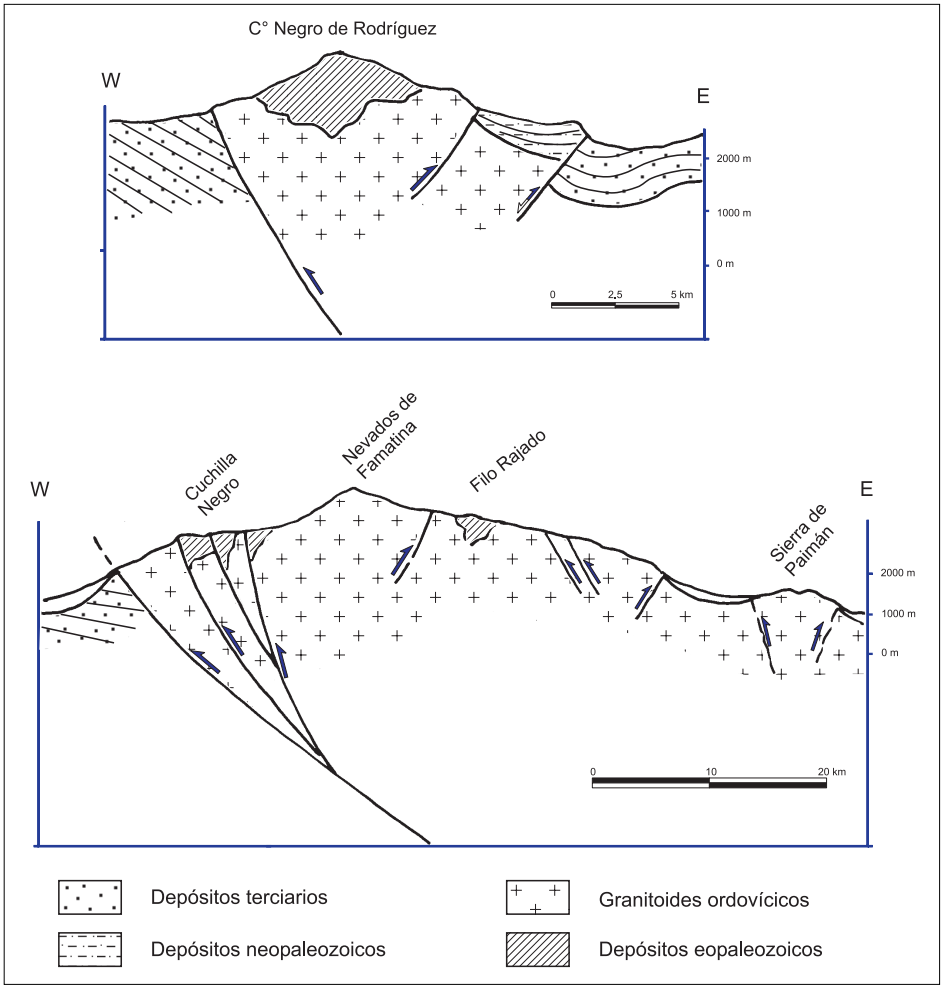


Figura 20. Secciones estructurales del Sistema de Famatina (modificado de Durand, 1996).

(Aceñolaza et al., 1996). La secuencia sedimentaria culmina con depósitos de edad llanvirniana. Las asignaciones

Estas rocas están atravesadas por una secuencia de cuerpos plutónicos de composición calcoalcalina caracterizados

por gabros, tonalitas, granodiorita y granitos. Estas rocas presentan su climax de actividad en el Ordovício medio a superior (aprox. 450 Ma) y corresponden a un arco magmático desarrollado en un margen continental activo (Toselli et al., 1996). Cuerpos postorogénicos correspondientes a granitos contienen numerosos restos fósiles, que caracterizan la fauna de reptiles de Ischigualasto.

Los depósitos sinorogénicos terciarios, asociados al levantamiento de la región occidental, se interdigitan con rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, testimonios de la

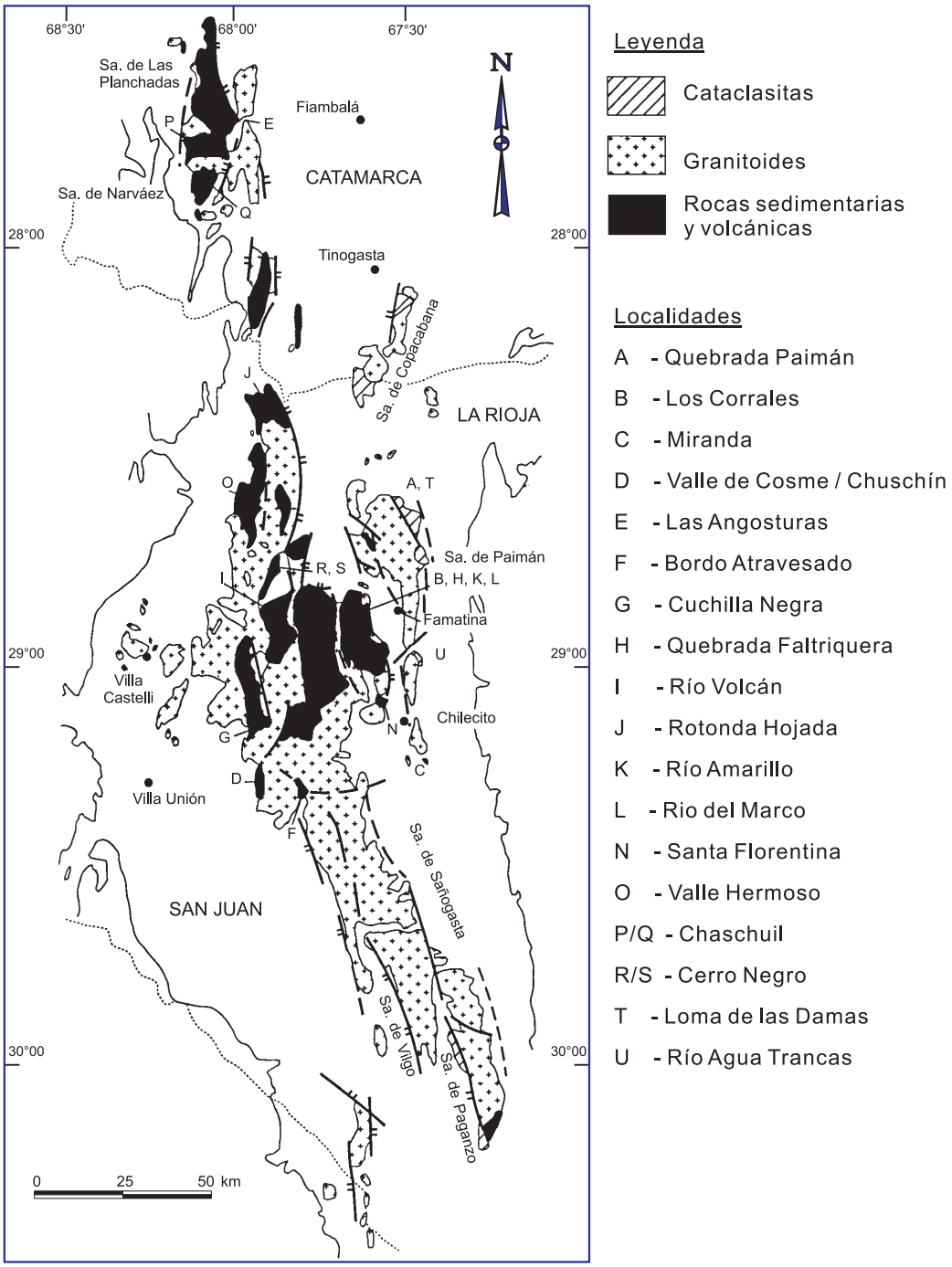


Figura 21. Rasgos geológicos principales del Sistema de Famatina (basado en Toselli et al., 1996).

silúricos y una intensa deformación chánica dúctil caracterizan el resto de las rocas eopaleozoicas de este sistema.

Los depósitos neopaleozoicos de la cuenca de Paganzo que participan en este sistema, seguidos por los depósitos triásicos del rift de Ischigualasto, corresponden a cuencas continentales de origen tafrogénico. Estos últimos depósitos migración del arco volcánico hacia el antepaís entre los 10 y 4 Ma.

La estructura del Sistema de Famatina es similar a la de las Sierras Pampeanas: bloques de basamento precámbrico-eopaleozoico, levantados durante el Cenozoico superior y basculados por fallas lístricas inversas (González Bonorino, 1950).

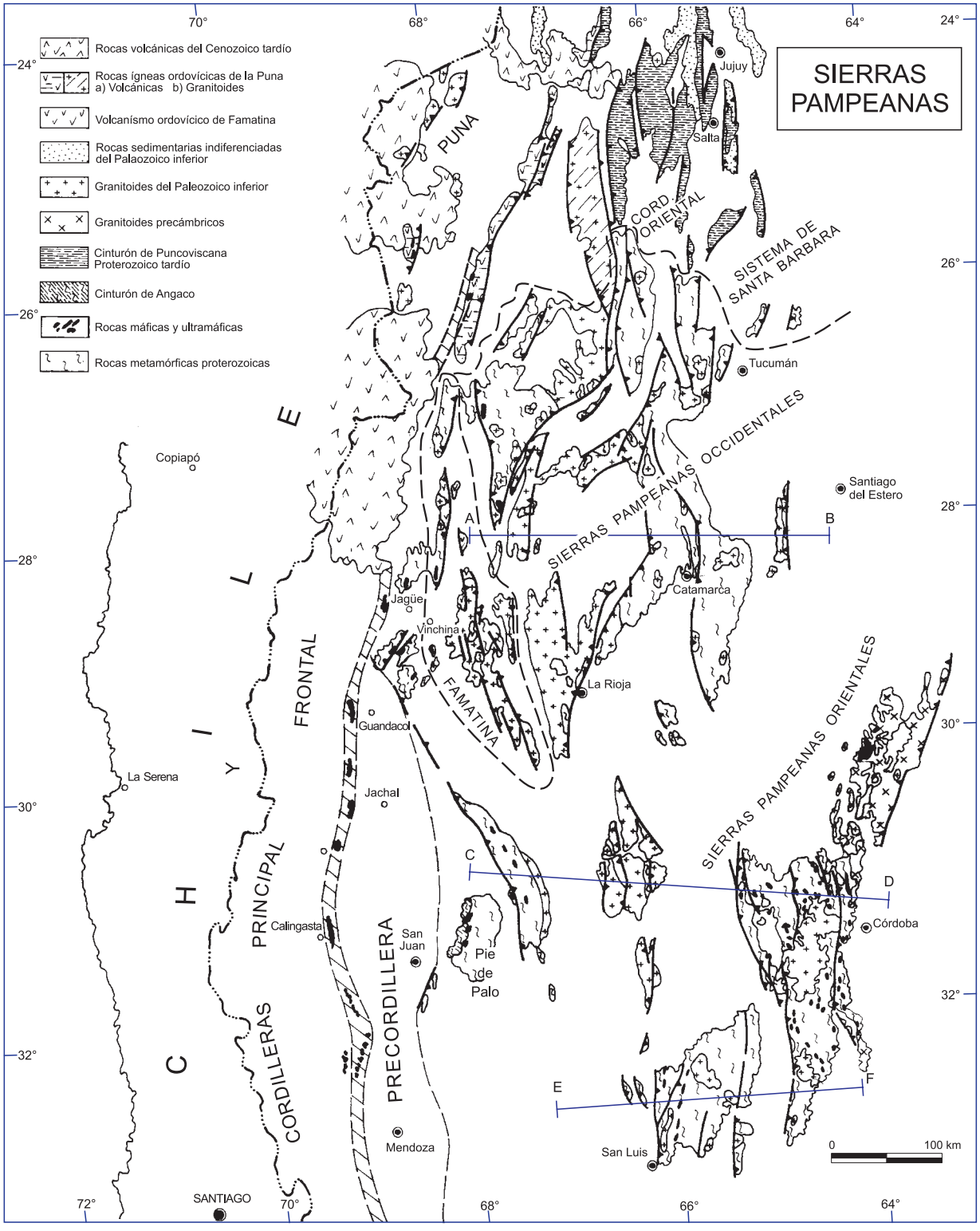


Figura 22. Rasgos principales de las Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales y su relación con provincias adyacentes.

LAS SIERRAS PAMPEANAS

Esta unidad así denominada por Stelzner (1873) para comprender una serie de sierras formadas por esquistos cristalinos o metamórficos que emergían de las pampas circundantes, se divide actualmente en dos provincias de características diferentes, las Sierras Pampeanas Occidentales y las Orientales (figuras 22 y 23).

Las Sierras Pampeanas Orientales corresponden a un orógeno generado durante el Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico, que sería responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad (Ramos, 1988; Rapela y Pankhurst, 1996). Abarcaría las sierras de Córdoba Norte, las sierras Grande y Chica de Córdoba y la sierra de Comechingones, con la parte más oriental de la sierra de San Luis. Están caracterizadas por metamorfitas

proterozoicas, en las que se emplazan granitoides calcoalcalinos asociados a subducción (Lira et al., 1997) y que corresponderían a un arco magmático de edad proterozoica. Los granitos postcolisionales tendrían una edad cámbrica

Ambos sectores de las Sierras Pampeanas están cubiertos por sedimentitas continentales de edad neopaleozoica correspondientes al Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911; Salfity y Gorustovich, 1984), asociadas a eventos glaciarios del

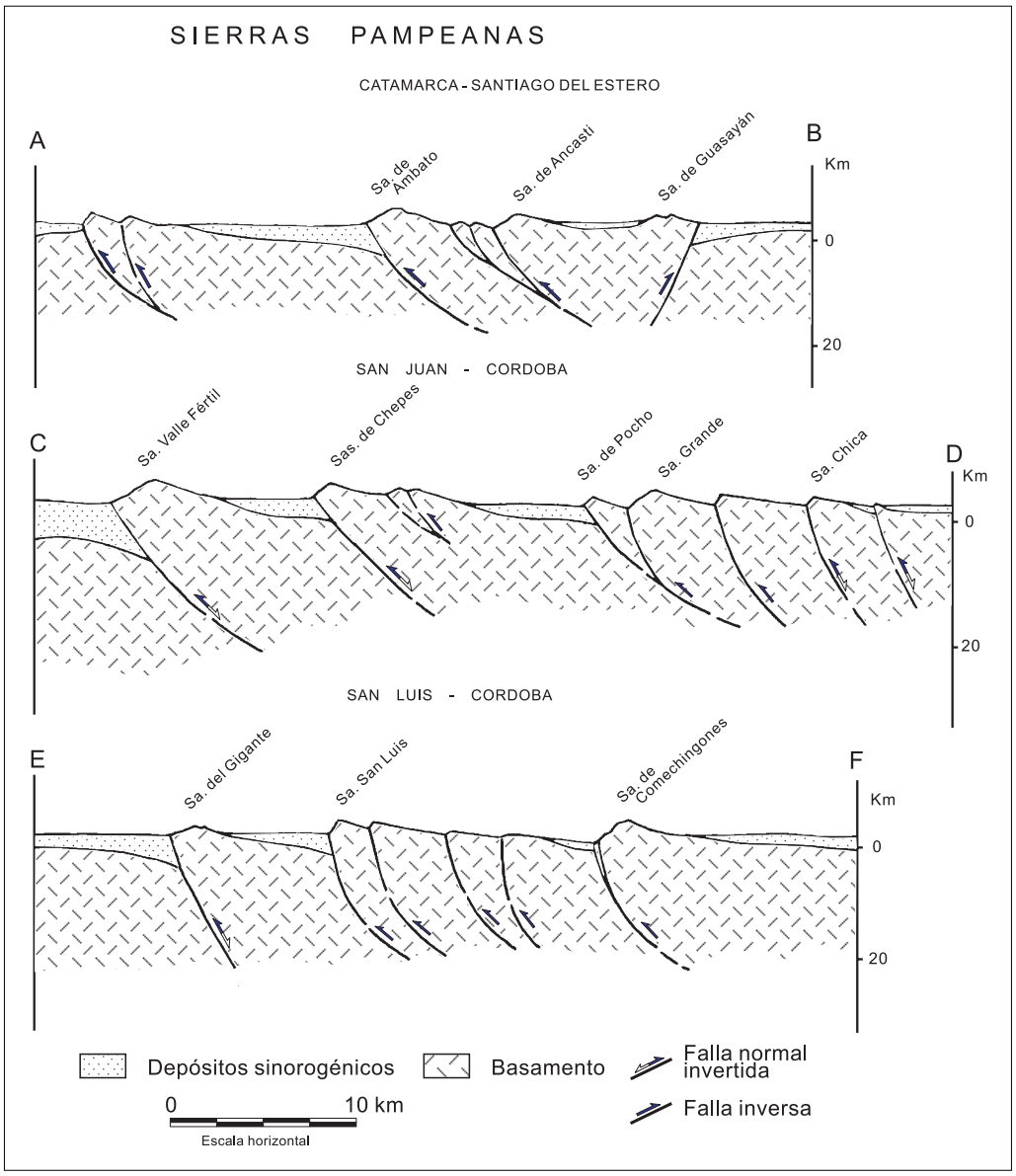


Figura 23. Secciones estructurales representativas de las Sierras Pampeanas (basado en González Bonorino, 1950). Ubicación de las secciones en figura 22.

basal (Rapela y Pankhurst, 1996). En forma póstuma y postectónica se emplaza el batolito de Achala de edad silúrica (Rapela et al., 1982) a carbonífera inferior (Rapela et al., 1991b).

El basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, entendiendo como tal al que constituye las Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis corresponde a un orógeno eopaleozoico (Ramos, 1988). Está caracterizado por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica, que alojan una serie de granitoides calcoalcalinos. La composición de estos intrusivos varía de gabros tholeíticos, a tonalitas y granodioritas asociadas a subducción, de edad cámbrica a ordovícica media y que culmina con granitos postcolisionales de edad ordovícica superior a devónica basal. Granitos apotectónicos se emplazan en el Carbonífero inferior.

Carbonífero superior y que registran frecuentes niveles piroclásticos procedentes de la Cordillera Frontal. Además de estos depósitos, en el sector oriental y norte de las sierras de Córdoba se observan depósitos de sinrift cretácicos asociados a derrames de basaltos alcalinos en diversos sectores como en la sierra de los Cóndores. En las proximidades de Río Cuarto afloran pequeños aparatos volcánicos de composición basáltica y edad cretácica superior (López y Solá, 1981).

En las provincias de Córdoba y San Luis se observan depósitos volcánicos de edad cenozoica superior, entre los que se destacan los volcanes del Morro y de Pocho. Ambos volcanes están constituidos por volcanitas de arco asociadas a la migración hacia el este del arco volcánico durante la horizontalización de la placa de Nazca (Brogioni, 1990; Kay y Gordillo, 1994).

La estructura de las Sierras Pampeanas ha sido caracterizada magistralmente por González Bonorino (1950), quien

las consideró un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas inversas. Este autor interpretó que las fallas eran lístricas, horizontalizándose en profundidad al encontrar transiciones frágil-dúctiles dentro de la corteza. Esta interpretación ha sido corroborada posteriormente por diversos autores que han estudiado este sistema serrano. Cabe destacar con respecto a la estructura las precisas descripciones del sector de las sierras de Córdoba presentadas por Schlagintweit (1954), quien demuestra las reactivaciones neotectónicas de origen compresivo en estas sierras.

La estructura actual se originó principalmente a partir del Mioceno inferior, como lo muestran sus depósitos sinorogénicos (figura 23). En su sector oriental se registran los primeros levantamientos en la sierra Chica de Córdoba en el Eoceno, debido a la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas. La ubicación de las fallas ándicas está controlada en su mayor parte por líneas de debilidad previa, habiéndose constatado que muchas de ellas son inversión de fallas

ción para abarcar las rocas del antiguo macizo que llegaban hacia el norte hasta la isla Martín García (Bonarelli, 1932), su acepción actual se debe a Nágera (1932 y 1933).

Están constituidas por rocas plutónicas y metamórficas de edad transamazónica o tandileana (Teruggi y Kilmurray, 1980). Los granitoides calcoalcalinos constituyen una faja de rumbo oeste-noroeste en la parte norte de las sierras de Tandil y Azul. Los estudios petrológicos y geoquímicos realizados en estas rocas permiten inferir que corresponden a granodioritas, tonalitas y granitos asociados a subducción cuyas edades varían de 2.100 a 1.900 Ma (Dalla Salda y Francese, 1985). Estas rocas plutónicas se alojan en metamorfitas gnéisicas correspondientes a facies de anfibolita de mediano a alto grado cuya edad absoluta se desconoce, pudiendo alcanzar hasta el Arqueano inclusive.

En el sector al sur de Tandil las rocas metamórficas son intruidas por granitos leucocráticos postcolisionales con edades de 1.800 a 1.600 Ma (Varela et al., 1988).

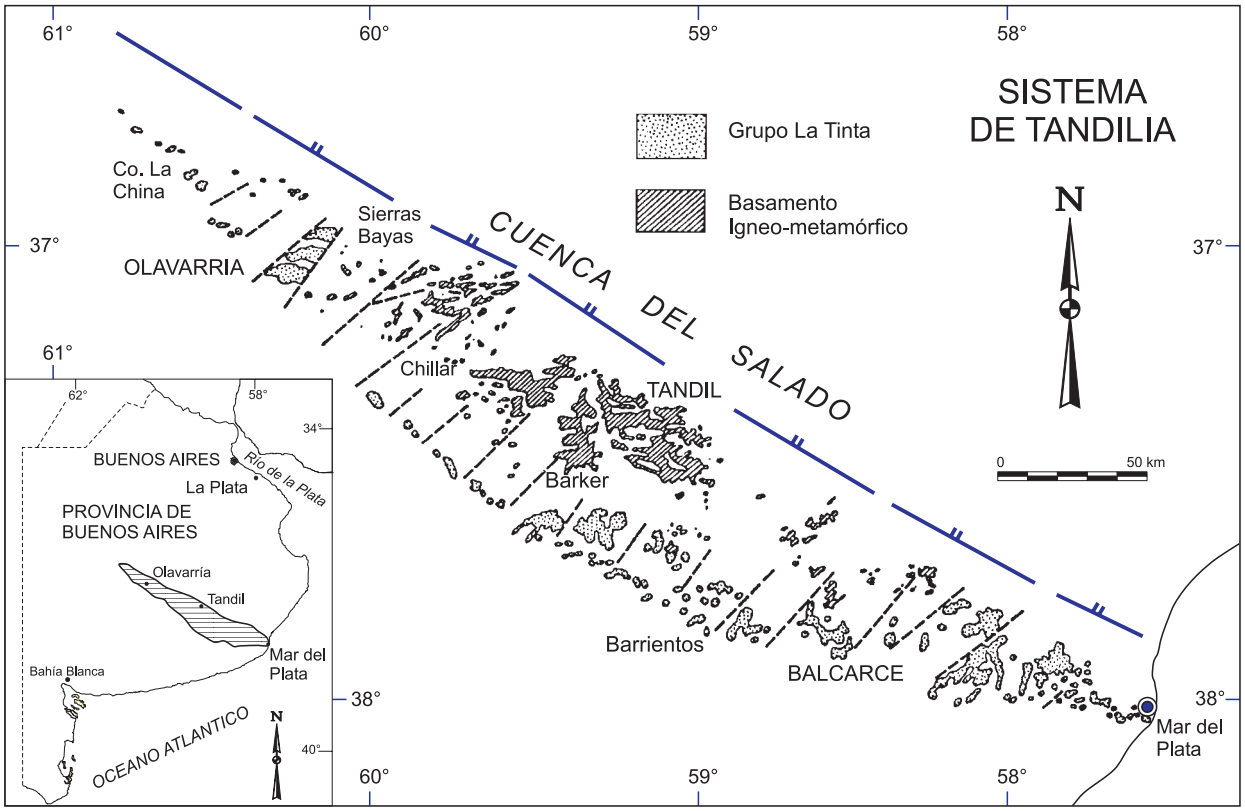


Figura 24. Rasgos geológicos principales del Sistema de Tandilia.

normales cretácicas (v.gr. las Sierras de Córdoba), fallas triásicas (v.gr. sierra de La Huerta), fallas neopaleozoicas (v.gr. las sierras de Los Llanos), o antiguas fajas miloníticas de edad precámbrica o eopaleozoica (v.gr. sierras de San Luis, sierra de Valle Fértil).

LA TANDILIA

Esta provincia geológica, así denominada por Nágera (1932 y 1933) comprende un bloque de basamento que expone las rocas más antiguas de Argentina en la región central de la pampa bonaerense alcanzando la costa en Mar del Plata (figura 24) (Holmberg, 1972). Si bien Windhausen (1931, p. 58) atribuye este término a Bonarelli, quién utilizó esta denomina-

El basamento metamórfico de mayor grado en Tandil está en contacto tectónico con las Metavolcanitas El Cortijo (Teruggi et al., 1989), que constituyen un cinturón de bajo metamorfismo y de naturaleza oceánica que se interpone en el sector norte de las sierras. Los estudios gravimétricos y magnetométricos desarrollados por Kostadinoff (1995) muestran anomalías positivas al norte de la faja del Cortijo (Ramos et al., 1990), que permiten interpretar la presencia de rocas máficas y ultramáficas en el sector inmediatamente al norte de las localidades de Tandil y Azul.

Las rocas metamórficas están atravesadas discordantemente por diques de diabasa, metavolcanitas ácidas y diques basálticos que se emplazaron en un ambiente extensional de intraplaca y con una edad imprecisa dentro del

Proterozoico inferior.

La mitad sur de las sierras de esta unidad está cubierta por depósitos de plataforma de edad proterozoica superior a eopaleozoica (Iñiguez et al., 1989). Esta delgada cubierta sedimentaria está constituida por ortocuarcitas y depósitos de calizas y dolomías en la parte basal. Sus fósiles así como las edades absolutas de las pelitas indican una edad proterozoica (Cingolani y Bonhomme, 1982).

En discordancia se encuentran ortocuarcitas de edad cámbrica y hasta ordovícica inclusive, principalmente expuestas en el sector sudoriental del área (Dalla Salda et al., 1972). Algunos diques de diabasa de edad ordovícica afectan en forma póstuma a la región (Rapela et al., 1974).

LA VENTANIA

Las sierras australes de la provincia de Buenos Aires fueron así denominadas por Nágera (1939), para agrupar una serie de sierras que se extienden desde la sierra de Púan al oeste hasta la de Pillahuincó al este. Comprenden los afloramientos de sedimentitas paleozoicas, altamente deformadas por plegamiento, que se asientan sobre un basamento proterozoico ígneo-metamórfico.

El basamento está constituido por granitos y diabasas de edad proterozoica superior, al que se asocian riolitas de igual edad (véase figura 25) (Varela y Cingolani, 1976). Algunas riolitas han indicado edades paleozoicas hasta triásicas inclusive. Parte de los granitos han sido altamente deformados y dan edades pérmicas, las que se interpretan como coherentes con la etapa orogénica que afectó a estas sierras.

La cobertura se puede reunir en dos grupos bien desarrollados. El inferior de edad ordovícica a devónica inferior está formado por depósitos bien maduros de una plataforma clástica marina estable, con proveniencia desde el norte (Harrington, 1972). En discordancia angular se asientan los depósitos neopaleozoicos, que registran un importante episodio glacial en la parte inferior y son de naturaleza marina hasta el Pérmico inferior (Keidel, 1917; Harrington, 1972). Las secuencias se continentalizan hacia el techo, constituyendo típicos depósitos sinorogénicos (López Gamundi et al., 1994), con evidencia de deformación sindeposicional (Cobbold et al., 1991). Estos depósitos inmaduros con registros volcaniclásticos y tobas ácidas proceden desde el sur (Andreis y Cladera, 1992).

La secuencia eopaleozoica está deformada por episodios compresivos con vergencia hacia el nordeste. La deformación aumenta notablemente hacia el sudoeste donde las dataciones en illita han permitido circunscribirla al Pérmico inferior (Buggisch, 1987).

Recientes investigaciones han demostrado la continuidad de los depósitos neopaleozoicos expuestos en la sierra de Pillahuincó con los de la región interserrana, integrantes de la antefosa de Claromecó, cuyo depocentro se ubica inmediatamente al norte del sistema de Ventania. En discordancia sobre los depósitos paleozoicos se encuentra el Conglomerado Rojo, tradicionalmente asignado al Mioceno, aunque podría corresponder al relleno inicial de los depósitos de sinrift de la

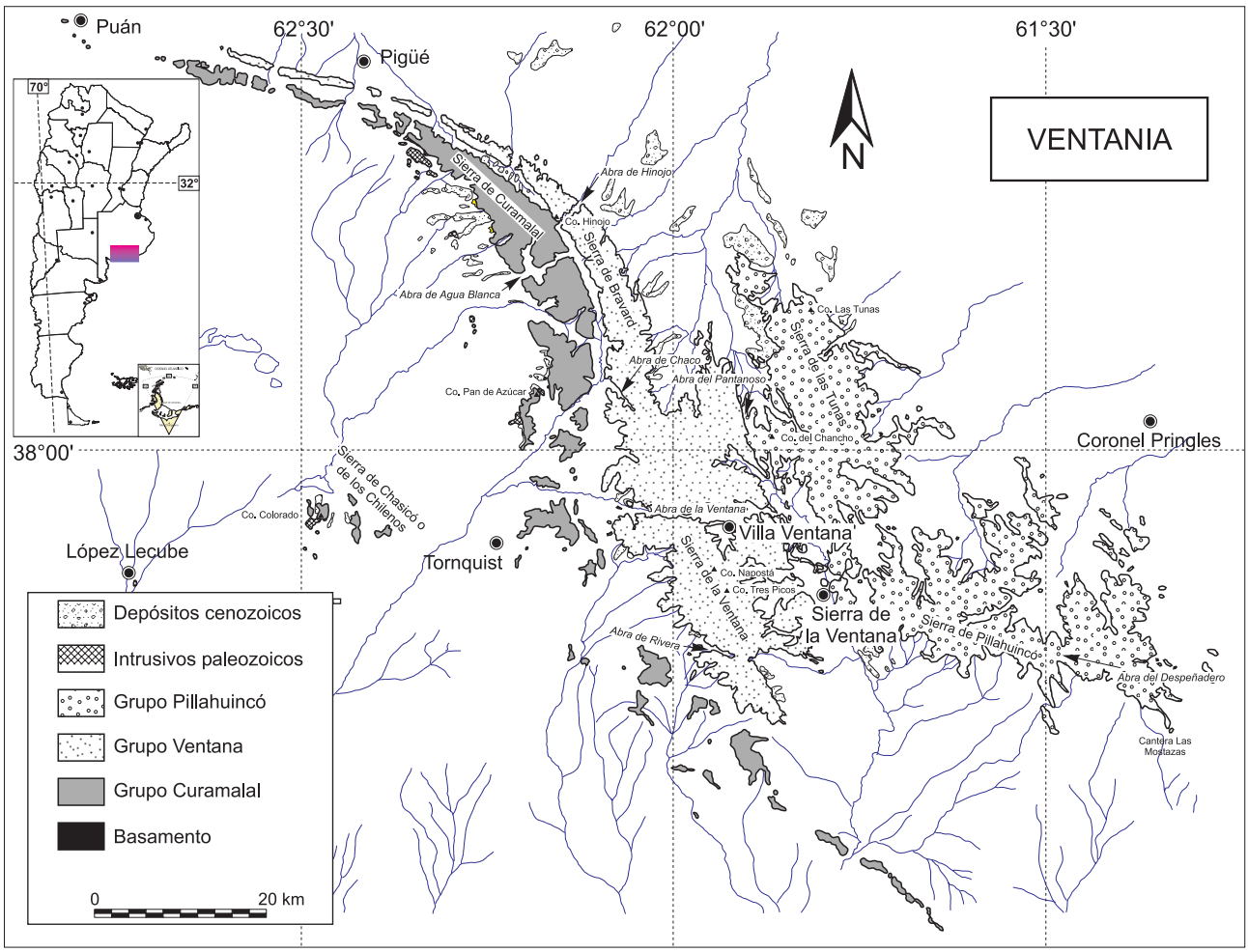


Figura 25. Principales rasgos geológicos de Ventania (basado en Harrington, 1947, 1972; Suero, 1961; Furque, 1965, 1973).

cuenca del Colorado y por lo tanto asignarse al Jurásico más alto o al Cretácico inferior (Rolleri, com. pers., 1997).

La estructura está caracterizada, como se dijo más arriba, por un intenso plegamiento con vergencia hacia el nordeste, responsable del basculamiento y levantamiento del Bloque de San Rafael.

Se caracteriza por tener un basamento metamórfico antiguo, de edad proterozoica media, donde se asientan los remanentes más australes de la plataforma carbonática de la Precordillera, portadores de trilobites y otros fósiles (Baldis y Blasco, 1973; Bordonaro et al., 1996). Esta secuencia pasa hacia el oeste a facies turbidíticas con un conspicuo metamorfismo dinámico, característico del flysch ordovícico. Estas secuencias basales registran un importante magmatismo básico de composición ofiolítica de edad ordovícica media (González Díaz, 1981; Davicino y Sabalúa, 1990). Estas rocas están asociadas a depósitos turbidíticos de edad silúrico-devónica, que a igual que los anteriores están altamente deformadas.

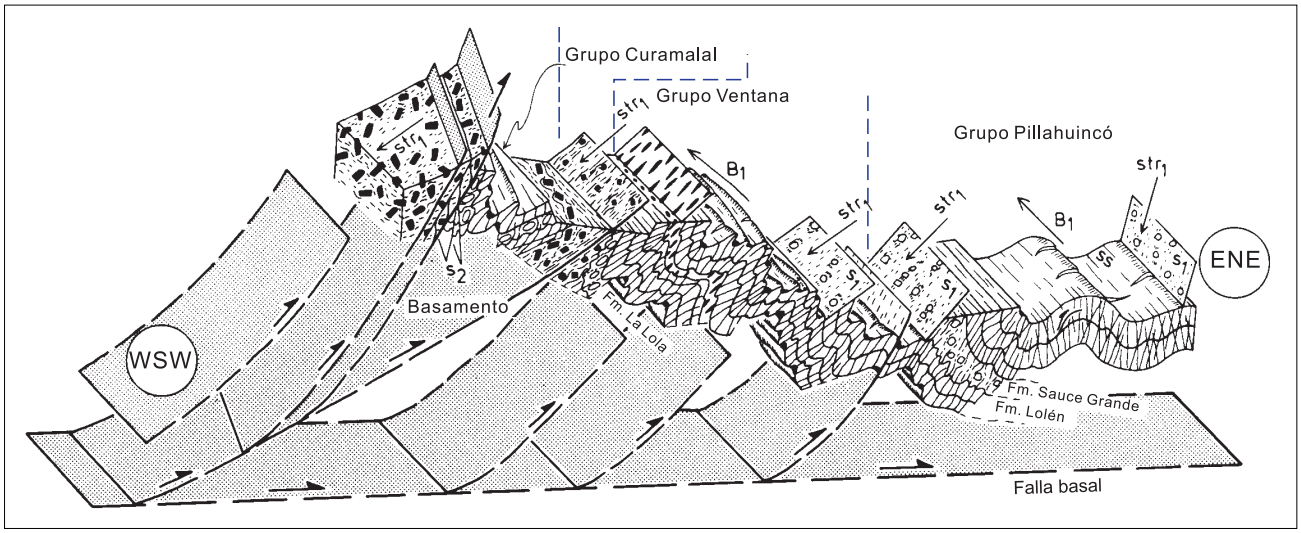


Figura 26. Sección estructural conceptual de Ventania según von Gosen et al. (1991).

que disminuye en intensidad en esa dirección. El basamento se encuentra altamente cizallado con un notable metamorfismo dinámico, que disminuye en los términos estratigráficos más jóvenes (figura 26).

EL BLOQUE DE SAN RAFAEL

La identificación de esta región como una unidad orográfica independiente fue realizada por Feruglio (1946) quien la denominó Montañas de San Rafael y que desde el punto de vista geológico las consideró como parte de un único bloque. Esta denominación fue retomada por Polanski (1951 y 1954) quien definió en forma precisa su constitución geológica y geomorfológica (figura 27). Con posterioridad se establecieron los vínculos magmáticos y orogénicos de esta unidad con otras aflorantes más al sur, sugiriéndose unidades como el cinturón orogénico sanrafaelino pampeano o sistema de la Sierra Pintada (Criado Roque, 1972). Sin embargo, si se tiene presente la definición adoptada de provincia geológica, cabría restringirse a la definición original de Feruglio (1946) y Polanski (1951), por la falta de una expresión orográfica de las unidades más australes.

El Bloque de San Rafael así definido tiene una historia geológica homogénea y una estructura y expresión geomorfológica distintiva. Comprende a un sistema orogénico eopaleozoico similar al de la Precordillera, al que se le sobreimpone el magmatismo neopaleozoico que caracteriza a la Cordillera Frontal (Rolleri y Criado Roque, 1970). La región está representada por una antigua planicie de erosión regional, la peneplanicie San Rafael (Polanski, 1954), labrada durante el Jurásico y el Cretácico, la que está siendo actualmente exhumada debido al levantamiento tectónico ándico (González Díaz, 1972a). A través de este levantamiento cenozoico adquiere características morfoestructurales propias que la permiten definir como una unidad geológica independiente. Las regiones aledañas al sur no han tenido esta importante deformación ándica,

Una marcada discordancia angular, que se atribuye a la orogenia chánica, separa a estas rocas de los depósitos carboníferos. Las secuencias neopaleozoicas son marinas y continentales e infrayacen a una potente serie volcánica permotriásica de amplio desarrollo regional. La parte inferior de esta secuencia volcánica corresponde a una serie orogénica, asociada a subducción, mientras que la parte superior se caracteriza por un volcanismo extensional de composición riolítica, representado por rocas piroclásticas, flujos ignimbríticos y domos lávicos de edad triásica inferior.

Los depósitos del Triásico medio a superior del rift de Llantenes, cubren las rocas anteriores, aunque alcanzan mayor desarrollo hacia el este en la subcuenca triásica de Alvear (Vicente, 1975). Delgados depósitos continentales terciarios se asientan en discordancia sobre los anteriores. El área se comportó como un elemento positivo durante la transgresión marina maestrichtiana daniana.

La estructura ándica de la región está caracterizada por una serie de corrimientos que con vergencia hacia el este son responsables del actual levantamiento del bloque. Importante actividad neotectónica en su frente oriental, indica que este proceso está aún activo.

LA PAYENIA

Si bien diversos autores se han referido a esta región como una unidad geográfica conspicua, sus características

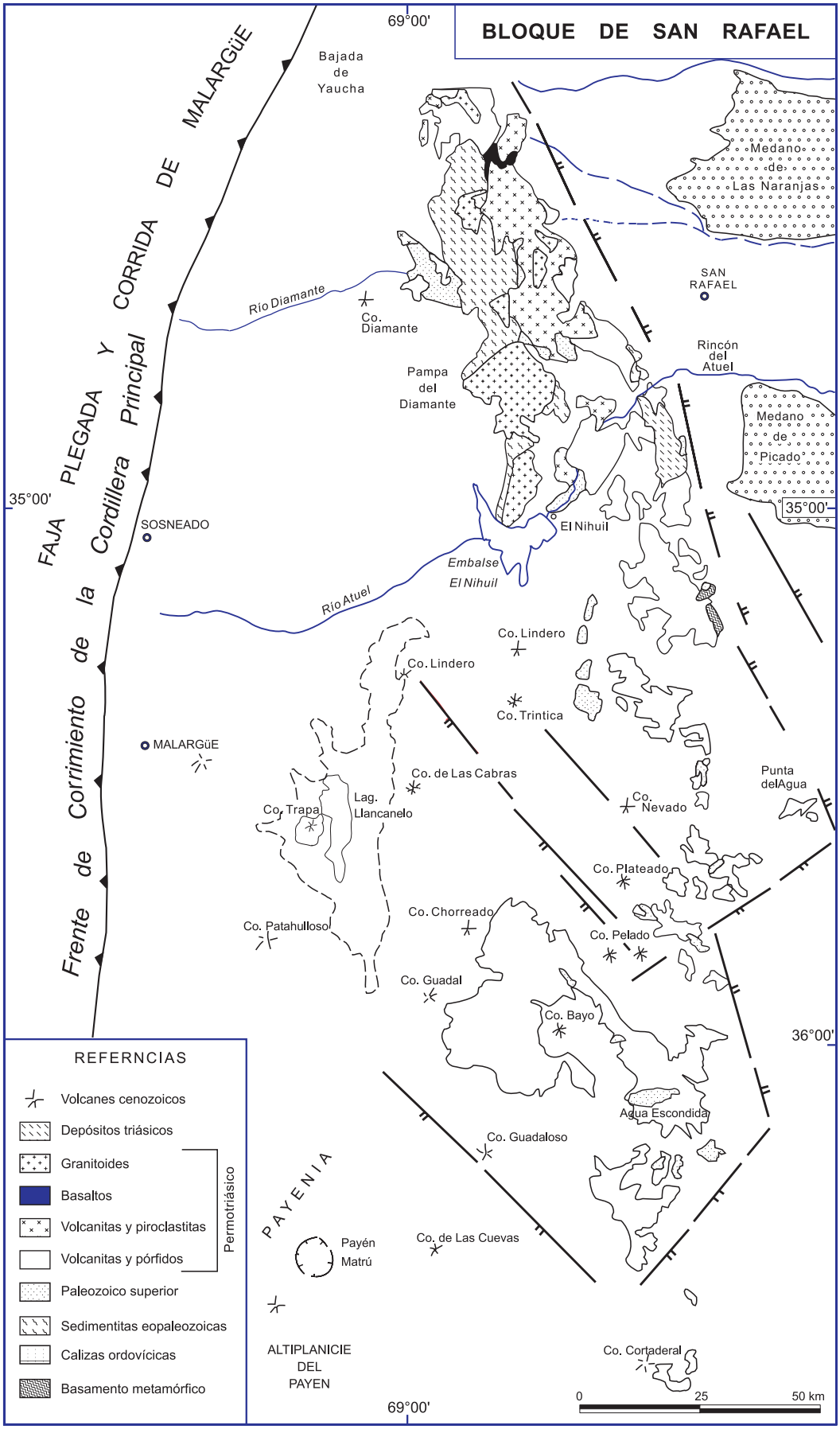


Figura 27. Rasgos geológicos principales del Bloque de San Rafael (basado en Polanski, 1954; González Díaz, 1972a y b).

geológicas, principalmente sus rasgos volcánicos (Bermúdez et al., 1993) y estructurales (Kozlowski et al., 1993) la han llevado a ser considerada como una provincia geológica independiente. Los estudios de Polanski (1954) habían caracterizado y así denominado a esta unidad desde el punto de vista geológico y geomorfológico, criterio seguido por González Díaz y Fauqué (1993), quienes reconocen su extensión al sur del río Colorado.

Está caracterizada por sus extensos campos volcánicos, que se desarrollan principalmente en el sur de la provincia de Mendoza, pero que se extienden hasta el norte de las provincias del Neuquén y la región de Puelén en La Pampa (figura 28). Corresponde mayoritariamente a extensas coladas basálticas, que se ubican en el retroarco andino al sur del cerro Diamante. Su nombre deriva del volcán Payén, ubicado inmediatamente al oeste de la caldera del volcán Payún Matru (Llambías, 1966; González Díaz, 1972b).

Estos campos volcánicos se implantaron sobre los márgenes del Bloque de San Rafael, sobre el frente de corrimientos más oriental de la Cordillera Principal y sobre el Engolfamiento Neuquino.

Este volcanismo presenta una composición básica alcalina, y está representado por grandes estratovolcanes, calderas volcánicas, domos y volcanes monogénicos, que han permitido definir una región magmática distintiva, la provincia andino cuyana de retroarco (Bermúdez et al., 1993). Los volcanes más diferenciados donde aparecen términos andesíticos y hasta traquíticos, se asocian a estratovolcanes como el Nevado, Plateado y Payún Matru, los que registran un actividad temporalmente extendida durante el Terciario y el

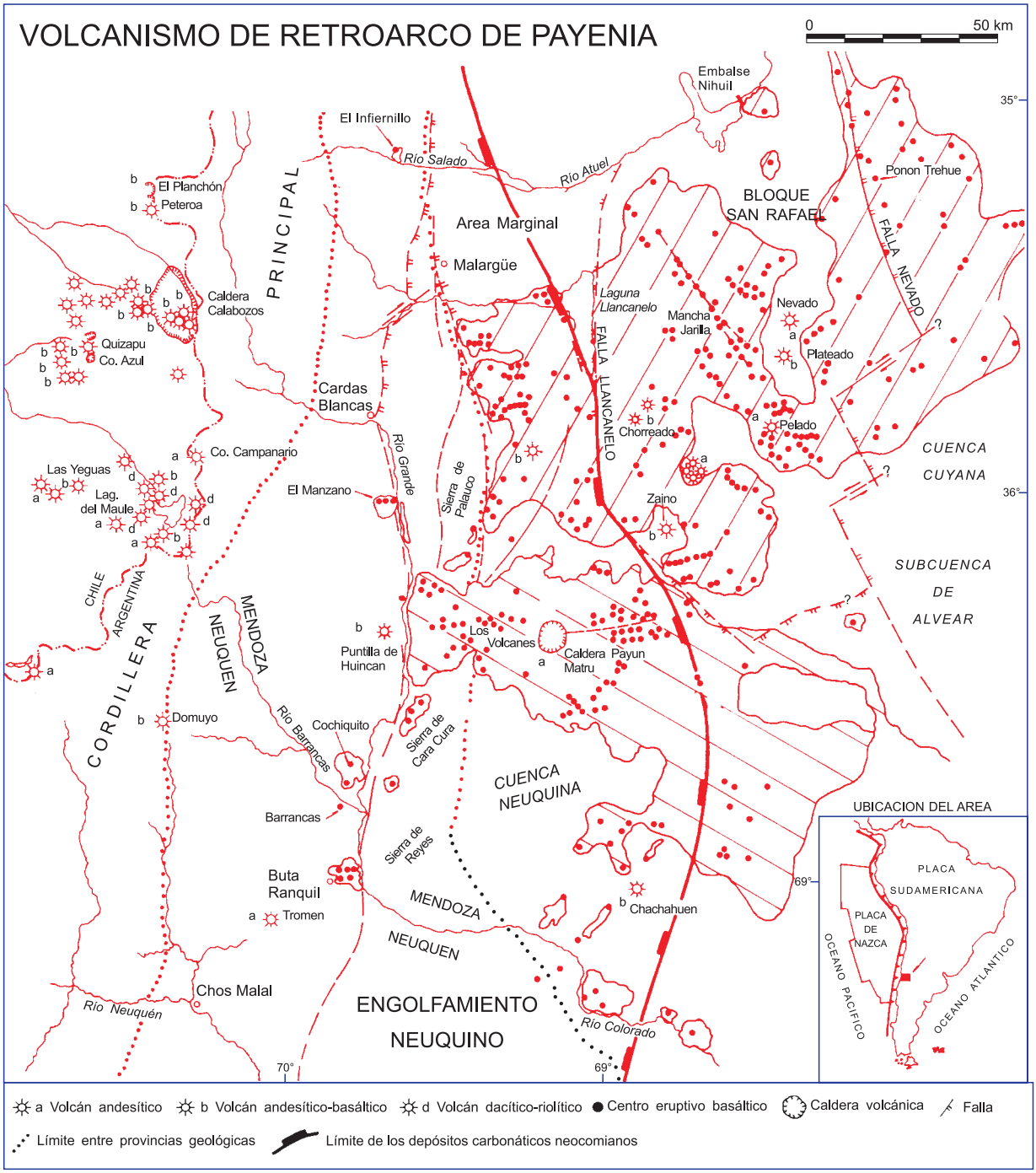


Figura 28. Rasgos geológicos principales de Payenia (basado en Bermúdez et al., 1993).

Cuaternario. Las rocas basálticas constituyen extensos campos lávicos como los de Llancanelo y Puelén. Tienen mayoritariamente una edad menor a 5 Ma y se registra actividad histórica en algunos de sus volcanes.

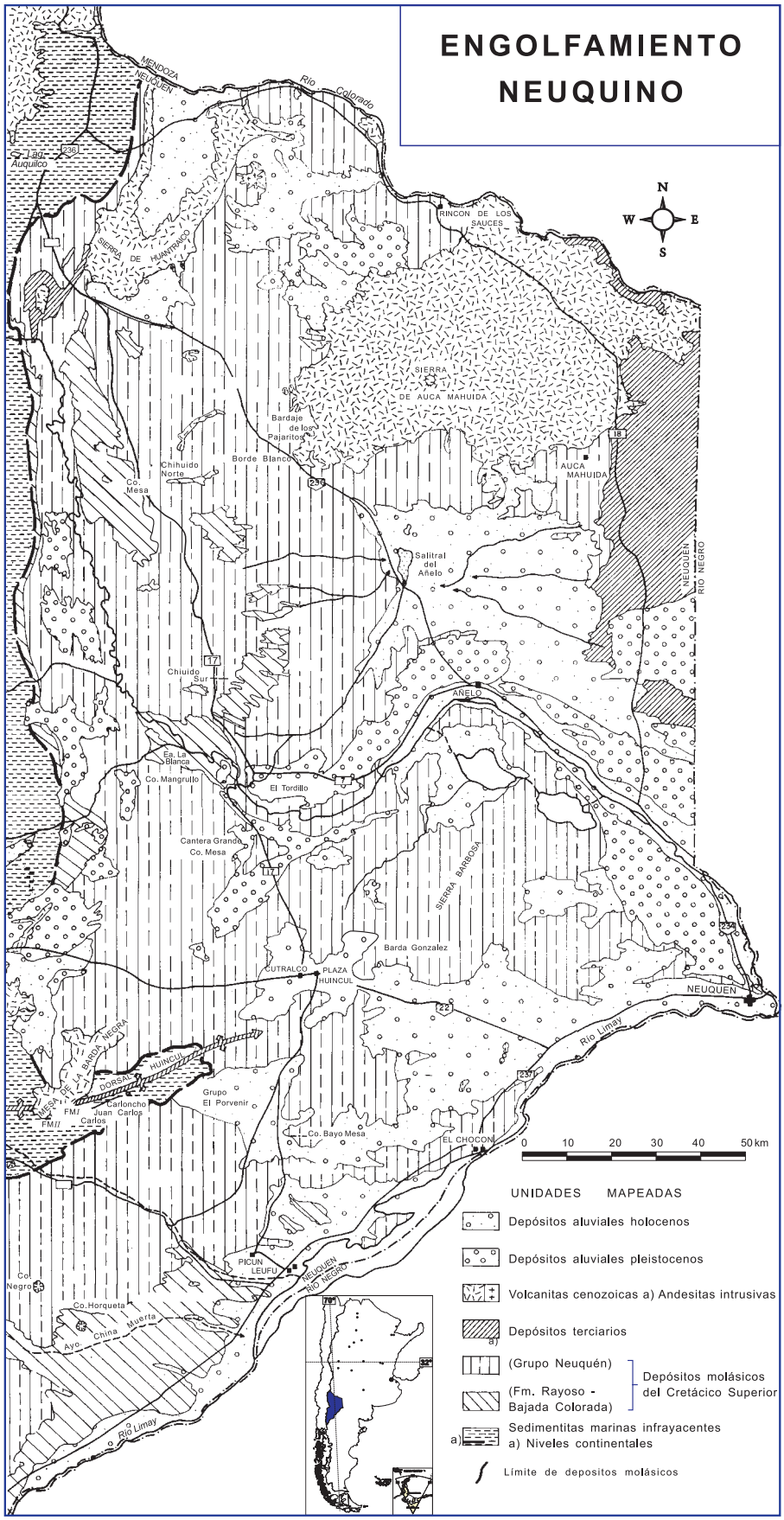


Figura 29. Rasgos geológicos principales del Engolfamiento Neuquino (modificado de Ramos, 1977).

La estructura de esta región se caracteriza por un fallamiento extensional, detectado en parte por alineamientos de volcanes monogénicos de rumbo noroeste y por indicios de reactivación por fallamiento directo. La orientación de estas fracturas pareciera que está controlada por los lineamientos extensionales de estructuras más antiguas.

EL ENGOLFAMIENTO NEUQUINO

Esta unidad geológica fue introducida formalmente con este nombre por Bracaccini (1970), aunque en diversos ensayos previos ya figuraba como un importante engolfamiento de las secuencias marinas mesozoicas (Bracaccini, 1960). Comprende a la región extrandina de Neuquén y sur de Mendoza (Herrero Ducloux, 1946), donde afloran principalmente depósitos continentales cretácicos y escasos remanentes de los depósitos marinos maestrichtiano-danianos (figura 29). Estos corresponden a la primer transgresión marina procedente del oceáno Atlántico (Windhausen, 1925; Weaver, 1927). Delgadas cubiertas cenozoicas con su depocentro principal en la región de Añelo cubren parcialmente estos depósitos.

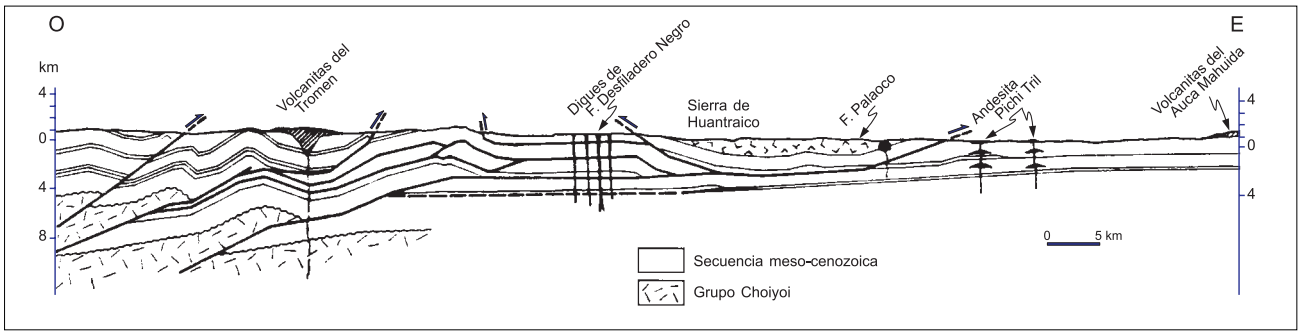


Figura 30. Sección estructural representativa del sector norte del Engolfamiento Neuquino y de las estribaciones de la Cordillera Principal al norte de Neuquén (modificada de Ploszkiewicz y Viñes, 1987).

El subsuelo del engolfamiento neuquino está caracterizado por dos grandes ciclos marinos de sedimentación, uno mayormente Jurásico y otro Cretácico inferior (Digregorio y Uliana, 1980). Estos proceden del Pacífico y se acuñan rapidamente hacia el este (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996) donde traslapan sobre el basamento de la región de Las Mahuidas y de la extensión austral del Bloque de San Rafael.

En el sector norte del engolfamiento se destacan estratovolcanes como el Auca Mahuida, constituido dominantemente por lavas basálticas derramadas por un aparato central, sobre el que se instalan numerosos conos monogénicos pequeños.

La estructura del engolfamiento es una combinación de sectores con estructuras epidérmicas como la presentada en el sector oriental de la figura 30, con otros con una marcada infuencia del basamento. Estos están caracterizados por suaves pliegues controlados por el basamento, que indican una inversión tectónica de los sistemas extensionales del Mesozoico inferior durante el Cretácico, y una débil reactivación durante la orogenia ándica. Entre ellos se destaca la dorsal de Huincul, rasgo transversal a la cuenca, interpretado por De Ferrariis (1947) como una zona lineal de horsts y grábenes, o como una zona de transcurrencia con una estructura en flor asociada por Ploszkiewicz et al. (1984). Actualmente se la interpreta como una zona de inversión tectónica (Eisner, 1991) que registró desplazamientos de rumbo y compresiones en el Caloviano, en el Jurásico superior y en el Neocomiano (Vergani et al., 1995).

EL BLOQUE DE LAS MAHUIDAS

La región de Las Mahuidas ha sido reconocida como una unidad orográfica distintiva y separada de las Sierras Pampeanas por Nágera (1939) quien las agrupó como las Sierras de la Pampa Central. Ramos y Cortés (1984) la definieron como el Zócalo de Las Mahuidas, criterio seguido por otros autores bajo diferentes nombres (Bloque de Chadileuvú, Llambías y Caminos, 1987; Llambías et al., 1996). Sus características geológicas básicas se conocen por los trabajos de Wichmann (1927 y 1928) y los primeros levantamientos de Sobral (1942).

En el presente trabajo se lo definirá como una provincia geológica distintiva, siguiendo los límites propuestos por Nágera (1939), con las características básicas definidas por Ramos y Cortés (1984) pero prefiriendo la designación más descriptiva de bloque, que enfatiza el caracter rígido que tuvo la región desde tiempos neopaleozoicos (véase figura 31).

Su basamento está constituido por rocas metamórficas precámbricas intruidas por plutonitas eopaleozoicas, aunque no se descartan edades más antiguas (Linares et al., 1980). En este sentido comparte su zócalo con el de las típicas Sierras Pampeanas, a las que algunos autores prefirieron asignar estas sierras. Sin embargo es necesario destacar que a diferencia de las Sierras Pampeanas, esta región no ha estado sometida a los importantes levantamiento ándicos, que caracterizaron la región central del país durante el Neógeno y el Cuaternario.

A las rocas metamórficas se asocian los afloramientos de mármoles y calizas cristalinas altamente deformados, que en este trabajo se correlacionan con la faja de Angaco (Vujovich y Ramos, 1994).

Este basamento está profusamente atravesado por rocas volcánicas y plutónicas de edad permotriásica, que pertenecen al sistema de la Sierra Pintada (*sensu* Criado Roque, 1972).

Sobre parte del basamento anterior se desarrolla una cubierta sedimentaria (Vilela y Riggi, 1958), que actualmente se interpreta como perteneciente a la cuenca extensional de Carapacha (Melchor, 1995) cuyos depósitos de edad pérmica corresponden a un ambiente continental, que culmina con el desarrollo de un importante plateau riolítico (Llambías y Sruoga, 1992). La región fue relativamente estable durante gran parte del Mesozoico y del Cenozoico, estando aún sometida a una intensa peneplanización.

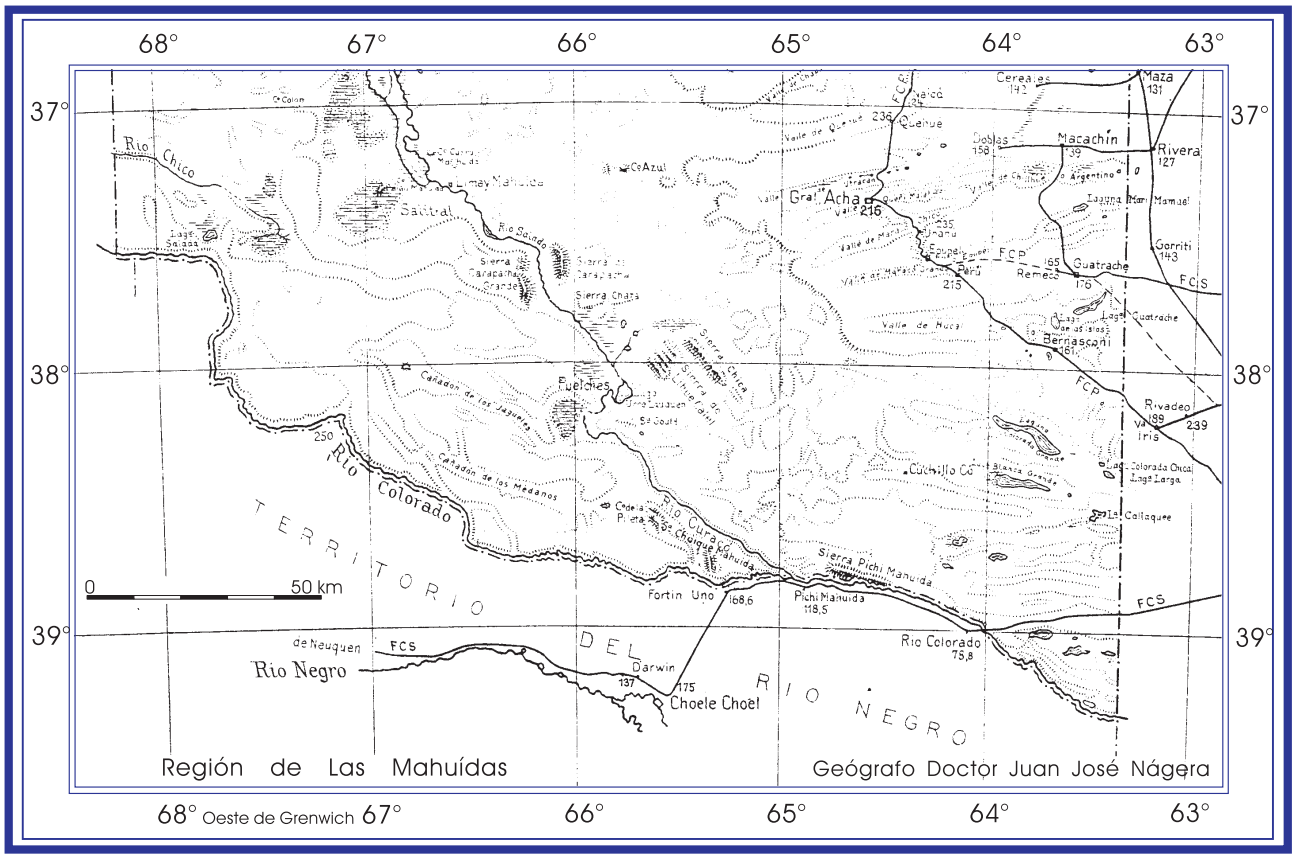


Figura 31. Rasgos morfológicos principales del Bloque de Las Mahuidas en la parte central de La Pampa (según Nágera, 1939).

LA CORDILLERA PATAGÓNICA SEPTENTRIONAL

Se han aplicado diversos criterios para identificar la extensión longitudinal de la Cordillera Patagónica. Su límite norte con la Cordillera Principal se lo ubicó tradicionalmente al sur del río Agrio (37º30' según Frenguelli, 1946); al sur del lago Lacar (39º, Dessanti, 1972); al sur del lago Nahuel Huapi (41º, Windhausen, 1931) y al sur del lago Fontana (45º, Groeber, 1938), entre otros.

El límite más importante aceptado por la mayoría de los investigadores entre la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica, es el predominio de secuencias marinas jurásicas y eocretácicas al norte y el desarrollo del batolito andino en forma continua hacia el sur (Ramos et al., 1982). Si se acepta esta propuesta el límite entre ambas unidades coincide con el inicio de la faja plutónica que al sur del Lago Aluminé (Turner, 1965) (aproximadamente 39ºS) se continúa en los Andes Patagónicos de Argentina y Chile (figura 32).

Dentro de la Cordillera Patagónica se han dividido dos segmentos, una Cordillera Patagónica Septentrional, caracterizada por el importante desarrollo de rocas volcánicas (Frenguelli, 1946; Dessanti, 1972), y una Cordillera Patagónica Austral, donde están bien desarrolladas los depósitos marinos neocomianos (Groeber, 1938; Leanza, 1972b). No hay acuerdo sin embargo en el límite entre ambas, por lo que se ha mantenido la división propuesta por Leanza (1972b) entre ambos segmentos.

La Cordillera Patagónica Septentrional así definida comprende los Andes Patagónicos desarrollados en Argentina y Chile entre los 39º y los 45ºS de latitud, que presenta como rasgos distintivos un batolito continuo a lo largo de su región axial y que en su vertiente oriental presenta un amplio predominio de rocas volcánicas paleógenas (Groeber, 1918). En esta provincia geológica se pueden distinguir dos segmentos con características propias.

A) SEGMENTO NORTE

El segmento norte entre los 39º y 43ºS está caracterizado por un basamento metamórfico de mediano a alto grado y plutonitas paleozoicas, sobre el que se depositó una extensa cubierta volcánica paleógena, cubierta por depósitos continentales y en parte marinos de edad oligocena a miocena, e importantes derrames basálticos.

El basamento metamórfico se extiende desde el norte hasta la latitud de Leleque. Escasas dataciones U/Pb en circones indican edades de hasta 1.500 Ma. Las plutonitas que intruyen este basamento son mayoritariamente neopaleozoicas en el sector entre los lagos Lácar y Aluminé. Depósitos neopaleozoicos se conocen exclusivamente a la latitud de Esquel (43ºS).

En algunos sectores se han reconocido rocas volcánicas y sedimentitas marinas de edad liásica, como en el cerro Piltriquitrón (González Bonorino, 1944).

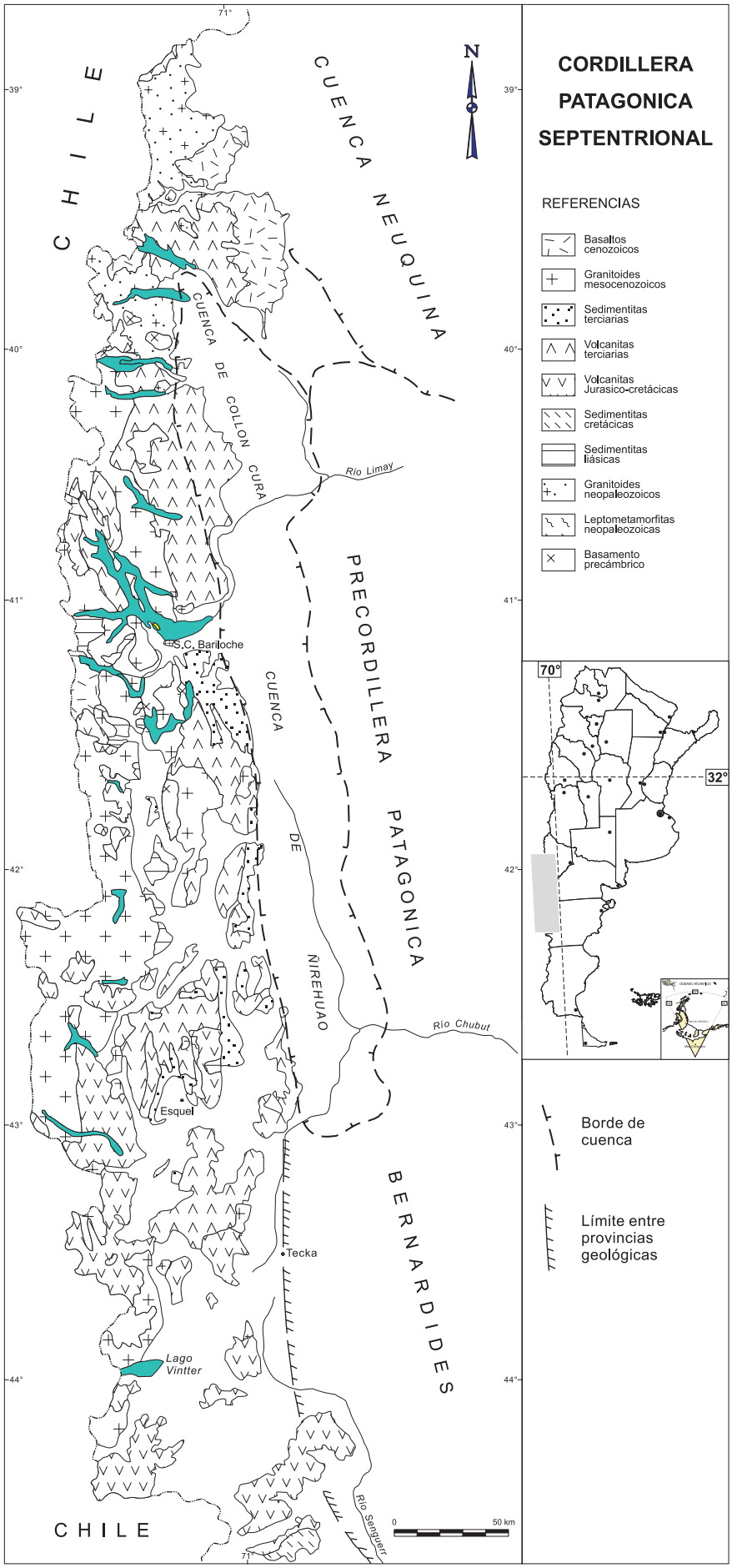


Figura 32. Rasgos geológicos principales de la Cordillera Patagónica Septentrional.

Las rocas volcánicas han sido tradicionalmente divididas en una serie andesítica andina, intercalada con depósitos marinos, de una extrandina interpuesta con depósitos continentales (Feruglio, 1949-1950; Ramos, 1982a). Los estudios petrológicos y geoquímicos realizados muestran que la serie andina es tipicamente calcoalcalina, con términos basálticos, andesíticos y dacíticos de edad eocena a oligocena (Dalla Salda et al., 1981; Rapela et al., 1988). La extrandina sería dominantemente bimodal, con términos riolíticos y basálticos y más antigua, pudiendo alcanzar el Paleoceno. Estas rocas desaparecen al sur de la latitud de Corcovado (43º30'S).

El eje de la cordillera está intruido por el Batolito Patagónico, que a la latitud de Bariloche presenta dos pulsos, uno cretácico de mayor extensión, de otro constituido por pequeños stocks de edad miocena (González Díaz, 1982).

Al pie de este segmento se desarrollan las cuencas de Collón Cura y Ñirehuao (González Díaz y Nullo, 1980), que son rellenadas con depósitos clásticos de edad oligocena a miocena media. Estos depósitos se interdigitan con sedimentitas marinas que marcan la única transgresión marina pacífica acaecida durante el Cenozoico en territorio argentino (Ramos, 1982a). Estas sedimentitas marinas quedan como remanentes por encima del Batolito Patagónico al sur del lago Puelo.

Espaciados estratovolcanes de edad cenozoica superior se desarrollan en discordancia sobre las rocas anteriores, como los volcanes Lanín, Puyehue y Tronador, entre otros.

La estructura de este segmento se caracteriza por una fuerte inversión tectónica de las cuencas extensionales paleógenas durante el Mioceno. El desarrollo oblicuo de las estructuras más antiguas originan importantes fenómenos de transcurrencia como los que se observan en las márgenes del lago Nahuel Huapi (Coira et al., 1975).

B) SEGMENTO SUR

Este se caracteriza en primer lugar por la ausencia de volcanismo calcoalcalino de edad paleógena, el que es reemplazado por la serie volcánica del Cretácico inferior (Ramos, 1979; Haller y Lapido, 1980).

El basamento de las secuencias mesozoicas no está expuesto al sur de Esquel, en la vertiente oriental de este tramo de la Cordillera Patagónica. El substrato está caracterizado por rocas volcánicas neojurásicas, que se interdigitan hacia el norte con rocas sedimentarias marinas de edad tithoneocomiana. Estas secuencias son cubiertas por volcanitas de edad cretácica inferior. En estos depósitos se puede distinguir un arco interno, dominantemente andesítico de uno externo de naturaleza más ácida, donde predominan las dacitas y riolitas. Entre ambos arcos volcánicos se desarrolla la cuenca de intraarco del Katterfeld (Ramos y Palma, 1983).

En la región axial de todo este segmento se emplaza el Batolito Patagónico, que en forma continua se extiende hacia el sur. Sin embargo, dado lo sinuoso del límite político con Chile, en territorio argentino sus afloramientos son discontínuos. El climax de emplazamiento de este batolito se registra a los 98 Ma (Ramos et al., 1982).

Los depósitos terciarios están escasamente desarrollados en este segmento. Están compuestos por secuencias clásticas continentales con conspicuos depósitos piroclásticos intercalados. El arco volcánico paleógeno no se desarrolla a estas latitudes, silencio volcánico que ha sido explicado por la colisión de una dorsal oceánica (Ramos y Kay, 1992). El arco volcánico neógeno se desarrolla en territorio chileno a estas latitudes.

La estructura de este segmento está caracterizada por una serie de grábenes oblicuos a la cadena andina, desarrollados durante el Jurásico y el Cretácico inferior, los que han sido sólo parcialmente invertidos durante la orogenia ándica. No presenta los corrimientos que se observan en el segmento norte.

LOS PATAGÓNIDES

Corresponde a Keidel (1921a) proponer la existencia de una cadena montañosa elevada durante el Mesozoico en la región preandina de Neuquén y Río Negro. Más tarde tanto Windhausen (1931, p. 519) como Groeber (1938) lo extienden para otros sectores de la Patagonia. Si bien se acepta el criterio geológico original propuesto por Keidel (1921a), se seguirán principalmente los límites reconocidos por Frenguelli (1946), dado que coinciden con el actual conocimiento de la estructura regional.

Se agrupan en esta provincia geológica los depósitos mesozoicos marinos y continentales jurásicos y eocretácicos, con sus plutonitas y volcanitas asociadas, que desde Piedra del Águila al sur del río Limay se extienden por las sierras de Lipetrén, Taquetrén, Tecka, Tepuel, Languiñeo y Agnia para terminar en el sistema de San Bernardo al norte del codo del río Senguerr.

Así definida, esta unidad geológica se caracteriza como una unidad morfoestructural desarrollada al este de la cuenca de Ñirihuao en el norte y hacia el sur por la llanura pedemontana que la separa del frente montañoso de la Cordillera Patagónica Septentrional. Se reconocen dos subunidades en la misma, la Precordillera Patagónica y los Bernárdides (figura 33).

A) LA PRECORDILLERA PATAGÓNICA

Esta denominación agrupa a las estribaciones preandinas de las provincias de Río Negro y Chubut, cuya estratigrafía ha sido caracterizada por Franchi y Page (1980). Sus rocas más antiguas corresponden al basamento metamórfico de la región de Gastre, intruido por rocas plutónicas eopaleozoicas (Dalla Salda et al., 1994). Sobre este substrato se desarrolla la cuenca marina neopaleozoica de Tepuel (Suero, 1948), la que fuera agrupada como una gran cuenca geosinclinal por este autor (Suero, 1962) y definida como una cuenca compuesta paleozoica-jurásica por Ugarte (1966). En esta cuenca se reconocen depósitos glaciarios, marinos y continentales de varios miles de metros de espesor, desarrollados en un ambiente extensional de trasarco.

A las secuencias anteriores se le sobreimpone una cuenca de intraarco liásica (Ramos, 1983), donde se encuentran depósitos continentales y marinos, representados por una transgresión pacífica e interdigitados en el sector oriental con un arco volcánico andesítico. Éste se interpreta como un arco intermitente externo, estando el eje volcánico principal a lo largo del actual Batolito Patagónico, donde se han reconocido remanentes plutónicos liásicos (Lizuaín, 1981).

En la región comprendida entre Pilcaniyeu y Gastre, Rapela et al. (1991a) definieron el Batolito Central Patagónico, para agrupar un plutonismo de edad triásica superior a jurásica inferior a media, que habría controlado su emplazamiento por importantes fallas transcurrentes de rumbo oeste-noroeste.

A este eje extensional jurásico inferior de intraarco de rumbo nor-noroeste se le sobreimpone un nuevo régimen extensional de rumbo noroeste. Este sistema controla el

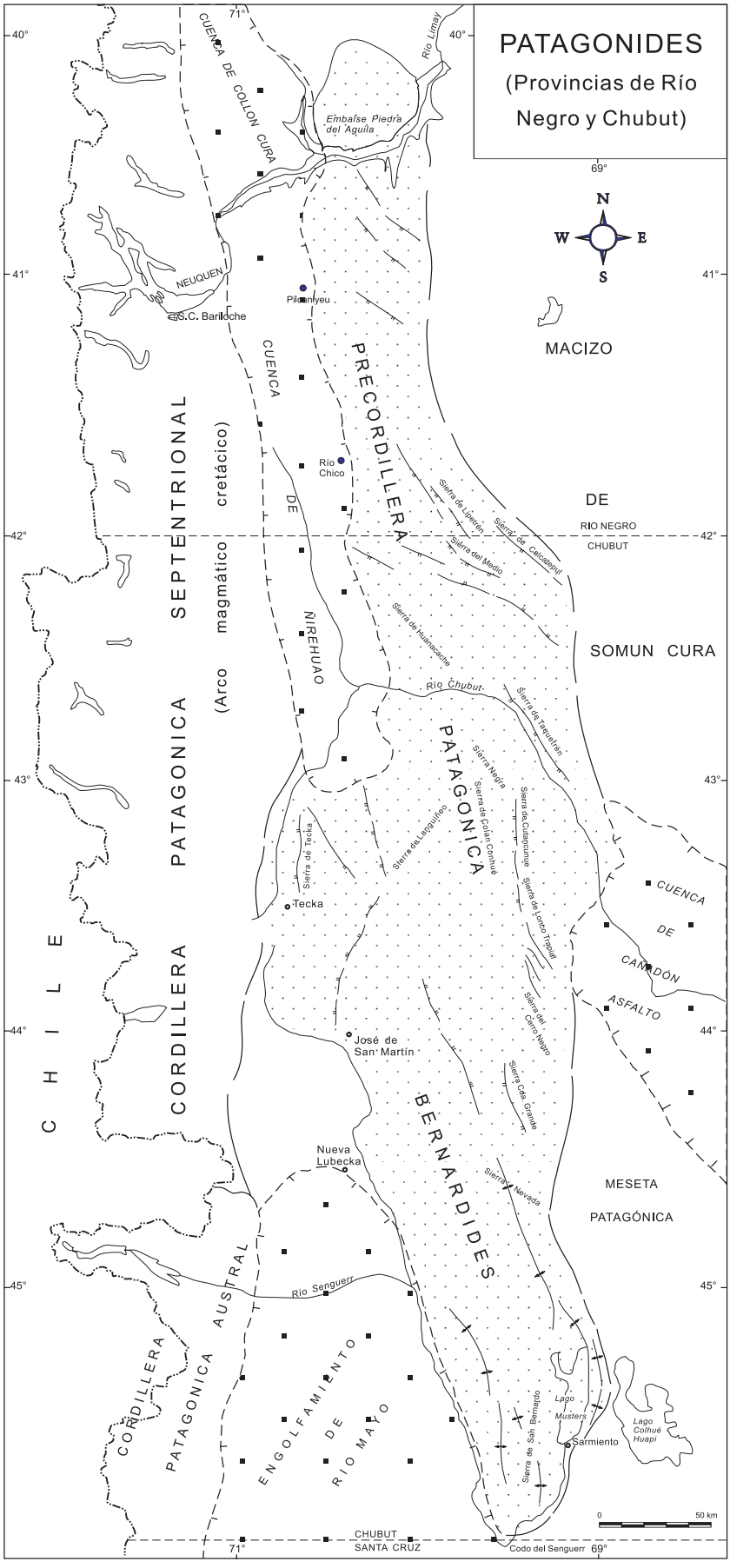


Figura 33. Rasgos geológicos principales de los Patagónides, con sus dos subunidades geológicas: la Precordillera Patagónica y los Bernárdides.

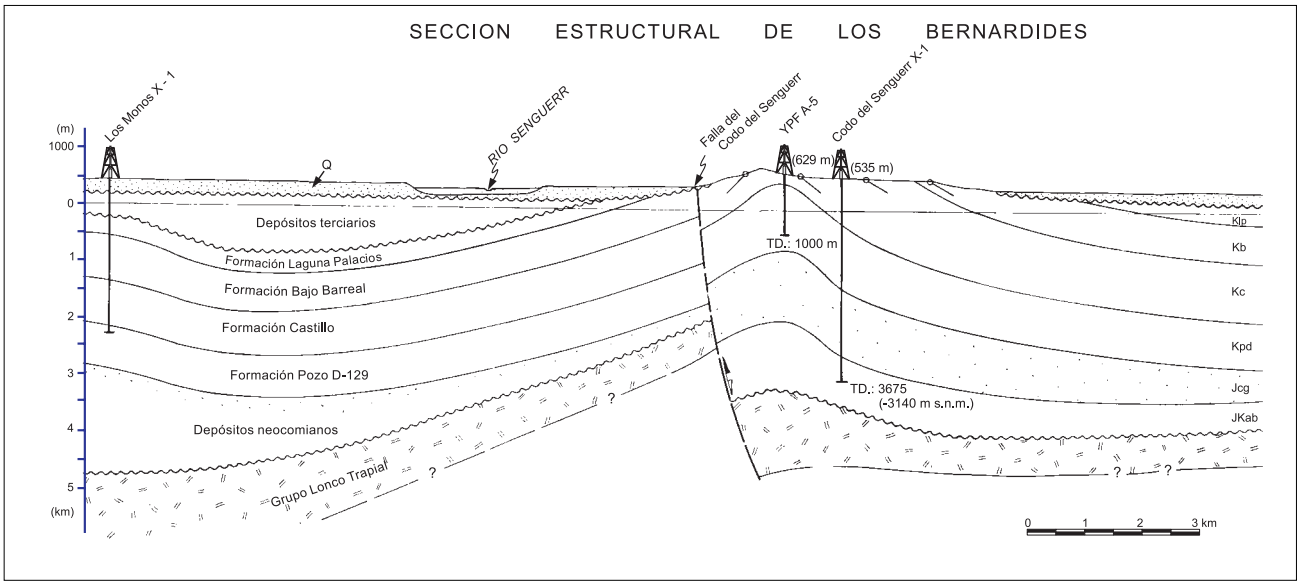


Figura 34. Sección estructural del anticlinal del Codo del Río Senguerr, producida por inversión tectónica de los hemigrábenes mesozoicos.

desarrollo de la cuenca de rift de Cañadón Asfalto de edad jurásica media a superior, oblicuo al sistema anterior (Figari y Courtade, 1993). Durante la etapa de hundimiento térmico se desarrolla en todo este sector de los Patagónides una cubierta sedimentaria correspondiente a la cuenca del Grupo Chubut. Si bien algunos autores la asignan al Cretácico superior, las escasas dataciones disponibles así como los restos de microflora parecerían restringirlo a la parte superior del Cretácico inferior (Ramos y Drake, 1987).

Sobre los depósitos continentales cretácicos se apoyan las sedimentitas marinas maestrichtianas-danianas, que cubren los sectores orientales de esta unidad.

La región está parcialmente cubierta por basaltos tholeíticos cretácicos y paleógenos principalmente. El volcanismo calcoalcalino que caracteriza el sector norte da lugar a basaltos alcalinos eocenos al sur de los 43º que se formaron como respuesta a la colisión de una dorsal oceánica al sur de esta latitud (Ramos y Kay, 1992). Afloramientos de tobas de caída de edad paleógena y escasos depósitos de edad cenozoica superior completan la estratigrafía de la región.

La estructura de los Patagónides está caracterizada por una importante inversión tectónica, sobreimpuesta a los sistemas de hemigrábenes mesozoicos, que da lugar a estructuras compresivas, en parte controladas por una importante transcurrencia dada la orientación oblicua de las fallas directas más antiguas.

B) LOS BERNÁRDIDES

Con esta denominación Ferello en la década del 70 proponía reunir a una serie de unidades serranas que se ubican en el sector sur de los Patagónides y que tienen expresión orográfica al norte del codo del río Senguerr. Esta unidad está separada por la depresión del valle del río Genoa y del tramo norte sur del río Senguerr de la Cordillera Patagónica. Su límite oriental coincide con la depresión del lago Colhue Huapi y las nacientes del río Chico. Su límite norte es transicional con la Precordillera Patagónica.

Los Bernárdides se caracterizan por el desarrollo de grandes estructuras anticlinales como las del Codo del Río Senguerr (figura 34) y Sierra de Castillo, separadas por fallas de rumbo nor-noroeste y formadas por inversión tectónica de hemigrábenes de diferente polaridad del Mesozoico inferior (Homovc et al., 1993). La vergencia de las estructuras varía tanto al este como al oeste y está controlada por la inclinación de las fallas normales.

El relleno inicial de estos hemigrábenes se encuentra aflorando al norte, en el ámbito de la Precordillera Patagónica y está constituido por depósitos liásicos, volcanitas de edad eo a mesojurásica y sedimentitas lacustres infracretácicas. Las rocas más antiguas expuestas en los Bernárdides son por lo general las secuencias continentales del Cretácico inferior, de la base del Grupo Chubut. Sus mejores exposiciones se hallan en la sierra de San Bernardo, donde se ubica las localidades tipo de sus principales unidades (Sciutto, 1981; Barcat et al., 1984).

En esta región son frecuentes los derrames basálticos desde el Cretácico al Paleógeno, ya descriptos por Ferello (1969) y los intrusivos básicos alcalinos en forma de grandes cuellos volcánicos y domos de edad paleógena.

En las nacientes del río Chico se preservan los depósitos de la transgresión maestrichtiana-daniana. Los depósitos terciarios están poco desarrollados, encontrándose escasos remanentes marinos de la transgresión patagoniana, dado que esta provincia geológica fue un área mayoritariamente positiva durante ese lapso.

La estructuración compresiva de esta región se produjo en el Cretácico superior y fue reactivada durante el Terciario (Barcat et al., 1984).

EL MACIZO DE SOMÚN CURA

Esta provincia geológica reconocida ya desde los estudios de Windhausen (1931), como un antiguo macizo patagónico, fue denominada nesocratón nordpatagónico por Harrington (1962). Las primeras dataciones radimétricas de esta región pusieron en duda la presencia de Precámbrico, tanto en las metamorfitas como en algunas plutonitas, descartándose el uso de macizo por sus connotaciones de núcleo rígido antiguo, pasándosela a denominar comarca norpatagónica (Stipanicic y Methol, 1980). En este trabajo se vuelve a los lineamientos iniciales del primer simposio de geología regional (Stipanicic y Methol, 1972) denominándosela Macizo de Somún Cura (figura 35), dada la naturaleza precámbrica de su basamento.

Su límite occidental coincide con los Patagónides, en especial la Precordillera Patagónica. Se ha establecido en el frente de deformación ándico que separa las regiones, una al oeste con notable deformación cenozoica, de una oriental correspondiente al macizo donde la estructuración ándica es nula o débil. Hacia el sudoeste el macizo está limitado por la cuenca de Cañadón Asfalto, y es traslapado por los depósitos del Grupo Chubut de edad eocretácica superior (figura 35).

mente como proterozoicos por Linares et al. (1990). Nuevas dataciones de este basamento por U/Pb en circones en la porción sudoeste del macizo han arrojado una edad proterozoica media.

En el sector oriental se apoyan en discordancia angular depósitos marinos de un ambiente de plataforma clástica de edad silúrica a devónica inferior. Todo este conjunto está profusamente atravesado por plutonitas de edad ordovícica,

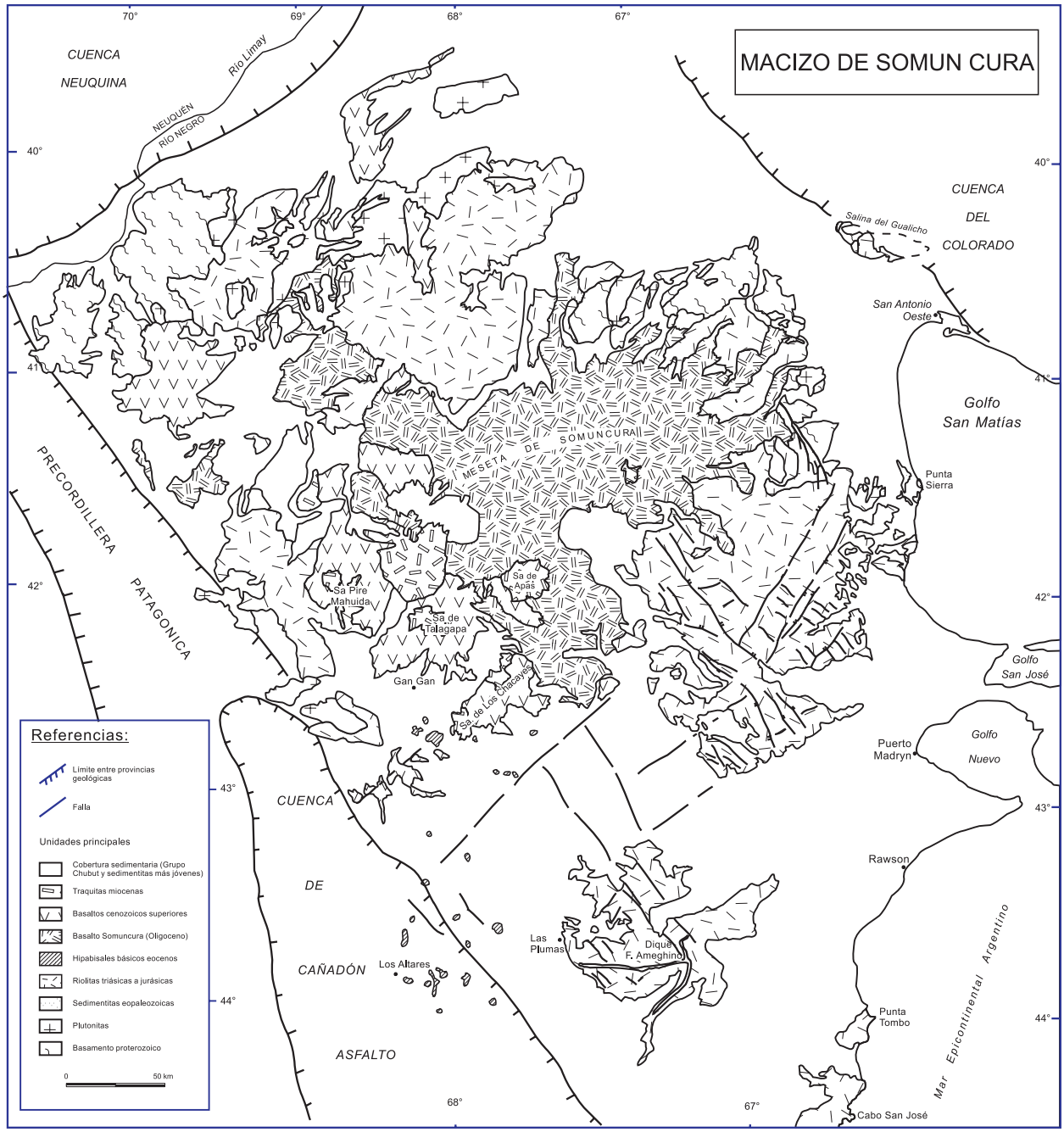


Figura 35. Rasgos geológicos principales del Macizo de Somún Cura, provincias de Río Negro y Chubut (modificado de Ramos y Cortés, 1984).

El basamento metamórfico se caracteriza por gneises y micacitas en facies de anfibolita, a las que se asocian granitoides sintectónicos. Estas rocas están asociadas a metamorfitas de bajo grado, las Ectinitas El Jagüelito, las que han sido consideradas por algunos autores como eopaleozoicas. Sin embargo ambos grupos de metamorfitas han sido datados recientecarbonífera y pérmica, no existiendo suficientes dataciones como para evaluar fehacientemente la participación areal de cada uno de los eventos intrusivos. Este basamento está cubierto por los depósitos piroclásticos y lávicos de composición ácida que permiten definir un extenso plateau riolítico de edad triásica media a superior en el sector noroeste, que se

hace más joven en la costa atlántica (Alric et al., 1996). A este evento está en parte asociado un importante plutonismo eojurásico de ambiente extensional (Rapela et al., 1991a). En el sector noroccidental del macizo se desarrollan depósitos triásicos con la clásica flora de Los Menucos por encima o interdigitados con las secuencias volcánicas (Stipanicic et al., 1968).

Las secuencias piroclásticas están cubiertas por depósitos continentales de edad eo a neocretácica, sobre las que invaden en el sector oriental y sudoccidental las transgresiones maestrichtiana daniana, la eocena y las correspondientes al neógeno.

Uno de los rasgos más importantes del macizo es la existencia de volcanismo basáltico asociado a la formación de su actual relieve positivo. Se inicia con escasos cuellos volcánicos y domos de basaltos alcalinos en el Eoceno, para continuar con importantes derrames basálticos alcalinos, de edad oligocena (aproximadamente 27 Ma, Ardolino, 1981), los que han cubierto gran parte del macizo. Estos basaltos alcalinos se asocian a un punto caliente efímero (Kay et al., 1993) que en unos pocos millones de años derramó grandes volúmenes de basaltos. La actividad posterior se desarrolla en las cercanías de Telsen (Corbella, 1984) y de las sierras de Apas, Los Chacays y Pire Mahuida (Salani y Page, 1990) con importantes episodios ácidos alcalinos, en forma de domos, diques anulares y derrames lávicos menores. El volcanismo basáltico mioceno se restringe al sector occidental, mientras que los derrames más modernos se ubican perifericamente al macizo.

Los depósitos terciarios se interdigitan con el volcanismo basáltico, pero no alcanzan gran desarrollo en esta región que se comportó como un macizo relativamente positivo y estable.

La estructura está caracterizada por grandes bloques, en su mitad oriental controlados por el régimen extensional que marcó la apertura del océano Atlántico sur y el desarrollo hacia el norte de la cuenca aulacogénica del Colorado. Los bloques de basamento formaron sistemas de hemigrábenes basculados, muchos de ellos desarrollados oblicuamente al margen, controlados por las estructuras más antiguas (Ciciarelli, 1989). Durante el ciclo ándico se registró una leve inversión tectónica en el sector occidental y se reactivaron debilmente algunos antiguos lineamientos de rumbo noroeste en los sectores central y oriental.

LA CORDILLERA PATAGÓNICA AUSTRAL

Se considera tradicionalmente a la Cordillera Patagónica Austral asociada a los depósitos de la transgresión marina cretácica correspondiente a la cuenca de Magallanes o Austral. Así fue definida por Leanza (1972b), quien siguiendo a Groeber (1938), estableció su límite norte a la latitud de lago Fontana. En forma similar a la Cordillera Patagónica Septentrional, está caracterizada por el desarrollo axial del Batolito Patagónico, aunque sus afloramientos están principalmente en la vertiente chilena de la cordillera.

Se la puede dividir en dos segmentos de diferente comportamiento e historia geológica, el segmento norte y el sur divididos a la latitud de 46º30' S, límite propuesto por Gansser (1973) para separar los Andes Centrales de los Australes (figura 36). Este límite coincide con el punto triple de Aysén, que en el sector oceánico divide la placa de Nazca de la Antártica.

A) SEGMENTO NORTE

Este segmento, incorporado por algunos autores a la Cordillera Patagónica Central, junto con parte del segmento sur de los Andes Patagónicos Septentrionales (Haller y Lapido, 1980), tiene características propias. Ya Suárez (1976) había propuesto este límite como una de las divisiones mayores de la Cordillera Patagónica, que no sólo coincide con el punto triple de Aysén, sino que al norte y sur de los 46º30'S, la cordillera tiene una estructura diferente, distinta constitución geológica y topografía contrastante (Ramos, 1989).

Las características principales de este segmento son su bajo relieve relativo, en comparación al segmento sur; la existencia de un arco volcánico activo y la falta de depósitos paleozoicos en la vertiente argentina de la cordillera.

Su basamento no aflora, con excepción de unos enclaves metamórficos en el arroyo Flores, afluente sur del lago Fontana, dado que los depósitos más antiguos están representados por las andesitas y dacitas de edad jurásica superior. A la latitud del lago Fontana se registra una importante progradación deltaica desde el este hacia el oeste que corresponde a depósitos de prodelta y frente deltaico, caracterizado por las secuencias marinas tithoneocomianas. Estas secuencias constituirían hacia el este el engolfamiento de Río Mayo (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981), que a estas latitudes estaría compuesto por una serie de hemigrábenes de orientación transversal a la cordillera, como los de Río Mayo y Guenguel. Estos depósitos marinos y continentales están cubiertos por volcanitas y depósitos piroclásticos de edad cretácica temprana tardía que alcanzan su máximo desarrollo hacia el norte, en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional. A la latitud del lago Fontana se pueden aún distinguir los arcos volcánicos interno y externo, que se interdigitan en la cuenca de intraarco del Katterfeld. Hacia el norte esta cuenca se acuña hasta desaparecer a la latitud de Trevelín (Haller y Lapido, 1980). Hacia el sur se une con el engolfamiento de Río Mayo, ante la desaparición del arco volcánico externo y su reemplazo por basaltos de edad cretácica. Así se forma la cuenca de retroarco que se extiende por la vertiente oriental de la cordillera tanto en territorio chileno como argentino (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981). Una serie de cuerpos intrusivos de edad cretácica inferior, de composición granodiorítica y granítica, con escasos gabros tholeíticos, atraviesan los depósitos anteriores. Durante el Terciario la región fue relativamente estable, encontrándose depósitos miocenos rellenando los valles principales y ahogando el relieve preexistente. Estos depósitos tienen frecuentes niveles de tobas de caída pliniana originados en los volcanes del Cenozoico superior, ubicados más al oeste y de los cuales el volcán Hudson es el más austral.

La estructura de este sector está caracterizada por bloques de orientación oblicua al tren principal cordillerano, los que sometidos a una leve compresión han sido parcialmente invertidos (Ploszkiewicz y Ramos, 1977). Las fallas mantienen en la actualidad sus rechazos directos, aunque los indicadores cinemáticos muestran una compresión y un movimiento inverso.

B) SEGMENTO SUR

Se ubica al sur de Lago Buenos Aires y se caracteriza por una topografía más elevada que el anterior, en promedio unos 2 km más alta, con cerros como el San Valentín, San Lorenzo,

Fitz Roy, Murallón, Stokes y las Torres del Paine; todos ellos tienen naturaleza granítica y no corresponden a edificios volcánicos.

magmatismo de arco neopaleozoico desarrollado en el subsuelo de las estribaciones más orientales de la cordillera (Ramos, 1983).

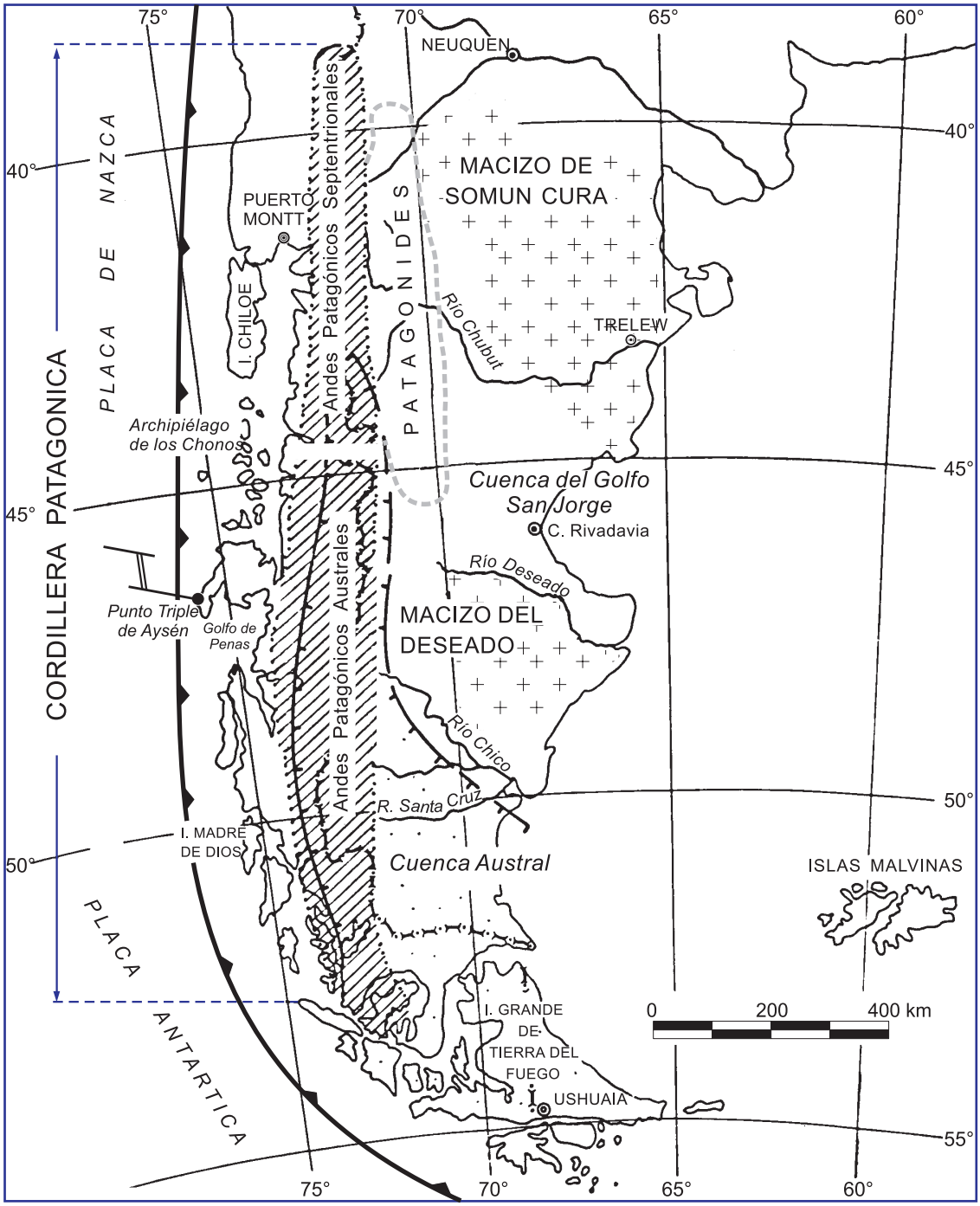


Figura 36. Ubicación y límites principales de la Cordillera Patagónica Austral (basado en Ramos et al., 1982).

El basamento de esta región está caracterizado por potentes secuencias de flysch de edad paleozoica media a superior (figura 37), que constituyen el prisma de acreción del margen pacífico a estas latitudes. En estos depósitos se distinguen facies sedimentarias sin metamorfismo y facies leptometamórficas. Por lo general se interpreta esta diferencia como controlada por los niveles estructurales de exposición, dado que hay pasajes graduales entre una y otra facies. Stocks tonalíticos de edad carbonífera superior se conocen en el lago Mogote y el río San Lorenzo, los que representarían un

Potentes secuencias volcánicas de edad jurásica tardía, dominantemente ácidas, de composición dacítica a riolítica, con escasos cuerpos andesíticos se apoyan sobre secuencias psefíticas de sinrift. Los depocentros de estos conglomerados son oblicuos al tren andino principal, lo que explica su naturaleza intermitente a lo largo del rumbo.

Los depósitos marinos, que se inician en el Tithoniano, muestran regresiones a edades diferentes de norte a sur. Así a la latitud de lago Pueyrredón la progradación deltaica se inicia en el Barremiano; en el lago Belgrano en el Aptiano, en

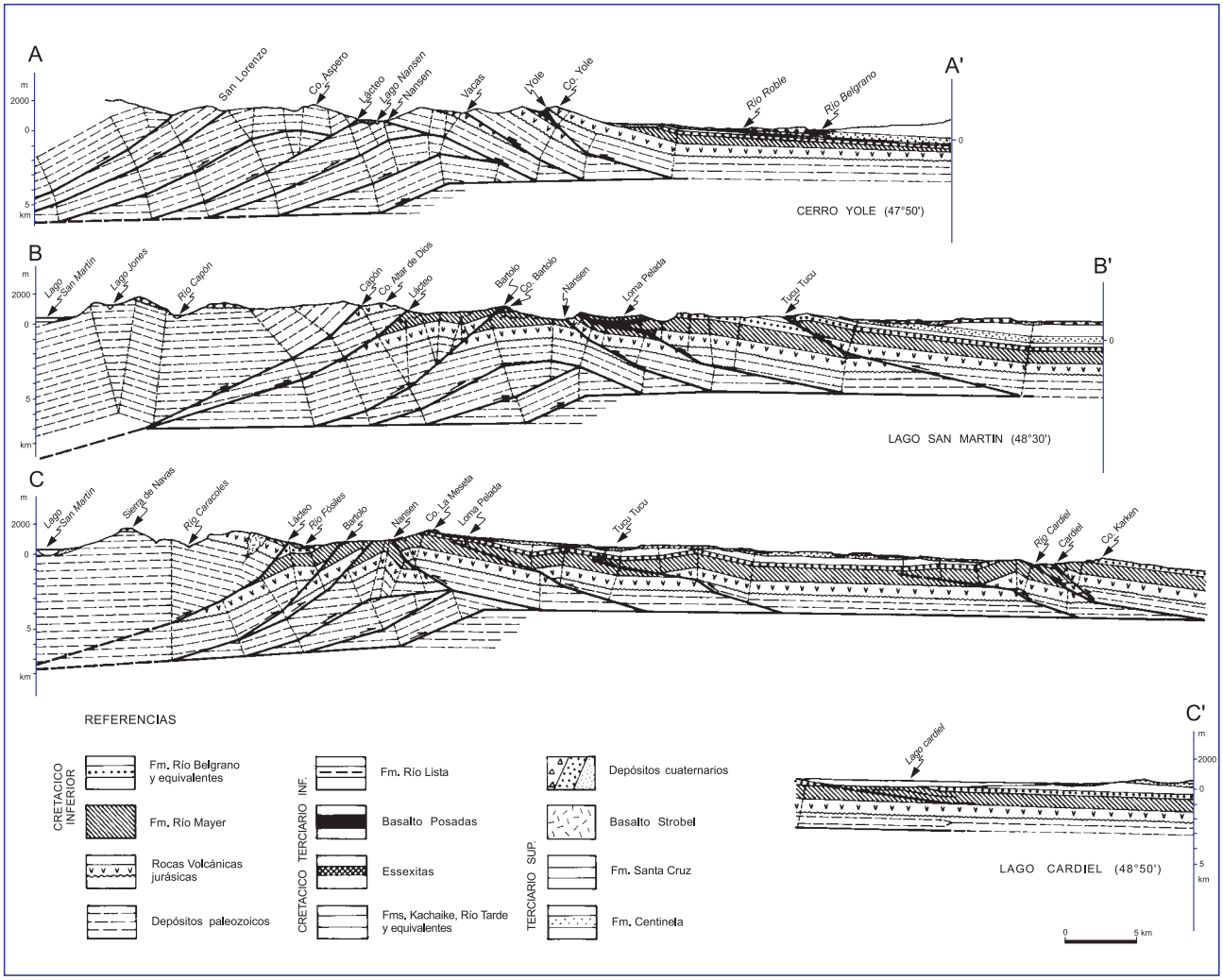


Figura 37. Secciones estructurales representativas de la Cordillera Patagónica Austral (según Ramos, 1989).

el lago San Martín en el Albiano y en el lago Viedma en el Cenomaniano (Riccardi y Rolleri, 1980; Aguirre-Urreta, 1991). Este paulatino retroceso del mar y continentalización de la cuenca se extiende al Maestrichtiano y al Paleoceno en y hacia el sur del lago Argentino, respectivamente.

Los depósitos continentales se interdigitan con productos volcánicos, siendo cada vez más jóvenes hacia el sur. Aproximadamente a los 98 Ma se emplaza el Batolito Patagónico y el área sufre la primer compresión orogénica (Ramos et al., 1982).

Transgresiones marinas atlánticas se registran en el Eoceno y en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ramos, 1982b). Ambas transgresiones están separadas por depósitos parálicos carbonosos y actividad basáltica de retroarco. En el Mioceno inferior se acumulan potentes secuencias de depósitos sinorogénicos que marcan el levantamiento de la Cordillera Patagónica Austral, al que se asocia el emplazamiento de una serie de stocks miocenos como los de San Lorenzo, Fitz Roy, etc. Estos depósitos están cubiertos en discordancia por coladas basálticas alcalinas de edad miocena tardía (Ramos, 1989).

El segmento sur de la Cordillera Patagónica está caracterizado por el desarrollo de una faja plegada y corrida (figura 37) que es responsable de un importante acortamiento y levantamiento a estas latitudes (Ramos, 1979). Esta faja se desarrolla al sur del punto triple de Aysén y está generada por la colisión de la dorsal de Chile (Ramos, 1989).

El arco volcánico después de casi 10 millones de años sin actividad comienza a resurgir en la zona volcánica austral y está representado por escasos y reducidos volcanes tales como el Lautaro, Aguilera, Cook, entre otros (Stern y Kilian, 1996).

EL MACIZO DEL DESEADO

Este ha sido considerado como un macizo antiguo e independiente del Norpatagónico por Feruglio (1946), pero debe la presente denominación a Leanza (1958). Este autor lo describió como una provincia geológica comprendida entre el río Deseado y el río Chico de Santa Cruz, caracterizada por su estabilidad tectónica, que llevó a Harrington (1962) a considerarla como un nesocratón, por su naturaleza subpositiva y por haber sido estabilizada como tal durante el Paleozoico (figura 38).

Su basamento está caracterizado por una secuencia de filitas y esquistos leptometamórficos (Di Persia, 1962) de edad proterozoica superior a eocámbrica datadas en 540 ± 20 Ma (Pezzuchi, 1978). Granitoides y rocas subvolcánicas de edad silúrica intruyen a estas rocas metamórficas (Palma, 1989).

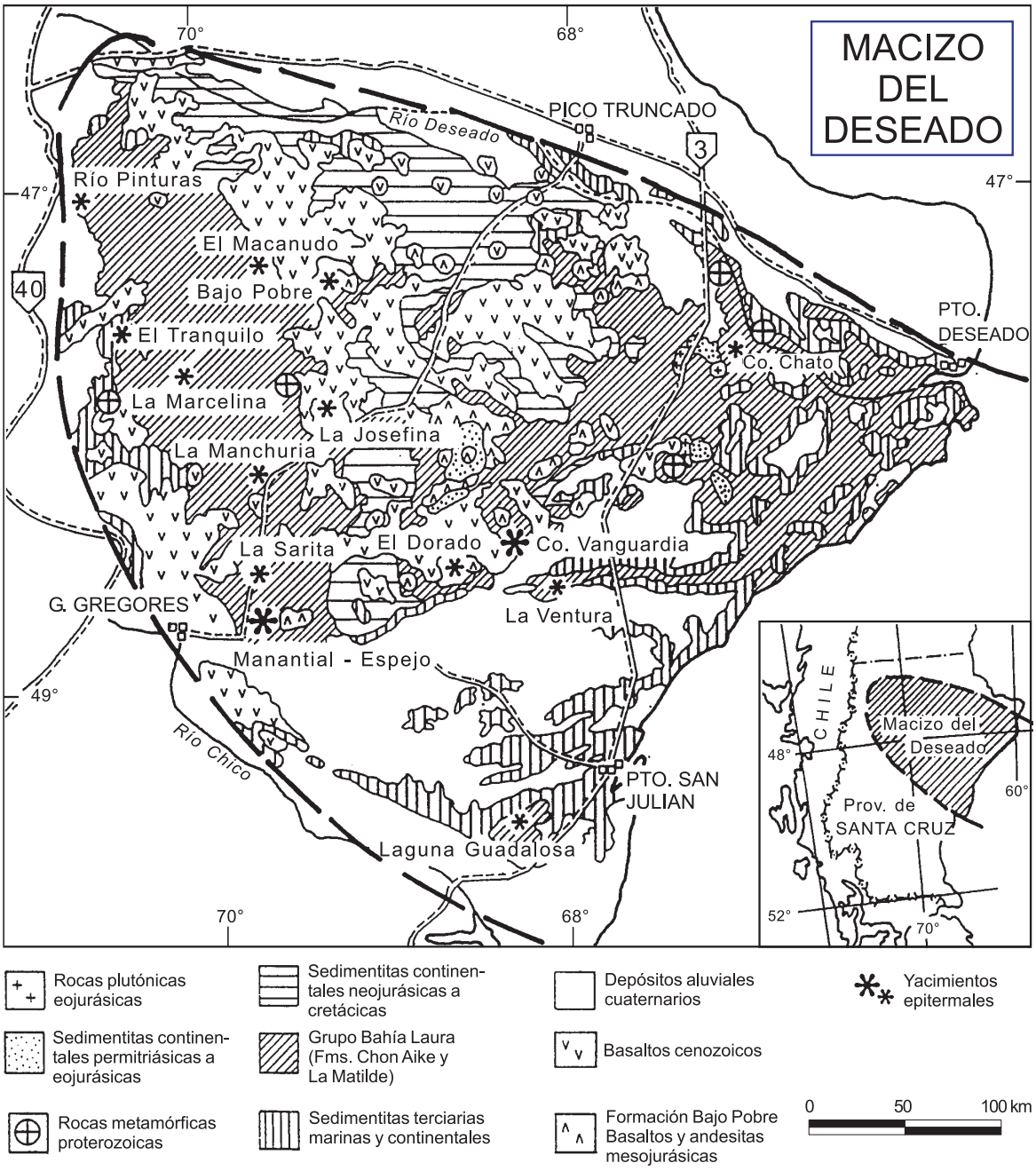


Figura 38. Rasgos geológicos principales del Macizo del Deseado (basado en Schalamuk et al., 1995).

Sobre este basamento se depositan las secuencias continentales de rift de las cuencas de La Golondrina y El Tranquilo, de edad pérmica y triásica, respectivamente (Stipanicic y Reig, 1956; Archangelsky, 1959; Arrondo, 1972). Estos depósitos son atravesados por plutonitas ácidas correspondientes al Batolito Patagónico Central, de edad triásica superior a eojurásica (Stipanicic et al., 1972; Rapela et al., 1991a).

Estos fenómenos extensionales localizados son seguidos por una extensión generalizada vinculada a la apertura del océano Atlántico, que lleva a la depositación una secuencia clástica continental, interdigitada con el volcanismo riolítico de la Formación Chon Aike. Estas riolitas y flujos piroclásticos que constituyen un extenso plateau riolítico se relacionan arealmente con escasas volcanitas básicas alcalinas. La edad de estas riolitas oscila entre 168 y 170 Ma en el sector oriental (Pankhurst et al., 1993).

Estas secuencias epiclásticas y volcánicas están cubiertas parcialmente por nuevas secuencias clásticas y piroclásticas de edad cretácica inferior que marcan una nueva reactivación extensional en el sector nordeste del macizo (Palma, 1989).

Las transgresiones paleocenas, eocenas y oligocenomiocenas, procedentes del Atlántico, se interdigitan con secuencias epiclásticas y piroclásticas en los márgenes del macizo.

La región se caracteriza por secuencias subhorizontales, desde el Cretácico superior alto, hasta el Cenozoico superior. Una deformación penetrativa intensa se observa en el basamento (Panza et al., 1994) y basculaciones asociadas a fallas extensionales en los depósitos neopaleozoicos y triásicos. Una intensa fracturación extensional domina los bloques de rocas jurásicas y cretácicas, cuya cubierta en algunos lugares se halla invertida tectónicamente en algu-

nas estructuras anticlinales (de Giusto et al., 1980). El Macizo del Deseado ha sido un área estable durante la mayor parte del Fanerozoico.

Su basamento jurásico está asociado a sistemas epitermales de baja sulfidización responsables de los yacimientos auríferos del Cerro Vanguardia y otras manifestaciones similares (Genini, 1989; Schalamuk et al., 1995).

LA MESETA PATAGÓNICA

Esta denominación ha sido utilizada por Nágera (1939) para caracterizar la región extrandina patagónica. En el presente trabajo se la define como la provincia geológica que se extiende al este de los Patagónides y que no está comprendida en los macizos de Somún Cura y del Deseado. Así definida arealmente abarca las mesetas de la región central del Chubut y de Santa Cruz, continuando en la región extrandina de Tierra del Fuego.

Cuando se analiza su composición geológica se pueden distinguir dos sectores diferentes (figura 39).

A) LA MESETA PATAGÓNICA NORTE

Ésta queda marginada entre los macizos de Somún Cura y del Deseado y al este de los Patagónides. Su sector sur se desarrolla sobre la cuenca del Golfo de San Jorge, cuyos depósitos traslapan el basamento de ambos macizos.

Las rocas más antiguas aflorantes en este sector corresponden a depósitos paleocenos, tanto marinos como continentales. Estos últimos son portadores de una abundante fauna de mamíferos paleógenos. Estas unidades están cubiertas por depósitos piroclásticos eoceno-oligocenos, que en el sector más oriental están subyaciendo a los depósitos marinos de la transgresión patagoniana. Depósitos continentales, de origen fluvial, con las clásicas faunas de mamíferos, caracterizan a la Formación Santa Cruz del Mioceno medio.

Estas mesetas se desarrollan sobre la cuenca del golfo de San Jorge, que en el subsuelo está caracterizada por una serie de depósitos de sinrift de edad liásica a jurásica media, que son cubiertos por secuencias neojurásicas y cretácicas tempranas asignadas al Grupo Chubut. La estructuración extensional de la cuenca es dominantemente este-oeste en la región de las mesetas y se extiende costa afuera con igual constitución y diseño estructural (Lesta, 1968).

El rasgo más característico de esta región lo constituyen las mesetas basálticas con coladas y cuellos volcánicos (Ferello, 1969). Las rocas más antiguas aflorantes en estas mesetas corresponden a rocas hipabisales de la Formación Canquel, que caracterizan a los cuerpos subvolcánicos de edad eocena, como los cuellos de los cerros El Sombrero, Mendivé, etc. (Lema y Cortés, 1987). Los derrames principales corresponden a basaltos de plateau de composición alcalina y de edad oligocena a miocena (Baker et al., 1981; Ramos et al., 1982).

El sector oriental está caracterizado por planicies sobreelevadas, como las pampas de Castillo y Salamanca, que se caracterizan por su cubierta de rodados patagónicos. Estos se corresponden a depósitos fluvioglaciarios desarrollados durante los estadíos de deshielo, que formaron amplias planicies fluviales de grava, actualmente disectadas por un descenso del nivel de base.

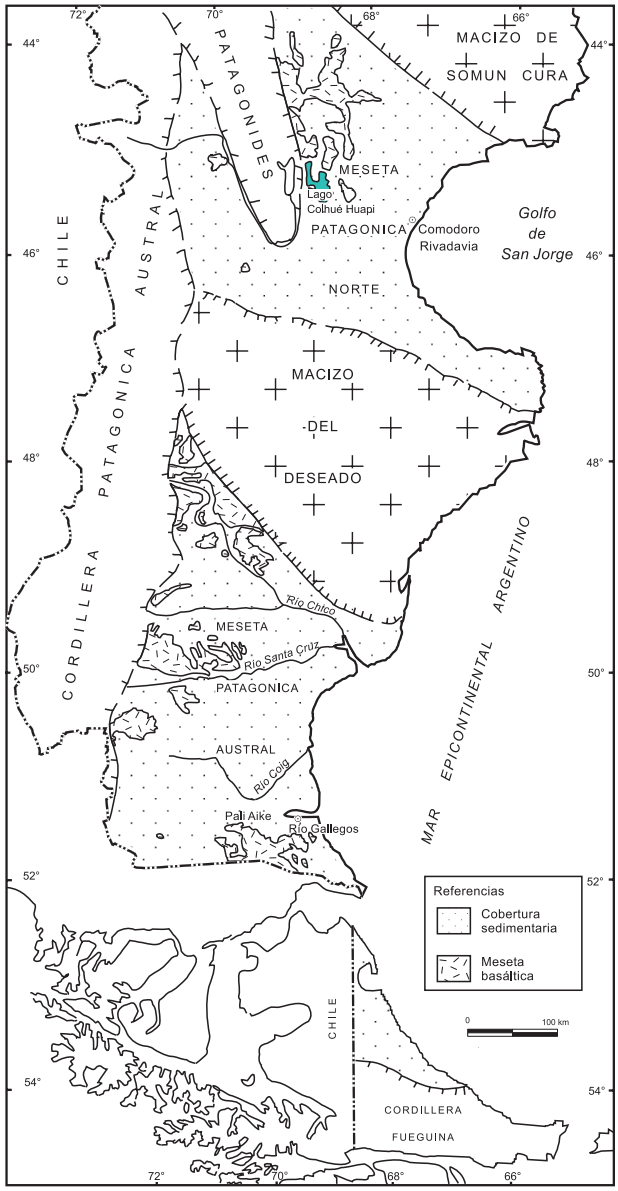


Figura 39. Rasgos geológicos principales de la Meseta Patagónica, provincias de Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego.

B) LA MESETA PATAGÓNICA AUSTRAL

Esta se desarrolla entre el Macizo del Deseado al norte y al este de la Cordillera Patagónica Austral.

El substrato de estas planicies está constituido por los depósitos mesozoicos y cenozoicos de la cuenca de Magallanes o Austral (Biddle et al., 1986). En la región sólo afloran los depósitos marinos y continentales del Cretácico superior y los cenozoicos.

Está formada en su sector norte por extensas coladas basálticas correspondientes a la Meseta Central al norte de Gobernador Gregores, las mesetas del Belgrano y de La Muerte, así como las desarrolladas al sur del lago Cardiel. Estas corresponden a basaltos alcalinos de plateau (Ramos et al., 1982) de edad miocena media a superior. Las rocas de plateau son levemente alcalinas, mientras que las de postplateau son más alcalinas y estarían asociadas a la colisión de distintos segmentos de la dorsal de Chile (Ramos y Kay, 1992).

Hacia el sur, los basaltos forman pequeñas mesetas de menor desarrollo relativo, siendo reemplazadas por grandes altiplanicies de rodados patagónicos, como la de Pampa Alta. Estas planicies de grava de edad plio-pleistocena, son disectadas por amplios valles con depósitos glaciarios y fluvioglaciarios.

En el extremo sur de la Meseta Patagónica Austral se desarrolla el campo volcánico de Pali Aike, caracterizado por un volcanismo basáltico alcalino de edad plio-pleistocena (Skewes y Stern, 1979). Este volcanismo estaría controlado por una reactivación neotectónica de las antiguas fallas extensionales jurásicas de rift (Corbella et al., 1996).

Este ambiente geológico continúa hacia el sur en la región extrandina de la isla Grande de Tierra del Fuego, con características similares, aunque no se encuentran coladas basálticas como en el sector de Santa Cruz (Yrigoyen, 1962).

La estratigrafía de la cuenca Austral en el subsuelo de las mesetas está caracterizada por una secuencia clástica marina, conocida como plataforma Springhill (Robles, 1982). Ésta marca la transgresión marina del Tithoneocomiano que perdura hacia el sur hasta el Cretácico tardío. Durante el Terciario diversas ingresiones atlánticas invaden la cuenca originando una compleja serie de secuencias progradantes que alcanzan desde la Cordillera Patagónica hasta costa afuera en la plataforma continental (Biddle et al., 1986).

LAS ISLAS MALVINAS

Esta unidad, descripta como provincia geológica independiente por Turner (1980), se ubica al este del plateau de Malvinas. Sus depósitos se conocen desde los pioneros trabajos de Darwin (1846) y por los realizados posteriormente por Andersson (1907) y Halle (1913), entre los principales. Posteriormente numerosos investigadores contribuyeron al actual conocimiento (figura 40).

El basamento está constituido por rocas metamórficas de edades entre 1.124 y 1.100 Ma (Cingolani y Varela, 1976). Sobre éste se asientan las secuencias devónicas marinas con una típica fauna de trilobites, llamada malvinokáfrica, aunque ya Harrington (1956 y 1967) destacó sus mayores afinidades con las de América del Sur.

Los estratos neopaleozoicos presentan la típica flora de *Glossopteris* y comprenden a los depósitos glaciarios de la Formación Lafonian (Halle, 1913), con amplias vinculacio-

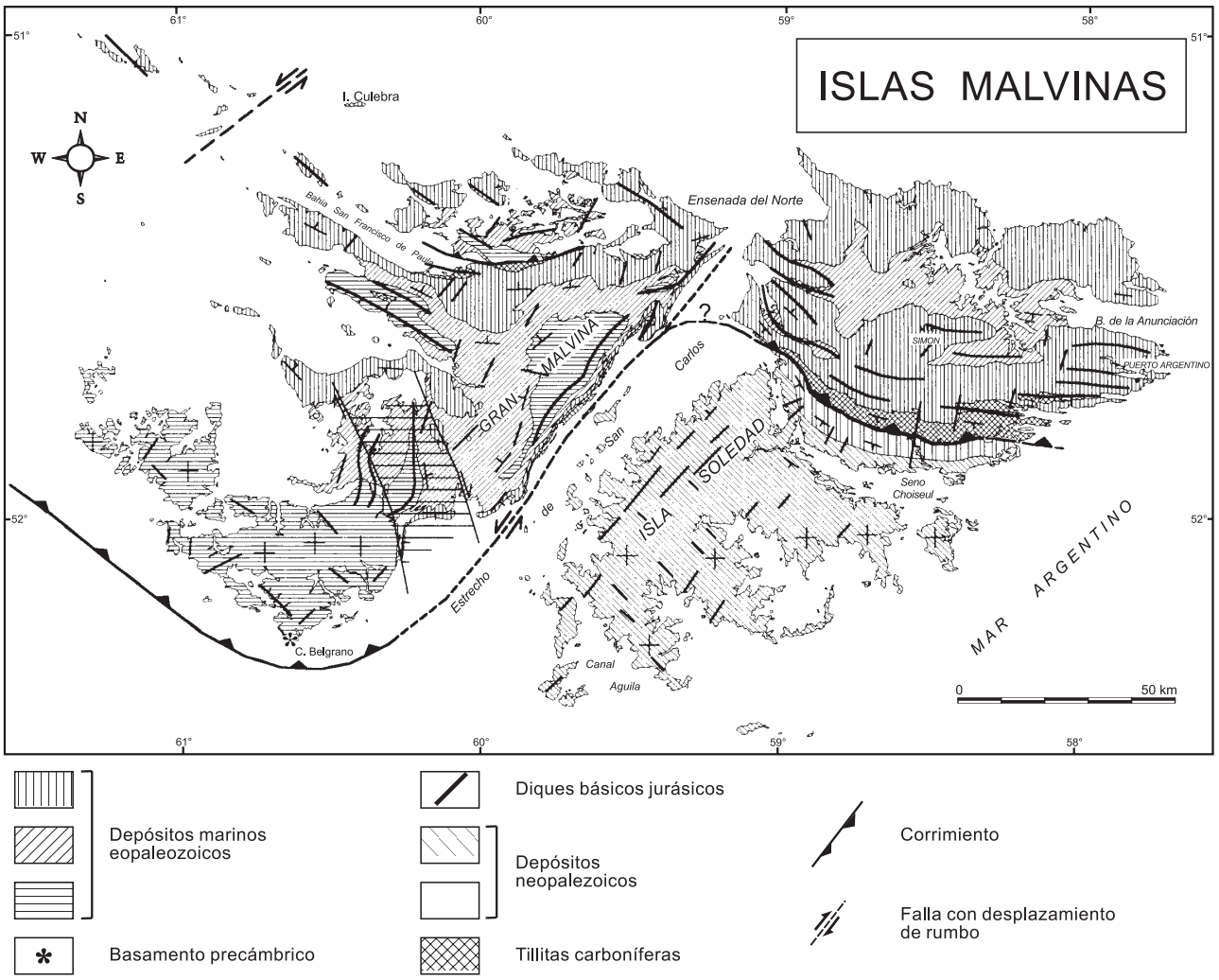


Figura 40. Rasgos geológicos principales de las Islas Malvinas (según Nullo et al., 1996).

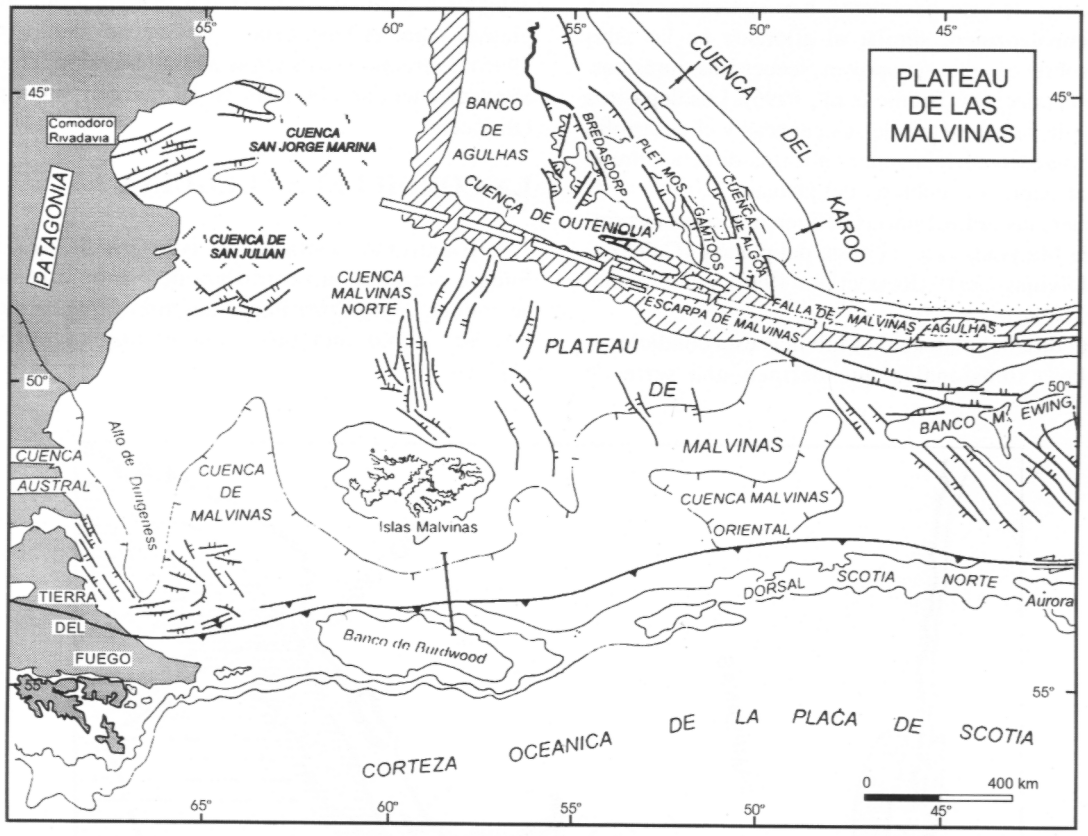


Figura 41. Rasgos geológicos principales del Plateau de Las Malvinas (basado en Biddle et al., 1996; Ramos, 1996a).

nes con sus similares de la Precordillera Patagónica en la parte central del Chubut.

Diques básicos de edad jurásica inferior atraviesan las rocas anteriores (Cingolani y Varela, 1976).

La estructura está caracterizada por una serie de corrimientos de orientación este-oeste y vergencia hacia el sur-sudeste. En el estrecho de San Carlos, entre ambas islas, existe un fallamiento transcurrente sinestral que desplaza los corrimientos y que ha sido interpretado como producto de una rampa lateral (Nullo et al., 1996).

EL PLATEAU DE LAS MALVINAS

El plateau submarino que se prolonga al este de la plataforma de las islas Malvinas, cerca del extremo austral de la plataforma continental de Argentina (figura 41), está constituido por un substrato siálico continental, fuertemente atenuado durante la extensión que condujo a la formación del océano Atlántico sur. Según algunos autores, en sectores sólo quedarían entre 12 y 13 km de corteza continental (Lorenzo y Mutter, 1988).

Muestreos realizados en el banco de Ewing han demostrado que en su substrato hay rocas metamórficas, similares a las del Macizo de Somún Cura, con edades de 535 ± 66 Ma (Rb/Sr en roca total, Beckinsale et al., 1977). Este está intruido por rocas calcoalcalinas con edades de 399, 330 y 287 Ma (Beckinsale et al., 1977), las que han sido interpretadas como la actividad de un arco magmático por Barker et al. (1977) y Ramos (1987).

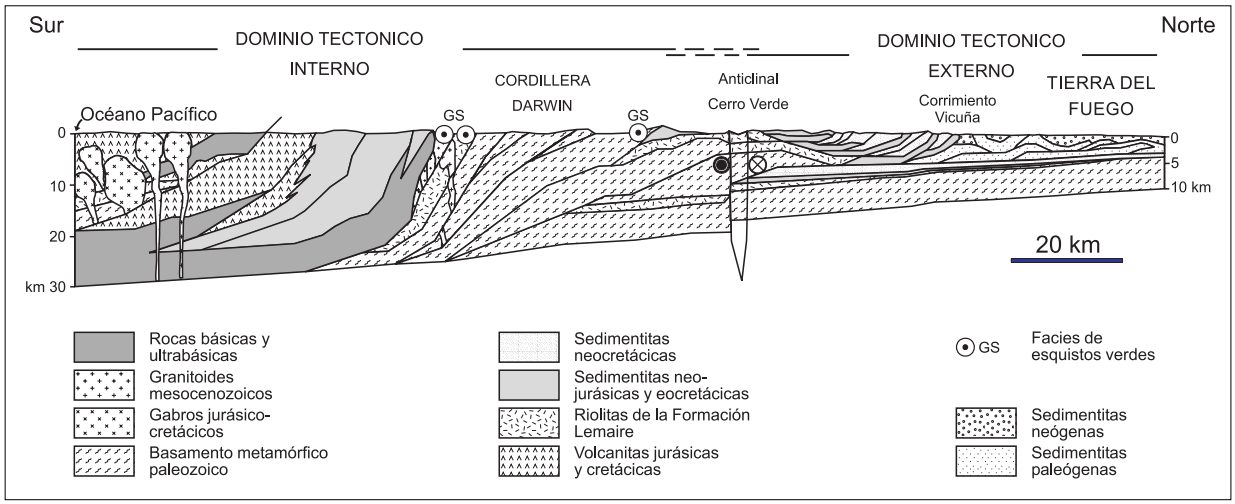


Figura 42. Sección estructural de la Cordillera Fueguina (basada en Kraemer, 1996).

Por encima de este basamento hay evidencias de un substrato neopaleozoico, similar al aflorante en las islas Malvinas, sobre el que se apoyan secuencias jurásicas, cretácicas y cenozoicas (Biddle et al., 1996). Los depósitos iniciales de rift, la geometría de sus cuencas y el desarrollo posterior, se pueden correlacionar en forma directa entre el margen sudafricano y la cubierta del plateau.

Las secuencias sedimentarias definen tres cuencas principales, la de Malvinas (*s.s.*) al oeste del plataeu (Galeazzi, 1996), la Malvinas Norte (Ross et al., 1996) y la Oriental (Kress et al., 1996).

La estructura del plateau de Malvinas está condicionada por fallas extensionales que definen una serie de antepaís a partir de la inversión tectónica que alcanzó el plateau entre el Paleoceno y el Eoceno medio (Galeazzi, 1996). Estructuras asociadas a una inversión tectónica por transcurrencia se observan en su margen sur a partir del Oligoceno.

LA CORDILLERA FUEGUINA

El extremo austral de la isla Grande de Tierra del Fuego, presenta una cordillera de rumbo este oeste, que se conoce como Cordillera Fueguina y que ha sido caracterizada como una provincia geológica por Borrello (1972).

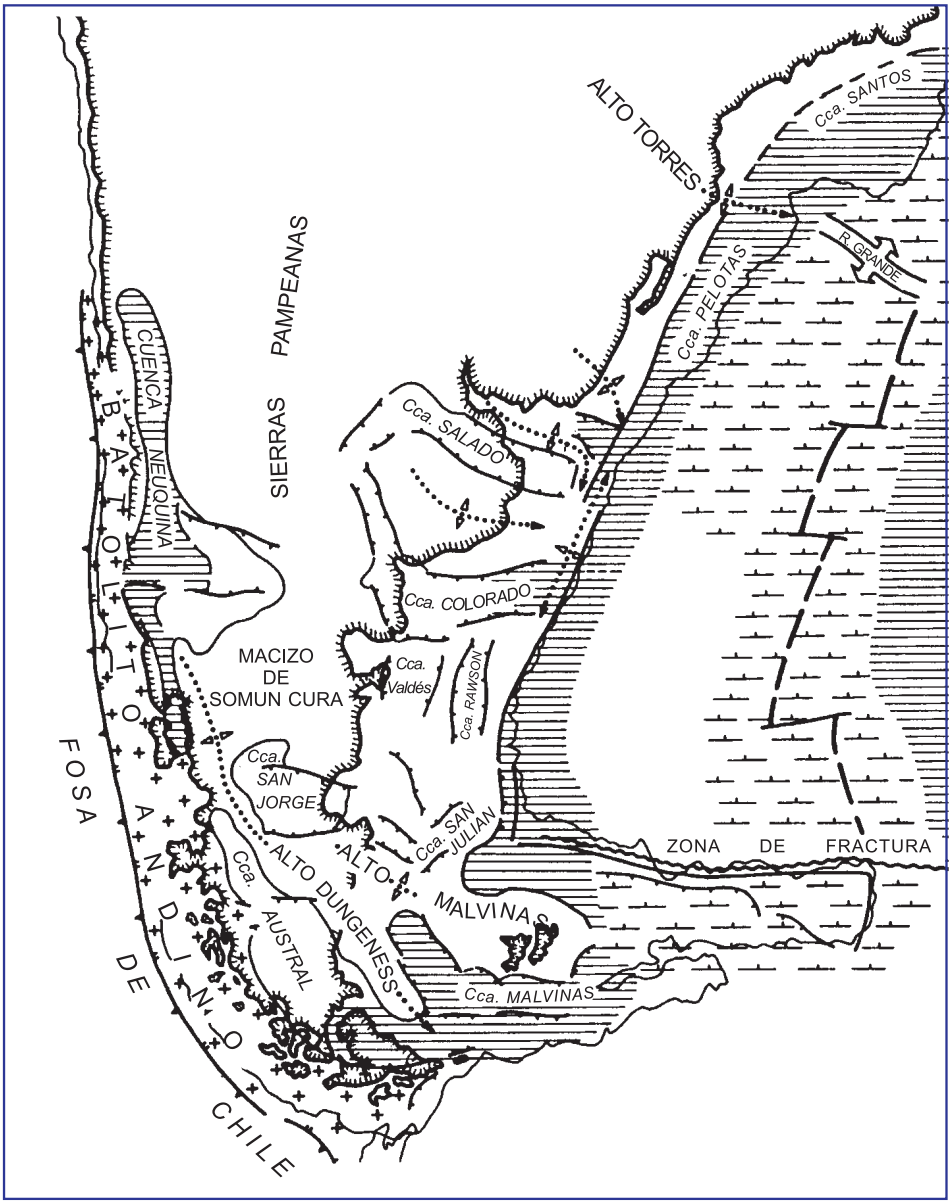


Figura 43. Cuencas principales en la Plataforma Epicontinental Argentina (modificado de Urien y Zambrano, 1973).

hemigrábenes de arrumbamiento nor-noroeste a nor-nordeste, asociados a la transcurrencia que formó la escarpa Malvinas, rasgo estructural que marca el límite norte y transición entre la corteza continental y oceánica. A estas cuencas extensionales se le sobreimpone un apilamiento tectónico, que origina en el flanco sur del plateau cuencas de

Está compuesta por un zócalo leptometamórfico, que se expone en su sector occidental (Caminos, 1980), atribuido al Paleozoico, por correlación con el basamento de esa edad que caracteriza el segmento sur de los Andes Patagónicos Australes. Sobre aquél se apoyan rocas volcánicas ácidas en facies piroclásticas y lávicas que corresponden al Jurásico medio a

superior. Estas rocas están cubiertas por la Formación Yahgán de edad eocretácica (Kranck, 1932), en las que se reconocen diferentes facies, desde depósitos de plataforma distal a depósitos turbidíticos de ambiente de talud, interdigitados en parte con rocas volcánicas e intrusivos de naturaleza oceánica (Borrello, 1969). Estas rocas son cubiertas por depósitos de edad cretácica superior y terciaria, de naturaleza molásica (Yrigoyen, 1962).

En el sector al sur del canal de Beagle, estas rocas mesozoicas están parcialmente intruidas por granitoides de composición calcoalcalina (Suárez, 1977), asociados hacia el sector oriental con volcanitas del Cretácico inferior. Estas rocas vuelven a aflorar en las islas Barnevelt (Ramos et al., 1986b), donde están fuertemente deformadas y son intruidas discordantemente por diques basálticos de edad cretácica superior.

La estructura de la Cordillera Fueguina se caracteriza por una serie de corrimientos con vergencia norte (figura 42), que en su sector interno se hallan asociados a un intenso metamorfismo dinámico de edad precretácica superior (Caminos, 1980). Esta deformación origina una serie de cuencas de antepaís, que migran hacia el norte, canibalizando parcialmente los depósitos iniciales (Yrigoyen, 1962).

LA PLATAFORMA EPICONTINENTAL

La plataforma epicontinental argentina fue definida y propuesta como una unidad geológica independiente por Nágera (1927, 1939). Su conocimiento actual es el resultado de una intensa actividad exploratoria acaecida a partir de 1968 cuyos resultados fueron dados a conocer por Lesta et al. (1980). La investigación científica internacional en el Atlántico sur, liderada por el observatorio Lamont de la Universidad de Columbia, aportó los conocimientos básicos en una serie trabajos presentados en Urien y Zambrano (1973).

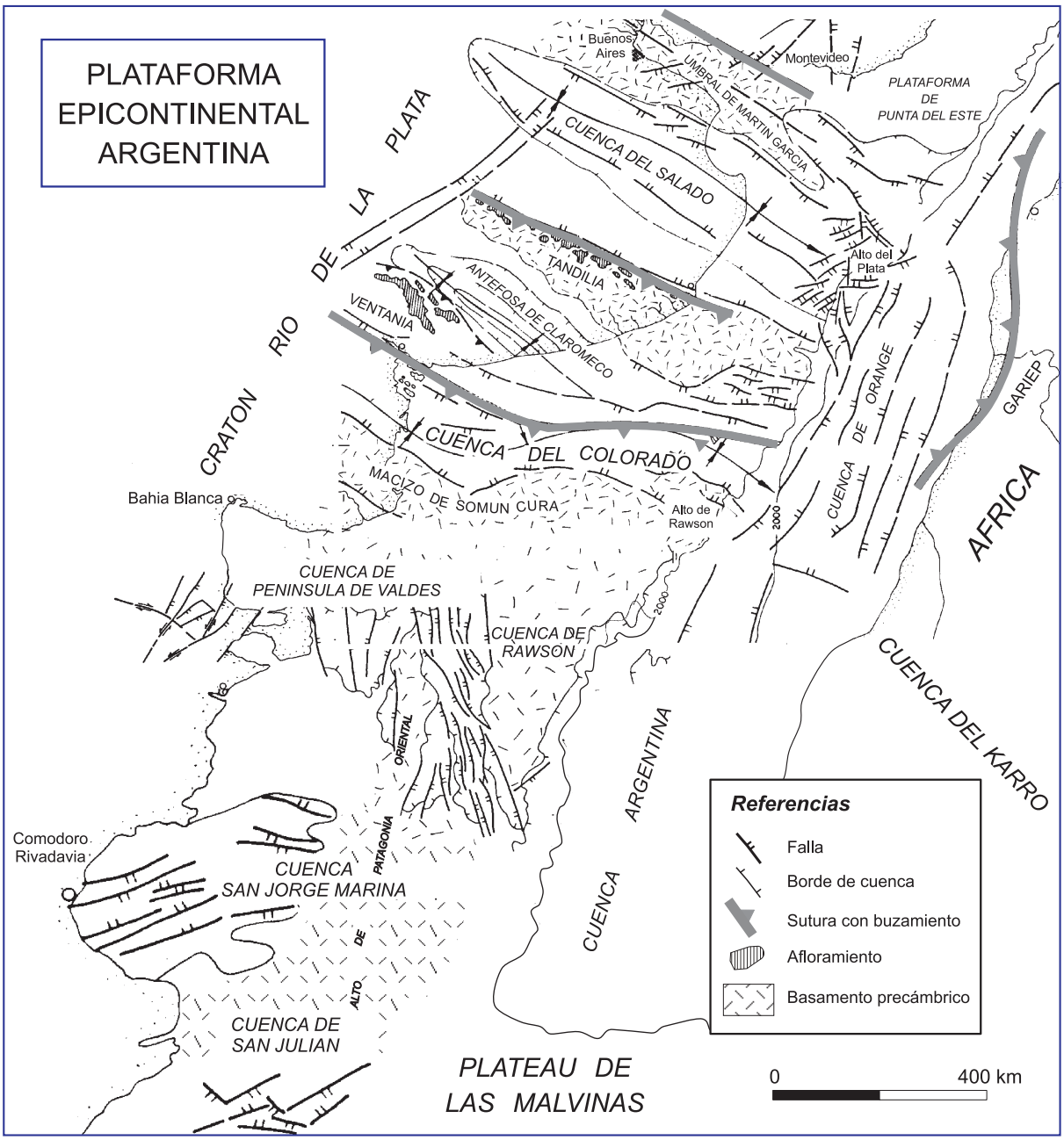


Figura 44. Marco tectónico de la plataforma epicontinental argentina (Ramos 1996a).

En la plataforma epicontinental se puede distinguir una serie de cuencas marinas como las del Salado, Colorado, Valdés, Rawson, San Jorge y San Julián (figura 43), a las que se asocian las previamente descriptas en el plateau de Malvinas (figura 41). Estas cuencas presentan un importante período de sedimentación de sinrift, iniciado en el Jurásico medio a superior. Estas secuencias continentales en el sector al sur del río Colorado se interdigitan con rocas volcánicas y piroclásticas ácidas, asociadas al desarrollo de un extenso plateau riolítico. Una excepción a estos fenómenos de rift jurásicos corresponde a la cuenca de San Julián, donde con diferente orientación respecto a los sistemas de rift anteriores se han registrado sismicamente depocentros de sinrift pérmicos y triásicos.

La estructura de los sistemas de hemigrábenes que caracterizan a la plataforma está fuertemente controlada por el basamento, y permite dividir la plataforma en tres sectores distintivos (figura 44). El sector al norte del río Colorado se desarrolló parcialmente sobre el cratón del Río de La Plata (Dalla Salda et al., 1989). La orientación principal de las suturas transamazónicas o tandileanas que se conocen en este sector producen sistemas de hemigrábenes de rumbo oeste-noroeste a este-oeste (Ramos, 1996a). Hacia el sur del río Colorado, no sólo comienza un importante volcanismo ácido, sino que la estructura dominante en los hemigrábenes es meridiana, como se observa en las cuencas de Valdés y Rawson (Marinelli y Franzin, 1996). Hacia el sur se encuentran estructuras transversales correspondientes a la porción marina de la cuenca de San Jorge (Mainardi et al., 1980) y las estructuras más oblicuas de la cuenca de San Julián, en parte controlada por el grano estructural del basamento del Macizo del Deseado (Figueiredo et al., 1996). El sector al sur de la escarpa Malvinas tiene características propias y está fuertemente controlado por sistemas transtensionales asociados al inicio del desarrollo de esta escarpa.

Estas estructuras extensionales oblicuas o transversales al margen continental, en la etapa de deriva, fueron reactivadas con una intensa transcurrencia, como se observa asociada a la escarpa de Malvinas. La transcurrencia produjo importantes pliegues de arrastre asociados a este fallamiento a partir del Cretácico y durante el Cenozoico.

EL ARCO DEL SCOTIA

El desarrollo de una serie de islas y bloques continentales que permiten continuar el extremo sur de los Andes con la Península Antártica, se conoce como el arco del Scotia, así denominado en homenaje al barco S.Y. Scotia, por la expedición antártica escocesa realizada entre 1902 y 1904 (Rudmose Brown et al., 1906).

Una serie de bloques continentales se desprende desde la isla de los Estados hacia el este, constituyendo el arco del Scotia Norte (Dalziel, 1982). Entre ellos se destacan el banco de Burdwood, el de las islas Aurora y el de las islas San Pedro (o Georgias del Sur) (figura 45). Todos estos bloques continentales tienen un zócalo siálico constituido por volcanitas ácidas y rocas piroclásticas asociadas de edad jurásica media, aunque no se descarta en los mismos un basamento metamórfico más antiguo.

La isla de San Pedro, uno de los bloques mayores, tiene una constitución geológica similar a la de la Cordillera Fueguina, destacándose su similitud hasta en sus cortejos ofiolíticos (Dalziel et al., 1974).

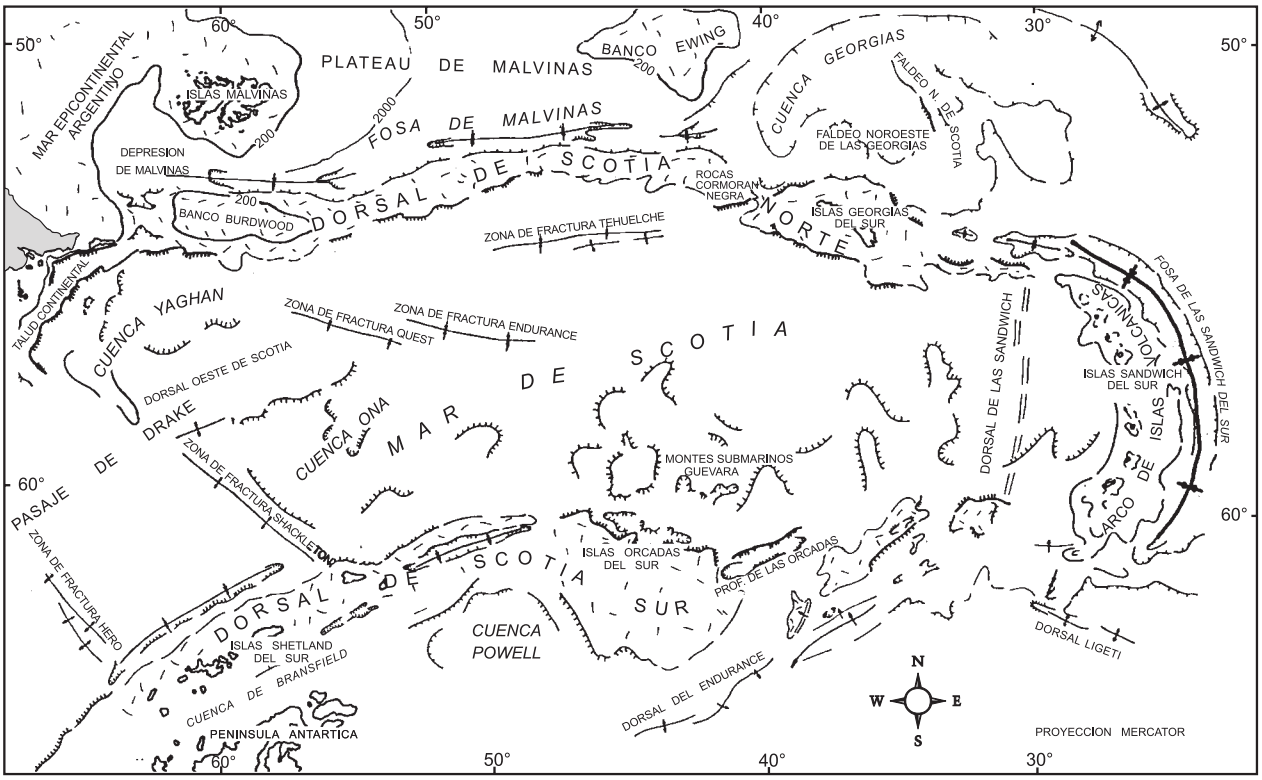


Figura 45. Rasgos geomórficos principales del Arco de Scotia (modificado de Parker et al., 1996 y Ramos, 1996b).

La dorsal del Scotia Norte está unida por una serie de islas volcánicas de edad cenozoica superior que constituye el arco de islas de las Sandwich del Sur. Estas rocas volcánicas poco evolucionadas de naturaleza dominantemente tholeítica se han formado en los últimos 4 Ma (Ramos, 1996b).

Estas islas hacen de nexo con otra serie de bloques siálicos que constituyen la dorsal del Scotia Sur. Están consti-

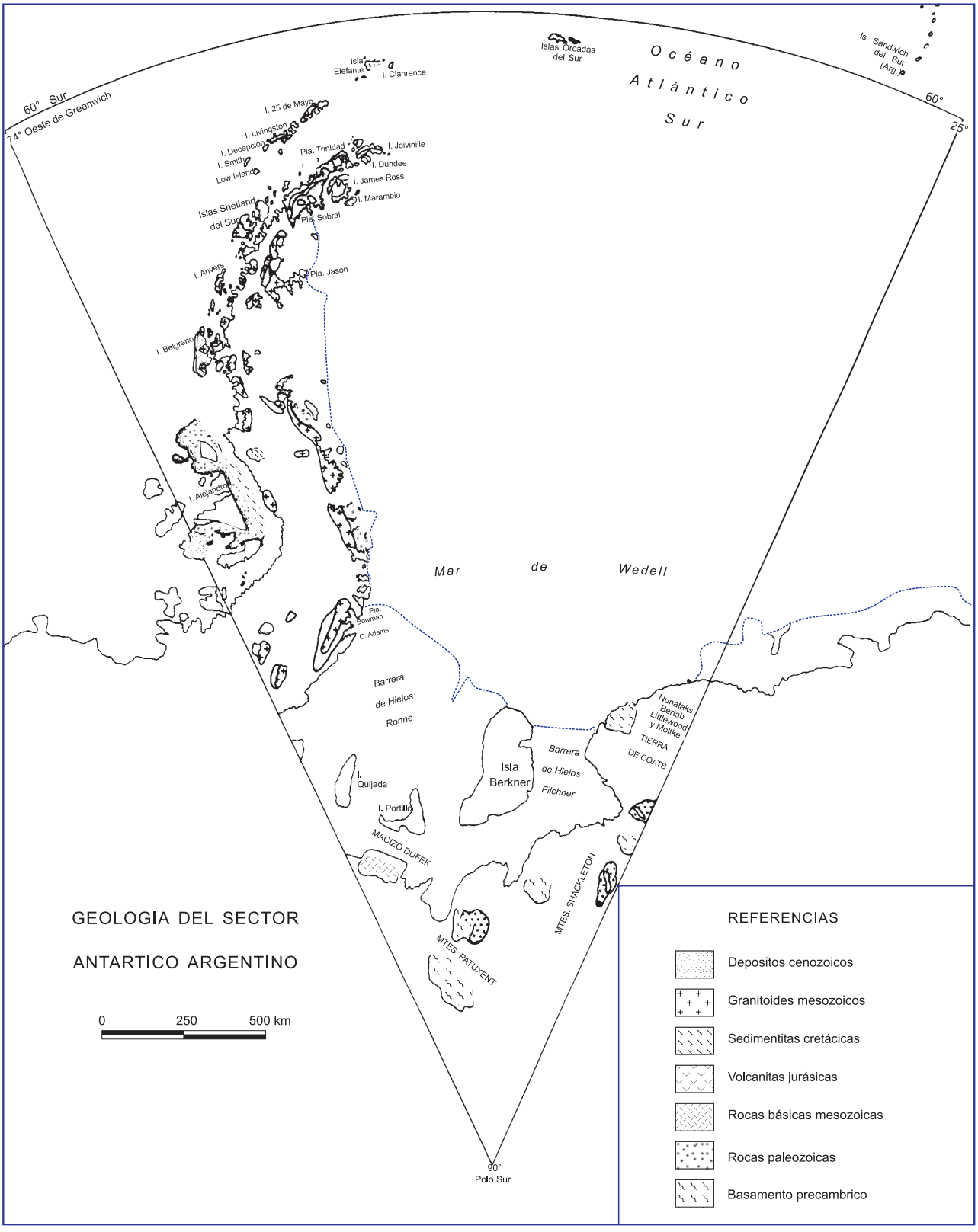


Figura 46. Rasgos geológicos principales del sector antártico argentino (modificado de Caminos, 1980).

tuidos por un antiguo arco de islas activo entre los 12 y 20 Ma, actualmente sumergido y que se conoce como el arco islándico Discovery (Barker et al., 1982). Hacia el sudoeste de este arco sumergido se encuentran el bloque de las Orcadas del Sur y las islas Shetland del Sur, todas ellas constituidas por un basamento metamórfico prejurásico, asociado al desarrollo de un complejo de subducción en forma previa a la ruptura del Gondwana (Dalziel, 1984).

LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Esta región ha sido considerada como una provincia geológica independiente por Caminos (1972). En ella se reconocen diferente sectores con características propias (figura 46).

El sector más occidental está caracterizado por el desarrollo de un complejo de subducción con rocas intensamente deformadas y con un notable metamorfismo dinámico, como se observa en las islas Shetland del Sur y Orcadas del Sur correspondientes al arco del Scotia. Estas rocas metamórficas tienen una edad neopaleozoica a triásica, no descartándose metamorfitas aún más jóvenes (Hervé, 1992). Se han encontrado en este complejo de subducción esquistos glaucofánicos en la isla Smith (Rivano y Cortés, 1976).

En el sector oriental de las islas Shetland del Sur, en especial la isla 25 de Mayo y la costa oeste de la Península Antártica, se registra un importante volcanismo de arco mesocenozoico. Este volcanismo ha sido activo entre los 140 Ma y los 2 Ma, siendo sus rocas dominantes tholeitas de arco de bajo potasio de composición basáltica a basandesítica (Weaver et al., 1982).

La Península Antártica se halla separada de las islas Shetland del Sur por una cuenca activa de trasarco, que se conoce como cuenca de Bransfield y que ha comenzado a desarrollarse hace 2 Ma. La isla Bridgeman está ubicada en el eje de esta cuenca oceánica de trasarco (Fisk, 1990). Hacia el sur (figura 47), la extensión está fracturando la caldera volcánica de la isla Decepción, caldera desarrollada como parte del arco volcánico (Smellie, 1988).

La parte principal de la Península Antártica está formada por una serie de granitoides mesozoicos emplazados en un basamento metamórfico de edad permo-triásica. En estos granitoides calcoalcalinos se reconoce un período asociado a magmatismo y extensión entre los 140 y los 105 Ma, interrumpido por una importante deformación cretácica media. Los granitoides más jóvenes corresponden al Cretácico superior a Eoceno inclusive (Storey et al., 1996).

El sector oriental corresponde a la cuenca de Larsen, una cuenca de retroarco de edad jurásica superior a terciaria, que se desarrolla entre la costa oriental de la Península Antártica y las islas James Ross, Marambio y Cerro Nevado (Rinaldi, 1982). La cuenca se inicia con sedimentitas del Jurásico superior, aflorantes en la costa oriental de la península y en clastos fosilíferos englobados en las sedimentitas cretácicas. Estas sedimentitas portadoras de abundantes faunas de amonites están ampliamente desarrolladas en las islas James Ross y Marambio (Olivero et al., 1986; Macellari, 1988). Estas rocas están cubiertas por los basaltos alcalinos de la isla James Ross de edad pliocena a pleistocena (González Ferrán, 1982), que se asocian a la colisión de una dorsal oceánica en el sector occidental.

La estructura de esta provincia geológica es compleja: corrimientos e intensa deformación con vergencia occidental en las islas Shetland del Sur, estructuración extensional en la cuenca de Bransfield y estructuras de compresión e inversión tectónica en la cuenca de Larsen.

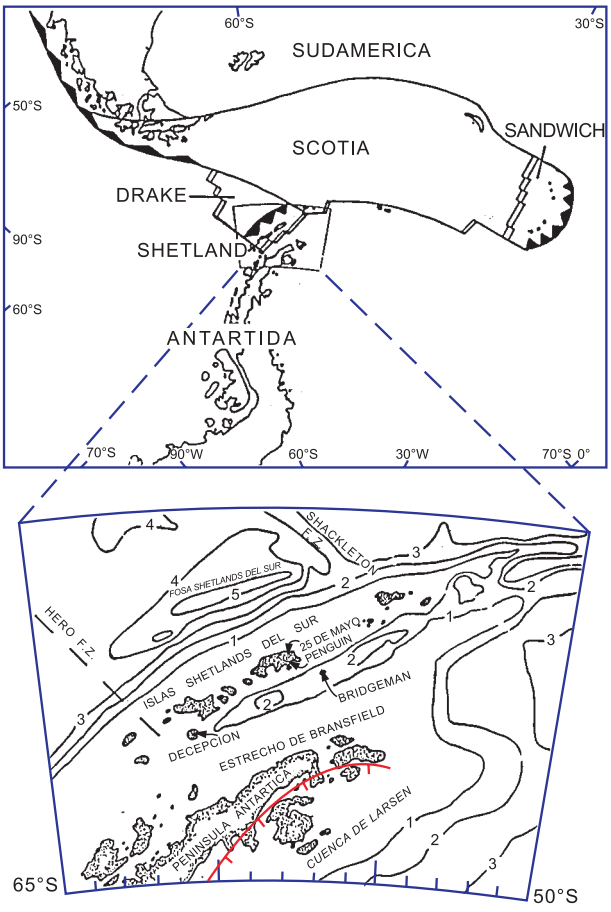


Figura 47. Cuenca de Bransfield y principales elementos tectónicos de la Península Antártica (Dalziel, 1988). Las isobatas están expresadas en kilómetros.

LA ANTÁRTIDA ORIENTAL

Este sector comprende la región más estable y cratónica de la Antártida, que en el sector argentino está representada por una serie de nunataks que exponen rocas más antiguas que las que se conocen en la península (figura 46). Si bien en el sector argentino no están expuestas, rocas del núcleo arqueano se conocen en otros sectores de la Antártida Oriental.

Entre ellos se destacan los nunatak Bertrab y Haag con rocas graníticas de edad proterozoica media, entre otros remanentes de rocas precámbricas. Los montes Ellsworth registran una completa secuencia paleozoica, casi continua entre el Cámbrico y el Pérmico, que alcanza más de 13.000 m de espesor. Estas secuencias aparecen en la cadena transantártica, que corresponden al antiguo margen paleozoico inferior de la Antártida Oriental.

Estas rocas han sido deformadas durante la orogenia de Ross, en el Ordovícico y no han sufrido una deformación gondwánica tan severa, como se registra en la parte occidental de la Península Antártica.

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar expreso reconocimiento al doctor Edgardo O. Rolleri, mi primer maestro de Geología Argentina, tanto en la Universidad de Buenos Aires como en Universidad Nacional de La Plata, que se hace extensivo a los doctores Juan Carlos M. Turner e Inocencio O. Bracaccini, por sus fecundas discusiones a través de los años sobre estos temas. Este manuscrito se ha visto beneficiado por los oportunos comentarios de los doctores Juvenal Zambrano, Edgardo O. Rolleri, Emilio González Díaz y José Salfity. Los doctores Daniel Pérez y Ernesto Cristallini han colaborado eficazmente en la edición de las ilustraciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1996. Sistema de Famatina: su geografía. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J., (Eds.) Geología del Sistema de Famatina.Münchner Geologische Hefte A 19: 9-14, München.

ACEÑOLAZA, F.G., BENEDETTO, J.L. y SALFITY, J.A., 1973. El Neopaleozoico de la Puna Argentina: su fauna y relación con áreas vecinas.En Simposio Internacional sobre os sistemas Carbonífero e Permiano do América do Sul (Sao Paulo, 1972), Academia Brasileira de Ciencias, Anais 44 (Suplemento): 5-20.

ACEÑOLAZA, F.G., MILLER H. y TOSELLI, A.J., 1996. Geología del Sistema de Famatina.Münchner Geologische Hefte A 19: 1-410, München.

AGUIRRE-URRETA, M.B., 1991.Paleogeography and Biostratigraphy of the Austral basin (Argentina - Chile): an appeal for sound s ystematics.Episodes 13(4): 247-255.

AGUIRRE-URRETA, M.B. y RAMOS, V.A. 1981.Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 101-138.

ALLMENDINGER, R., JORDAN, T., PALMA, M. y RAMOS, V.A., 1982.Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25º-27º S), Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:499-518.

ALLMENDINGER, R.W., RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., PALMA, M.A. e ISACKS, B.I., 1983.Paleogeography and Andean Structural geometry, Northwest Argentina.Tectonics 2(1): 1-16.

ALONSO, R., GUTIÉRREZ, R. y VIRAMONTE, J., 1984.Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina.9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63.

ALRIC, V.I., HALLER, M.J., FERAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M., 1996. Geocronología 40Ar/39Ar del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 243-250.

ÁLVAREZ, P.P., 1996.Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan.Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 59-137, Buenos Aires.

AMOS, A.J. y ROLLERI, E.O., 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie 368: 50-71.

ANDERSSON, J.G., 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. Wissenschaftliche Ergeben Schwedich Sudpolar-Expedition 1901-1903.Bd.3, Lief.2: 1-38, Stockholm.

ANDREIS, R.R. y CLADERA, G., 1992.Las epiclastitas pérmicas de la cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina), Parte II: Emplazamiento tectónico de las áreas de aporte.6ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I: 135-142, La Plata.

ARCHANGELSKY, S., 1959. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Acta Geológica Lilloana 2: 5-133.

ARDOLINO, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somún Cura. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23.

ARRONDO, O.G., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de la Estancia La Juanita y alrededores. Museo de La Plata, Revista (N.S.) Paleontología 7(43): 1-194.

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

ASTINI, R., RAMOS, V.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E., y CAÑAS, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 293-324.

BAKER, P.E., REA, N.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. y REX D.C., 1981. Igneous histor y of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46º S. Philosophical Transaction Royal Societ y London A 303: 105-149, London.

BALDIS, B.A. y BLASCO, G., 1973.Trilobites ordovícicos de Ponon-Trehué, Sierra Pintada de San Rafael, Provincia de Mendoza. Ameghiniana 10(1):72-88.

BALDIS, B.A., GORROÑO, A., PLOSZKIEWICZ, J.V. y SARUDIANSKY, R.M., 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y áreas ad yacentes.6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 3-22.

BALDIS, B.A., BERESI, M.S., BORDONARO, L.O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J.S., NEVISTIC, V.A., STACH, N.H., y ZUCCHI, H.E., 1984.Geología de la región comprendida entre los Lagos Musters - Colhué Huapí y la Sierra Cuadrada, Departamento Sarmiento y Paso de Indios, provincia del Chubut.9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282.

BARKER, P.F.,DALZIEL, I.W.D., ELLIOT, D.H., VON DER BORCH, C.C., THOMPSON, R.W., PLAFKER, G., TJALSMA, R.C., WISE Jr., S.W., DINKELMAN, M., GOMBOS Jr., A.M., LONARDI, A. y TARNEY, J., 1977. The evolution of the southwestern Atlantic ocean basin: leg 36 data. En: P.F.Barker, I.W. Dalziel et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S.Government Printing Office 36: 1-1080, Washington.

BARKER, P.F., HILL, I.A., WEAVER, S.D. y PANKHURST, R.J., 1982. The origin of the eastern South Scotia Ridge as an intraoceanic island arc. En: C. Craddock (Ed.) Antarctic Geoscience, Symposium on Antarctic Geology and Geophysics, University of Wisconsin Press: 203-211, Madison.

BECKINSALE, R.D., TARNEY, J., DARBYSHIRE, D.B.F. y HUMM, M.J., 1977. Rb-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at Site 330, DSDP. En: F. Barker y I.W.D. Dalziel et al.Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S.Government Printing Office 36: 923-928, Washington.

BELTAN, L., FRENEIX, S., JANVIER, P. y LÓPEZ PAULSEN, O., 1987. La Faune triasique de la formation de Vitiacua dans la region de Villamontes (Departement Chuquisaca, Bolivie). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 1987(2): 99-115, Stuttgart.

BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., FREY, F. y SAAL, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza.12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I-13: 161-172.

BIDDLE, K.T., ULIANA, M.A., MITCHUM, R.M., Jr., FITZGERALD, M.G. y WRIGHT, R.C., 1986.The stratigraphic and structural evolution of the central eastern Magallanes basin, southern South America.En: Allen, P. y Homewood, P. (Eds.), Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8:41-61, London.

BIDDLE, K., SNAVELY III, P.D. y ULIANA, M.A., 1996. Plateau de las Malvinas. En: Ramos, V.A., y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 225-252, Buenos Aires.

BODENBENDER, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 18:203-262.

BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 19:1-220, Córdoba.

BONARELLI, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Tartagal. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería, 8(4):1-50.

BONARELLI, G., 1913-15.Epirogenia y paleogeografía de Suramérica. Physis I (5, 1913):221-240, I(8,1915):499-522.

BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Geología 15(I):1-96.

BONARELLI, G., 1932.Geología de América Meridional.Revista Minera Año 4(2). Traducción al español de E.Feruglio del artículo de la Enciclopedia Treccani (II: 880-882, 1929), Roma.

BORDONARO, O., KELLER, M., y LEHNERT,O., 1996. El Ordovícico de Ponón Trehue en la provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas I: 541-550.

BORRELLO, A.V., 1963. *Fremontella inopinata* n.sp. del Cámbrico de la Argentina.Ameghiniana 3(2): 51-55.

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

BORRELLO, A.V., 1972.Cordillera Fueguina. En: Leanza A.F. (Ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 741-754, Córdoba.

BRACACCINI, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras 23(258): 81-105; (260): 259-274; (261): 361-384; (262): 455-473; (263): 22-35; (264): 103-125 y (265): 171-192.

BRACACCINI, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Boletín de Informaciones Petroleras, Reimpresión 301: 1-36.

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

BRACACCINI, O., 1970.Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina.Asociación Geológica Argentina, Revista 25(2): 275-284.

BRACKEBUSCH, L., 1883.Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy.Academia Nacional de Ciencias, Boletín 5: 137-252, Córdoba.

BRACKEBUSCH, L., 1892. Die Kordillerenpaesse zwischen der Argentinischen Republik und Chile, von 22º-35º s. Br. Zeitschrift Deutsche Gesellschaft für Erdkunde XXVII: 250-348, Berlín.

BROGIONI, N., 1990.Geología y petrografía del vulcanismo mio-plioceno de la provincia de San Luis.Revista Museo de La Plata, Nueva Serie 10, Geología 90: 197-214.

BUGGISCH, W., 1987.Stratigraphy and ver y low grade metamorphism of the Sierras Australes of the Province of Buenos Aires, Argentina and implications in Gondwana correlations.Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paläontologie I: 819-837, Stuttgart.

BURMEISTER, H., 1876.Description physique de la République Argentine, d'aprés des observations personnelles et étrangéres. F.Sav y I: 1-395, París.

CAMINOS, R.1972. Antártida Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 770-796, Córdoba.

CAMINOS, R.1979.Cordillera Frontal.En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2º Simposio I: 397-453, Córdoba.

CAMINOS, R.1980. Cordillera Fueguina.En: Turner, J.C.M. (Ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II:1462-1501, Córdoba.

CICIARELLI, M.I., 1989. Análisis estructural del sector oriental del Macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico. Universidad Nacional de la Plata, Tesis Doctoral, 179 pp.(inédito).

CINGOLANI, C. y BONHOMME, M.G., 1982. Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentar y rocks. Precambrian Research 18(1-2):119-132, Amsterdam.

CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 457-474.

COBBOLD, P.R.,GAPAIS, D. y ROSSELLO, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology 13(7): 743-758, Oxford.

COIRA, B.L. y KOUKHARSKY, M., 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arro yo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas II(F): 105-124, Santiago.

COIRA, B.L., NULLO, F.E., PROSERPIO, C.A. y RAMOS, V.A., 1975. Tectónica de basamento en la región occidental del Macizo Nordpatagónico (prov. de Río Negro y Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 30(4): 361-383.

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

CORBELLA, H., 1984. El vulcanismo de la altiplanicie del Somuncura. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro.9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio I(10): 267-300.

CORBELLA, H., CHELOTTI, L. y POMPOSIELLO, C., 1996.Neotectónica del rift jurásico austral en Pali Aike, Patagonia extraandina, Santa Cruz, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 383-393.

CRIADO ROQUÉ, P., 1972. Bloque de San Rafael. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 283-295, Córdoba.

CRISTALLINI, E., 1996. La faja plegada y corrida de La Ramada.Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza.Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(13):349-385, Buenos Aires.

CRISTALLINI, E., MOSQUERA, A. y RAMOS, V.A., 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan.Asociación Geológica Argentina, Revista 49(1-2)(1994): 165-183.

CRISTALLINI, E., COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1998. Deep structure of the Metan-Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina.Journal of South America Earth Sciences (en prensa).

DALLA SALDA, L. y FRANCESE, J., 1985. Los Granitoides de Tandil. Primeras Jornadas de Geología Bonaerense (Tandil), Actas: 845-861, Bahía Blanca.

DALLA SALDA, L., GUICHÓN, M. y RAPELA, C.W., 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3: 133-134.

DALLA SALDA, L., LEGUIZAMÓN, M., MAZZONI, M., MERODIO, J., RAPELA C. y SPALLETTI, L., 1981.Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39º 30' y 41º 20'S. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:629-657.

DALLA SALDA, L., BOSSI, J. y CINGOLANI, C., 1989. The Río de La Plata cratonic region of Southwestern Gondwanaland. Episodes 11(4): 263-269, Ottawa.

DALLA SALDA, L., VARELA, R., CINGOLANI, C.A. y ARAGÓN, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal South American Earth Sciences 7(3-4): 377-386.

DALZIEL, I.W.D., 1982.The pre-Jurassic histor y of the Scotia arc: a review and progress report. En: Craddock, C. (Ed.), Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press, 11-126, Madison.

DALZIEL, I.W.D., 1984.Tectonic evolution of a forearc terrane, Southern Scotia ridge, Antarctica.Geological Society of America, Special Paper 200: 1-32.

DALZIEL, I.W.D., 1988.Tectonics of the Scotia arc, Antarctica.28E I.G.C., Fieldtrip guidebook T 180: 1-206, Washington.

DALZIEL, I.W.D, DE WIT, M.F. y PALMER, K.F., 1974.Fossil marginal basin in the southern Andes.Nature 250 (5464): 291-294.

DARWIN, CH., 1846. Geological observations of South America, being the third part of the Geology of the vo yage of the Beagle during 1832-1836, Smith, Elder, vii+279 pp., Londres.

DAVICINO, R.E. y SABALÚA, J.C., 1990.El cuerpo básico de El Nihuil, Depto.San Rafael, Pcia. Mendoza, Rep. Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-47.

DAVIS, J.S., MOORES, E.M., ROESKE, S.M., KAY, S.M., McCLELLAND, W.C. y SNEE, L.W., 1995. New data from the western margin of Precordillera Terrane, Argentina: constrain scenarios for the middle Paleozoic tectonics of western South America. Laurentian-Gondwanan connections before Pangea Field Conference, Program with Abstracts 15-16, San Salvador de Jujuy.

DE FERRARIIS, C., 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén Oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista Sociedad Geológica Argentina 2(3): 256-283.

DE GIUSTO, J.M., DI PERSIA, C.A. y PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado.En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 1389-1430, Córdoba.

DELACHAUX, E.A.S., 1908.Las regiones físicas de la República Argentina.Revista del Museo de La Plata 15: 102-131, Buenos Aires.

DE MOUSSY, M., 1860-1864. Description géographique et státistique de la Confédération Argentine. 3 tomos y 1 atlas, París.

DESSANTI, R.N., 1972.Andes Patagónicos Septentrionales. En: Leanza A.F. (Ed.), Geo-

logía Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 655-687, Córdoba.

DIGREGORIO, J.H. y ULIANA, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 985-1032, Córdoba.

DI PERSIA, C.A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina, prov. de Santa Cruz. 1as Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 65-68.

DI PERSIA, C.A., 1967. Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado.2as Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 147-154.

DURAND, F.R., 1996.La tectónica cenozoica del Sistema de Famatina.En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.), Geología del Sistema de Famatina.Münchner Geologische Hefte A 19: 343-357, München.

EISNER, P., 1991. Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Master Thesis, Rice University, 56 p., Houston.

FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 293-310.

FERUGLIO, E., 1946. Sistemas orográficos de lª Argentina. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-536.

FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F. I-III, Buenos Aires.

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

FIGUEIREDO, A.M.F., PELLON de MIRANDA, A., FERREIRA, R.F. y ZALAN, P.V., 1996. Cuenca San Julián. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina.13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 11: 193-212.

FISK, M.R., 1990.Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences 3(2/3): 91-101, Great Britain.

FRANCHI, M. y PAGE, R.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut Occidental.Asociación Geológica Argentina, Revista 35(2): 208-229.

FRENGUELLI, J., 1946.Las grandes unidades físicas del territorio argentino. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 3: 1-114, Buenos Aires.

FRYKLUND, B., MARSHALL, A. y STEVENS, J., 1996. La cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 8: 135-158.

FURQUE, G., 1965.Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires.Revista Museo de La Plata (NS) Sección Geología 5(35): 239-243.

FURQUE, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34n Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires.Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 141: 1-70.

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

GANSSER, A., 1973.Facts and theories on the Andes. Journal geological Society 129: 93-131, London.

GENINI, A.1989.Cerro Vanguardia, Provincia de Santa Cruz: nuevo prospecto auroargentífero. 3º Congreso Nacional de Geología Económica, III(A): 97-110, Olavarría.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción Geológica y petrográfica de la Hoja 41b Río Foyel, provincia de Río Negro. Dirección Nacional Geología e Hidrogeología, Boletín 56: 1-130.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950.Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas.Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3): 81-110.

GONZALEZ DÍAZ, E.F., 1972a.Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza.Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132: 1-127.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b.Descripción geológica de la Hoja 30d Payún-Matrú, Provincia de Mendoza.Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1981.Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie de la Horqueta» del bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza.8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 241-256.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982.Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles.Earth Science Reviews 18(3-4): 365-394, Amsterdam.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y FAUQUE, L.E., 1993.Geomorfología.En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza.12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Relatorio 17: 217-234.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y NULLO, F.E., 1980. Cordillera Neuquina.En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 1099-1147, Córdoba.

GONZÁLEZ FERRÁN, O., 1982.The Antarctic Cenozoic volcanic provinces and their implication in plate tectonic processes.En: Craddock, C. (Ed.), Antarctic Geoscience, University of Wisconsin Press, 687-694, Madison.

GREGORI, D.A., FERNÁNDEZ TURIEL, J.L., LÓPEZ SOLER, A. y PETFORD, N., 1996. Geochemistry of Upper Paleozoic-Lower Triassic granitoids of the Central Frontal Cordillera (33º10'-33º45'), Argentina.Journal of South American Earth Sciences 9(1-2): 141-151.

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

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

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

HALLE, T.G., 1913. Some mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar 51:3-58, Stockholm.

HALLER, M. y LAPIDO, O., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central.Asociación Geológica Argentina, Revista 35(2): 230-247.

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

HALLER, M.J. y RAMOS, V.A., 1993.Las ofiolitas y otras rocas afines. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(4): 31-40.

HARRINGTON, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 61: 1-43.

HARRINGTON, H.J., 1956. Argentina. En: Jenks, W. (Ed.), Handbook of South American Geology, Geological Society of America, Memoir 65: 129-165.

HARRINGTON, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 46(10): 1773-1814, Tulsa.

HARRINGTON, H.J., 1967.Devonian of South America.International Symposium on Devonian System, Alberta Association of Petroleum Geologists Proceeding I: 651-671, Calgary.

HARRINGTON, H.H., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 395-405, Córdoba.

HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., KELLEY, S., MANTOVANI, M., PEATE, D.W., REGELOUS, M. y ROGERS, N.W., 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Geological Society Special Publication 68: 221-240, London.

HERRERO DUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín Informaciones Petroleras 23(226): 245-281.

HERVÉ, F., 1992. Present knowledge about the metamorphism and plutonism in the Antarctic Peninsula North of 65º S and the South Shetland Archipielago: Review and problems. En: López Martínez, J. (Ed.), Geología de la Antártida Occidental, 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios 3: 19-31, Salamanca.

HOLMBERG, E., 1972. Tandilia. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 365-393, Córdoba.

HOMOVC, J.F., CONFORTO, G.A. y LAFOURCADE, P.A., 1993. Faja plegada en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge: ejemplo de inversión tectónica. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:233-240.

INTROCASO, A. y RAMOS, V.A., 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 27-46.

IÑÍGUEZ A.M., DEL VALLE, A., POIRÉ, D.G., SPALLETTI, L.A. y ZALBA, P.E., 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 245-263, Tucumán.

ISACKS, B.L., 1988.The Altiplano-Puna and the Bolivian orocline.Journal of Geophysical Research 93: 3211-3231, Washington.

ISACKS, B., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R. y RAMOS, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 587-606.

JORDAN, T.E., ISACKS, B., RAMOS, V.A. y ALLMENDINGER, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26.

JUAN, R., DE JAGER, J., RUSSELL, J. y GEHARD, I., 1996.Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina.13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 7: 117-133.

KAY, S.M. y GORDILLO, C.E., 1994.Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 25-44, Springer-Verlag.

KAY, S.M., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C. y GORDILLO, C.E., 1987. Tertiar y Andean magmatism in Chile and Argentina between 28ºS and 33ºS: correlation of magmatic chemistr y with a changing Benioff zone.Journal South American Earth Sciences 1(1):21-38, South Carolina.

KAY, S.M., ARDOLINO, A., FRANCHI, M. y RAMOS, V., 1993. Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas.12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 236-248.

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

KEIDEL, J., 1917.La geología de las Sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes.Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología 9(3): 1-78.

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

KEIDEL, J., 1921b. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan-Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 15(2): 1-103.

KEIDEL, J., 1925.Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina.Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 4: 251-312.

KEIDEL, J., 1927.Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de Los Andes.Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30: 295-307, Córdoba.

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

KLEY, J., 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia. Tectonics 15(4): 763-775.

KLEY, J., GANGUI, A.H. y KRÜGER, D., 1996. Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-section balancing, gravimetric and magnetotelluric data.Tectonophysics 259: 171-184.

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

KOSTADINOFF, J. y FONT de AFFOLTER, G., 1982. Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121.

KOZLOWSKI, E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza.12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio I(18): 235-256.

KRAEMER, P.E., 1996. Regional balanced cross section in the Patagonian Andes of Tierra del Fuego (Argentina and Chile). Andean Geod ynamics S ymposium, Orstom, 407-410, Saint Malo.

KRANCK, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego.Acta Geographica, Soc. Geogr. Fenniae, 4(2): 1-231, Helsinski.

KRESS, P., FRANZIN, H.J. y MARINELLI, R.V., 1996. Cuenca de Malvinas Oriental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 16:311-321.

LEANZA, A.F., 1958. Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Tomo I, Capítulo III:217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.

LEANZA, A.F., 1972a. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 869 p., Córdoba.

LEANZA, A.F., 1972b. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 689- 706, Córdoba.

LEGARRETA, L. y GULISANO, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6: 221-243, S.M. de Tucumán.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatolog y, Palaeoecology 120: 303-330.

LEMA, H.A. y CORTÉS, J.M. 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la Meseta del Canquel, Chubut, Argentina.10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191.

LESTA, P.J., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge.3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 251-289.

LESTA, P., MAINARDI, E. y STUBELJ, R., 1980. Plataforma continental argentina. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 1577-1601, Córdoba.

LEVERATTO, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura.Asociación Geológica Argentina, Revista 23(2): 129-157.

LINARES, E., LLAMBÍAS, E. y LATORRE, 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asociación Geológica Argentina, Revista 35(1): 87-146.

LINARES, E., OSTERA, H.A. y PÁRICA, C.A., 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 251-253.

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

LIZUAÍN, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores de Lago Puelo, Prov.del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 607-616.

LLAMBÍAS, E., 1966. Geología y petrografía del Volcán Payún Matru. Acta Geológica Lilloana 8: 265-310.

LLAMBÍAS, E.J. y CAMINOS, R., 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional Ciencias, 253-280, Córdoba.

LLAMBÍAS, E. y PROZZI, C.R., 1975. Ventania. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino, 79-101.

LLAMBÍAS, E. y SRUOGA, P., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Ligue Calel, La Pampa province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 5(2): 141-152.

LLAMBÍAS, E., MELCHOR, R.N., TICKYJ, H. y SATO, A.M., 1996. Geología del bloque de Chadileuvú.13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 417-425.

LÓPEZ, M.G. y SOLA, P., 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes - Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 967-978.

LÓPEZ GAMUNDI, O.R. y ROSSELLO, E., 1992. La cuenca intraserrana de Claromecó, Argentina: un ejemplo de cuenca de antepaís hercínica. 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios Tomo 4: 55-59, Salamanca.

LÓPEZ GAMUNDI, O.R., ESPEJO, I.S., CONAGHAN, P.J., POWELL, C.McA. y VEEVERS, J.J., 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J. y Powell, C.McA. (Eds.), Permian-Triassic Pangea basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland.Geological Societ y of America, Memoir 184: 281-329.

LÓPEZ GAMUNDI, O.R., CONAGHAN, P., ROSSELLO, E.A. y COBBOLD, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sie-

rras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Varisican foreland basin. Journal of South American Earth Sciences 8(2): 129-142.

LORENZO, J.M. y MUTTER, J., 1988.Seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Falkland/Malvinas Plateau. Revista Brasileira de Geociências 18(2): 191-200.

MACELLARI, C.E., 1988. Stratigraphy, sedimentology and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island (Antarctic Peninsula). En: Feldmann, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.), Geology and Paleontology of Seymour Island. Geological Society of America, Memoir 169: 25-53.

MAINARDI, E., TURIC, M. y STUBELJ, R., 1980. La exploración petrolífera en la plataforma continental argentina. Arpel XXXV:-1-9, México.

MANCEDA, R. y FIGUEROA, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Mendoza.12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219-232.

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

MARINELLI, R.V. y FRANZIN, H.J., 1996. Cuencas de Rawson y Península de Valdés. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 9: 159-169.

MELCHOR, R.N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral (inédita), 272 p., La Plata.

MÉNDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. y VIERA, O., 1973. Faja Eruptiva de la Puna oriental. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 89-100.

MINGRAMM, A. y RUSSO, A., 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 185-211, Córdoba.

MON, R., 1971. Estructura geológica del extremo austral de las Sierras Subandinas. Provincias de Salta y Tucumán, República Argentina.Asociación Geológica Argentina, Revista 26(2): 209-220.

MON, R., 1972. Esquema estructural de la provincia de Tucumán. Asociación Geológica Argentina, Revista 27(2): 223-228.

MON, R., 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 31(2): 65-72.

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

NÁGERA, J.J., 1927. Mar libre. Doctrina. Humanidades 14: 95-102, La Plata.

NÁGERA, J.J., 1932. Primera carta geológica general de Tandilia. Escala 1:500.000. Litografía Colombatti y Cía. Ltda., Buenos Aires.

NÁGERA, J.J., 1933. Extremidad mediterránea de Tandilia.Resumen de su constitución geológica.Humanidades 23:203-212, La Plata.

NÁGERA, J.J., 1939. Geografía Física de la República Argentina. En: Manito, O. y Nágera, J.J., (Eds.), Geografía Física de las Américas y de la República Argentina.Editorial Kapeluz, 232 p., Buenos Aires.

NÁGERA, J.J., 1940.Tandilia.Humanidades 24, La Plata.

NAPP, R., 1876. Die Argentinische Republik.In Auftrage des argentinischen Central Comites für die Weltausstellung in Philadelphia und mit dem Beistand mehrerer Mitarbeiter bearbeit, Buenos Aires.

NULLO, F.E., DIMIERI, L. y KUSIAK, M.E., 1996. Geología de las Islas Malvinas. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 12: 213-224.

OLIVERO, E.B., SCASSO, R.A. y RINALDI, C.A., 1986. Revisión del Grupo Marambio en la isla James Ross, Antártida.Instituto Antártico Argentino, Contribución 331: 1-29.

ORTIZ, A. y ZAMBRANO, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74.

PADULA, E. y MINGRAMM, A., 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico sedimentario del Triásico en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense, 3ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 291-331.

PALMA, M.A., 1989. Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral. Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 Junio 1989: 97-101, Montevideo.

PALMA, M.A., PÁRICA, P. y RAMOS, V.A., 1986. El Granito Archibarca: su edad y significado tectónico.Asociación Geológica Argentina, Revista 41(3-4): 414-418.

PANKHURST, R., RAPELA, C. y MÁRQUEZ, M., 1993.Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 134-141.

PANZA, J.L., COBOS, J. y RAGONA, D., 1994. Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1:750.000, Buenos Aires.

PARKER, G., BIOLANTE, R.A. y PATERLINI, C.M., 1996. Fisiografía de la plataforma continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 1-16.

PETERSEN, C.S. y LEANZA, A.F., 1953. Elementos de geología aplicada. Editorial Nigar, 466 p., Buenos Aires.

PEZZI, E.E. y MOZETIC, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6: 65-78.

PEZZUCHI, H.D., 1978. Estudio geológico de la zona de la Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Ma yo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz.Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral (inédita), La Plata.

PLOSZKIEWICZ, J.V. y RAMOS, V.A., 1977.Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu. Asociación Geológica Argentina, Revista 32: 209-226.

PLOSZKIEWICZ, J.V. y VIÑES, R., 1987. Filo Morado: un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca IV(10): 97-102.

PLOSZKIEWICZ, J.V., ORCHUELA, I.A., VAILLARD, J.C. y VIÑES, R.F., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul: estructuras asociadas, provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169.

POLANSKI, J., 1951. El Bloque de San Rafael.Dirección Provincial de Minas y Geología (inédito), Mendoza.

POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios 4:4-10, Mendoza.

POLANSKI, J., 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 12(3)(1957): 165-193.

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

RAMOS, V.A., 1977. Estructura. En: Rolleri, E.O. (Ed.), Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 9-24.

RAMOS, V.A., 1979. Tectónica de la región del Río y Lago Belgrano, Cordillera Patagónica - Argentina. 2º Congreso Geológico Chileno, Actas I(B): 1-32, Arica.

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

RAMOS, V.A., 1982b. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 37(1): 23-49.

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

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

RAMOS, V.A., 1985.El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2): 104-118, Antofagasta.

RAMOS, V.A., 1987. Tectonostratigraphy, as applied to anal ysis of South African Phanerozoic Basins b y H. de la R.Winter, discussion.Transactions Geological Societ y South Africa 87 (2)(1986): 169-179.

RAMOS, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Earl y Paleozoic: a collisional history of Southern South America.Episodes 11(3): 168-174.

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

RAMOS, V.A., 1996a.Evolución tectónica de la plataforma continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 21: 385-404.

RAMOS, V.A., 1996b.Geología de las islas Sandwich del Sur. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 20: 369-384.

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

RAMOS, V.A. y BASEI, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Earl y Paleozoic.S ymposium on Terrane D ynamics' 97: 140-143, New Zealand.

RAMOS, V.A. y CORTÉS, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro, 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-346.

RAMOS, V.A. y DRAKE, R., 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico) Lago Posadas, provincia de San Cruz.10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 143-148.

RAMOS, V.A. y KAY, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimon y of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A., Vatin-Perignon, N. y Laubacher, G. (Eds.), Andean geodynamics Symposium (Grenoble, France). Tectonophysics 205: 261-282.

RAMOS, V.A. y PALMA, M.A., 1983. Las lutitas pizarreñas fosilíferas del cerro Dedo, Lago La Plata y su significado tectónico, provincia del Chubut.Asociación Geológica Argentina, Revista 38(2): 148 - 160.

RAMOS, V.A. y PALMA, M.A., 1996. Tectónica. En: Archangelsky, S. (Ed.), El sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 239-254, Córdoba.

RAMOS, V.A., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUÑOZ, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En: Cordani, H. y Linares, E. (Eds.). Symposium on Magmatic Evolution of the Andes. Earth Science Reviews 18: 411-443.

RAMOS, V.A., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia, un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1986a. Paleozoic Terranes of the Central Argentine - Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880.

RAMOS, V.A., HALLER, M.J. y BUTRON, F., 1986b. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. Asociación Geológica Argentina, Revista 40(3-4): 137-154.

RAMOS, V.A., LEGUIZAMÓN, A., KAY, S. y TERUGGI, M., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil.11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 357-360.

RAMOS, V.A., AGUIRRE-URRETA, M.B., ÁLVAREZ, P.P., CEGARRA, M., CRISTALLINI, E.O., KAY, S.M., LO FORTE, G.L., PEREYRA, F. y PÉREZ, D., 1996a. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza.Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 1-510, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., CEGARRA, M. y CRISTALLINI, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30º-36ºS latitude). Tectonophysics 259: 185-200.

RAMOS, V.A., VUJOVICH, G.I. y DALLMEYER, R.D., 1996c. Los klippes y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 377-392.

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

RAPELA, C.W., DALLA SALDA, L. y CINGOLANI, C., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina).Asociación Geológica Argentina, Revista 29(3): 319-331.

RAPELA, C.W., HEAMAN, L.M. y McNUTT, R.J., 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. Journal of Geology 90: 574-582, Chicago.

RAPELA, C., SPALLETTI, L., MERODIO, J. y ARAGÓN, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40º S-42º 30'S). Journal of South American Earth Sciences 1(1): 75-88.

RAPELA, C.W., DIAS, C.F., FRANCESE, J.R., ALONSO, G. y BENVENUTO, A.R., 1991a. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18(2):121-138.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., KIRSCHBAUM, A. y BALDO, E.G.A., 1991b. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 40-43, Santiago.

RICCARDI, A.C. y ROLLERI, E.O. 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio, II: 1173-1306, Córdoba.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O., SCASSO, R., LANES, S. e IGLESIAS LLANOS, M.P., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina.Asociación Geológica Argentina, Revista 52(2): 228-234.

RICCI, H. y VILLANUEVA, G., 1969. La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de La Candelaria (Provincia de Salta). Acta Geológica Lilloana 10(1): 1-16.

RINALDI, C.A., 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. En: Craddock, C. (Ed.), Antarctic Geoscience, Symposium on Antarctic Geology and Geophysics, University of Wisconsin Press, 281-286, Madison.

RIVANO, S. y CORTÉS, R., 1976.Note on the presence of lawsonite-sodic amphibole association on Smith Island, South Shetland, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters 29(1): 34-36.

ROBLES, D., 1982. El desarrollo de la Formación Springhill en la cuenca de Magallanes. 1º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Exploración: 293-312.

ROEDER, D.H., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia).Tectonics 7(1): 23-40.

ROLLERI, E.O., 1969. Rasgos tectóncios generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina.Asociación Geológica Argentina, Revista 24(4): 408-412.

ROLLERI, E.O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses.En: Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-54.

ROLLERI, E.O., 1976. Sistema de San Bárbara. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 240-255.

ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUÉ, P., 1970.Geología de la provincia de Mendoza. 4a Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.

ROSS, J.G., PINCHIN, J., GRIFFIN, D.G., DINKELMAN, M.G., TURIC, M.A. y NEVISTIC, V.A., 1996. Cuenca de Malvinas Norte. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 14: 253-272.

RUDMOSE BROWN, R.N., MOSSMAN, R.C. y HARVEY PIRIE, J.H., 1906. The Voyage of the «Scotia». Blackwood 375 p., Edinburgh.

SALANI, F.M. y PAGE, R.F.N., 1990. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 44(1-4): 364-380.

SALFITY, J., 1979. Paleogeología de la Cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del Norte de Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 505-515.

SALFITY, J. y GORUSTOVICH, S.A., 1984. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. Asociación Geológica Argentina, Revista 38(3-4)(1983): 437-453.

SALFITY, J.A. y MARQUILLAS, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.), Cretaceous Tectonics of the Andes, Vieweg ed., 266-315.

SALFITY, J., OMARINI, R., BALDIS, B. y GUTIÉRREZ, W.J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y el Paleozoico del norte Argentino. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 341-361.

SALFITY, J.A., MONALDI, C.R., MARQUILLAS, R.A. y GONZÁLES, R.E., 1993. La inversión tectónica del Umbral de los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la fase incaica. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: (200-210).

SCHLAGINTWEIT, O., 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre las Sierras Chica y Grande de Córdoba.Asociación Geológica Argentina, Revista 9(3): 135-154.

SCHALAMUK, I.B., FERNÁNDEZ, R.R. y ETCHEVERRY, R.O., 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: J.Pasavá, B.Kribek y K.Zak (Eds.), Mineral deposits: From their origin

to their environmental impacts. Third Biennial SGA Meeting, A.A. Balkema, 385-388, Rotterdam.

SCIUTTO, J.C., 1981.Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina.8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219.

SKEWES, M.A. y STERN, C.R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas.Journal of Volcanology and Geothermal Research 6: 3-25.

SMELLIE, J.L., 1988. Recent observations in the volcanic history of Decepcion Island, South Shetland Islands.British Antarctic Survey, Bulletin 81: 83-85.

SOBRAL, J.M., 1942. Geología de la comarca de La Pampa al occidente de Chadi-Leuvú. Boletín de Informaciones Petroleras (Primera época) 19(212): 33-79.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187.

STAPPENBECK, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Mendoza).Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 12(1): 1-49.

STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1992c. La cuenca de Tarija. Estratigrafía de la porción argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 9(30): 2-14.

STELZNER, A., 1871, 1872 y 1873.Comunicaciones al Profesor H.B. Geinitz.Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, Jahrgang 1872: 193-198 y 630-636, Stuttgart 1872, e Ibidem 1873: 726-746, 1873.Traducido por R.Kittl, 1966 en Academia Nacional de Ciencias, Boletín 45: 115-150, Buenos Aires.

STELZNER, A., 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R., Die argentinischen Republik, 71 ff. Buenos Aires.

STERN, C. y KILIAN, R. , 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone.Contributions to Mineralogy and Petrology 123: 263-281.

STIPANICIC, P.N. y METHOL, E.J., 1972. Macizo de Somún Cura. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.

STIPANICIC, P.N. y METHOL, E.J., 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 1071-1097, Córdoba.

STIPANICIC, P.N. y REIG, O., 1956. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado «Complejo Porfírico» de la Patagonia Extraandina, con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo.Asociación Geológica Argentina, Revista 10(4): 215-233.

STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULÍES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista 23(2): 67-98.

STIPANICIC, P.N., TOUBES, R.O., SPICKERMANN, J.P. y HALPERN, M., 1972. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (Rep. Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 26(4): 459-467.

STOREY, B.C., VAUGHAN, A.P.M. y MILLAR, I.L., 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. En: Storey, B.C., King, E.C. y Livermore, R.A. (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Geological Society Special Publication 108: 87-103, London.

STROBEL, P., 1869. Viaggi nell'Argentina meridionale effetuati negli anni 1865-67.I. Relazione della gita da Curico nel Chili a San Rafael nella Pampa del Sur. 2da. Ediz. Parma 1869. II. Relazione nella gita de San Rafael a San Carlos nella Provincia di Mendoza, Parma, 1868. III. Relazione della gita da San Carlos a Mendoza, Parma, 1869.

SUÁREZ, M., 1976. La Cordillera Patagónica, su división y relación con la Península Antártica.Anales Instituto de la Patagonia 7: 105-113, Punta Arenas.

SUÁREZ, M., 1977.Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile.Revista Geológica de Chile 4: 15-33.

SUAYTER, L.1983.Sismicidad y tectónica de los Andes del Norte Argentino.Universidad Nacional de Tucumán, Tesis Doctoral (inédita), 143 p., Tucumán.

SUERO, T., 1948.Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extra-andina de Chubut. Nota Preliminar.Boletín de Informaciones Petroleras 25(287): 31-48.

SUERO, T., 1961.Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.Laboratorio de Ensayos de Materiales e Investigación Tecnológica (LEMIT) 2(216): 135-147, La Plata.

SUERO, T, 1962.Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (República Argentina).Asociación Geológica Argentina, Revista 16: 35-42.

SUESS, E., 1909. Das Antlitz der Erde (versión francesa).Tomo III: 1-335, París.

TERUGGI, M. y KILMURRAY, J., 1980.Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 919-965, Córdoba.

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

TORTELLO, F., ESTEBAN, S.B. y LECH, R.R., 1996. Paleontología del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte A 19: 125-136, München.

TOSELLI, A., SAAVEDRA, J. y ROSSI de TOSELLI, J.N., 1996. Interpretación geotectónica del magmatismo del sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (Eds.), Geología del Sistema de Famatina.Münchner Geologische Hefte A 19: 283-292, München.

TRÖENG, B., CLAURE, H., OLIVERA, L., BALLON, R. y WALSER, G., 1993. Thematic maps of the mineral resources of Bolivia. Hojas Tarija y Villazón, Servicio Geológico de Bolivia, La Paz.

TURNER, J.C.M., 1962.Las Sierras traspampeanas como unidad estructural. 1ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 387-402.

TURNER, J.C.M., 1965. Estratigrafia de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén).Asociación Geológica Argentina, Revista 20(2): 153-184.

TURNER, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. Geologische Rundschau 59(3): 1028-1063, Stuttgart.

TURNER, J.C.M., 1979-80. (Ed.), Geología Regional Argentina.Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio I: 1-869, II: 879-1717, Córdoba.

TURNER, J.C.M., 1980. Islas Malvinas. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II: 1503-1527, Córdoba.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. y MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121: 333-348.

UGARTE, F.R., 1966. La cuenca Carbonífera - Jurásica de la Patagonia Meridional. Universidad de la Patagonia, San Juan Bosco, 2, Ciencias Geológicas I-1: 37-68, Comodoro Rivadavia.

URIEN, C.M. y ZAMBRANO, J.J., 1973. The Geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas Plateau. En: Nairn, A.E.M., y Stehli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins: 135-169, Plenum Press, NewYork.

VARELA, R. y CINGOLANI, C., 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 542-556.

VARELA, R., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1988. Geocronología Rb/Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires. 2a Jornadas Geológicas bonaerenses: 291-304, Bahía Blanca.

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

VICENTE, O.M., 1975. Caracteres estructurales del Área Sur de General Alvear, Provincia de Mendoza. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas I: 197-214.

VILELA, C. y RIGGI, J., 1958. Rasgos geológicos y petrográficos de las sierras de Lihuel Calel. Asociación Geológica Argentina, Revista 11(4)(1956): 217-272.

VON GOSEN, W., BUGGISCH, W. y KRUMM, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina).Tectonophysics 185: 335-356.

VUJOVICH, G. y RAMOS, V.A., 1994. La Faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas I: 215-219, Concepción.

WEAVER, C., 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science 13(5): 417-434, New Haven.

WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D. y TARNEY, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic volcanism in the South Shetland Islands and

the Antarctic Peninsula: geochemical nature and plate tectonic significance. En: Craddock, C., (Ed.), Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press, 263-274, Madison.

WICHMANN, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negroy del Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 33: 1-31.

WICHMANN, R., 1928. Contribución a la geología de los departamentos Chical-có y Puelén de la parte occidental de la Pampa Central. Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 40: 1-24.

WINDHAUSEN, A., 1925. Las antiguas conexiones de la Patagonia. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 28: 213-250, Córdoba.

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

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

YRIGOYEN, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias, 345-364, Córdoba.

YRIGOYEN, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio, 6º Copngreso Geológico Argentino, 139-169.

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

YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M., (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio I: 651-694, Córdoba.

Recibido: marzo 1998

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (4): 97-106, BUENOS AIRES, 1999

CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

1. BASAMENTO GRANÍTICO - METAMÓRFICO DE TANDILIA Y MARTÍN GARCÍA

Luis Dalla Salda

EL BASAMENTO DE LA REGIÓN DE TANDILIA

El Precámbrico más antiguo del extremo suroeste gondwánico en América del Sur se encuentra en el cratón del Río de la Plata; abarca el oeste de la República Oriental del Uruguay, la isla Martín García (río de la Plata) y la región de Tandilia (o Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires), en la Argentina. Las rocas del cratón evolucionaron durante dos ciclos geotectónicos principales: Transamazónico y Brasiliano.

Las rocas más australes del Precámbrico medio de América del Sur están localizadas en la región de Tandilia, en el centro-sur de la provincia de Buenos Aires (Figura 1). La asociación ígneo-metamórfica fue llamada ***Complejo Buenos Aires*** por Marchese y Di Paola (1975). Datos radimétricos indican una larga historia geológica, principalmente dentro del ciclo Transamazónico (2200 a 1800 Ma, Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980; Dalla Salda et al., 1987, 1988). Esta región fue estudiada por más de una centuria; los trabajos de síntesis que detallaron todos los antecedentes hasta allí existentes, fueron realizados por Teruggi y Kilmurray (1975 y 1980). Un estudio (Dalla Salda, 1981a) indicaría que las rocas de la isla Martín García conectan Tandilia con el basamento uruguayo.

El Complejo Buenos Aires, una típica asociación de rocas de basamento cristalino, está compuesto por gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, escasos esquistos y mármoles, diques ácidos y básicos, y numerosos plutones mayores y menores de granitoides. Además se destacan potentes fajas de rocas cataclásticas de composición principalmente granítica. Lema y Cucchi (1981, 1985) incluyeron en él rocas volcánicas y subvolcánicas. Teruggi et al.

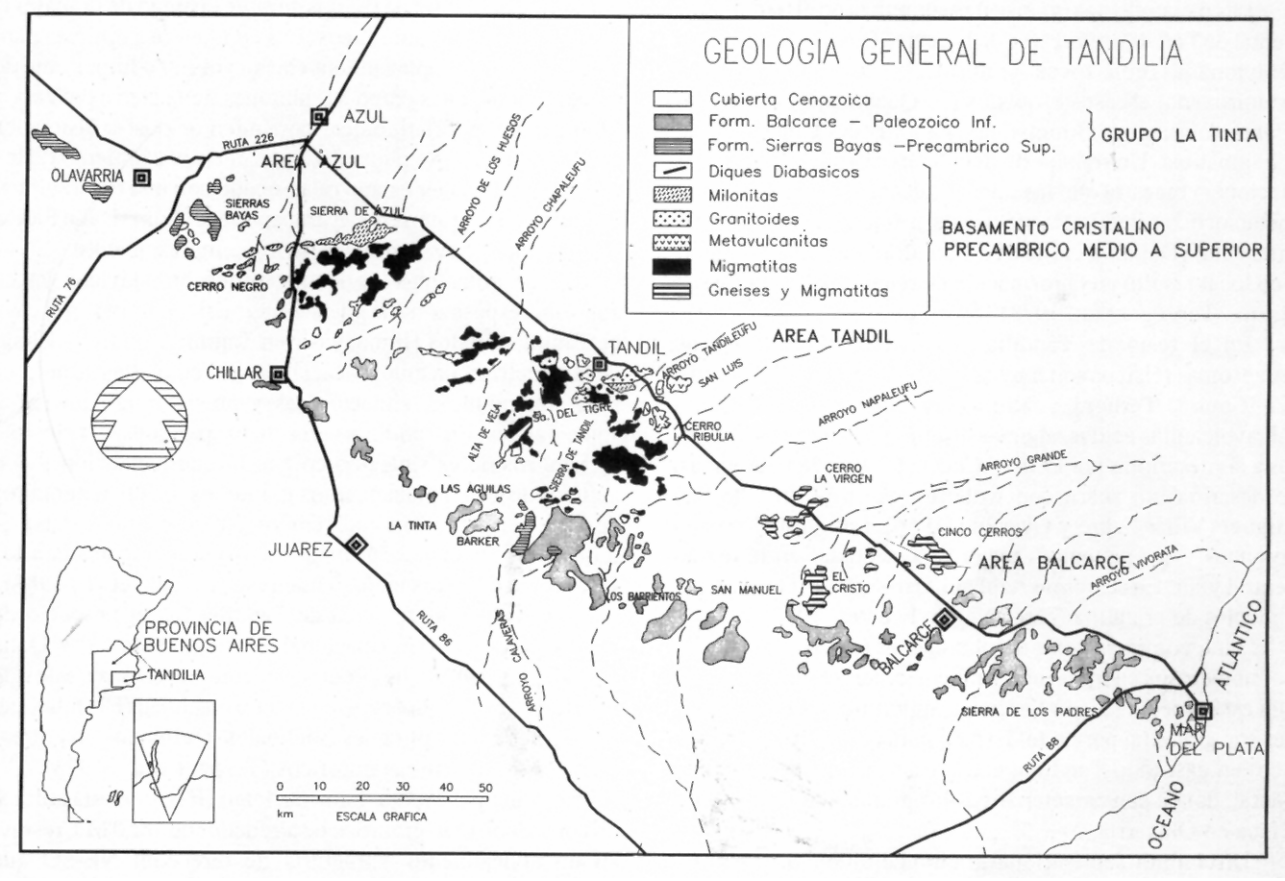


Figura 1. Mapa geológico de Tandilia, mostrando los principales tipos litológicos del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria de plataforma.

Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP-CONICET, calle 1 Nº 644, 1900 La Plata

(1988) distinguieron la ***Formación El Cortijo***: metacherts, metagrauvacas y metabasitas, que interpretaron como de filiación oceánica (relictos de una sutura).

Estas rocas se encuentran cubiertas, hacia el oeste y suroeste, por dos secuencias sedimentarias de plataforma, una precámbrica superior (Grupo La Tinta) y otra ordovícica (Formación Balcarce) discriminadas por Dalla Salda e Iñiguez (1979). En el subsuelo de Mar del Plata, una perforación ubicó por debajo de las cuarcitas de Balcarce una unidad metapelítica de muy bajo grado metamórfico y alta deformación (***Metapelitas Punta Mogotes***, Marchese y Di Paola, 1975) datada en alrededor de 600 Ma y posible de correlacionar con el cinturón brasiliano del este uruguayo. En los bajos interserranos, y en alguna laderas hay depósitos clásticos finos comparables a los terciarios y cuaternarios típicos de la Pampa Bonaerense (Rabassa,1973).

El cratón contiene un enjambre de diques diabásicos, indicando un primer evento de estabilización (alrededor de 1700 Ma, Teruggi et al., 1974; Dalla Salda et al., 1988), posterior al emplazamiento de leucogranitos post-tectónicos, mientras las rocas del basamento todavía conservaban ductibilidad.

Las rocas cataclásticas son descriptas por González Bonorino et al. (1956) y Teruggi y Kilmurray (1975 y 1980) como derivadas de granitoides. El fenómeno cataclástico se desarrolló intensamente en varias y anchas fajas de corte en las sierras de Azul y Tandil (Dalla Salda, 1981b).

Las metamorfitas (gneises) predominan en el tercio suroriental de Tandilia, en el área de Balcarce (Figura 1); allí están relacionadas con rocas granulíticas con hornblenda y ortopiroxeno, escasos esquistos (El Quebracho), oficalcitas (Punta Tota), rocas ultramáficas (Punta Tota y Cinco Cerros) y migmatitas. Un trabajo de detalle en cerro El Cristo (Dos Naciones) muestra que las mismas alcanzaron, en un evento metamórfico principal las facies de anfibolitas almandínicas grado alto (Dalla Salda, 1981c). Un último evento metamórfico local resultó en la formación de rocas retrógradas grado clorita (Teruggi et al., 1973).

En el resto de Tandilia, las metamorfitas libres de leucosomas félsicos son muy escasas. Al sur de Tandil (cerro La Ribulia, Teruggi y Kilmurray, 1980) se observaron metavolcanitas ácidas, algunas de ellas porfíricas y semejantes a las descriptas por Lema y Cucchi (1981,1985). Además, se describió un skarn con wollastonita en el área de San Miguel (Villar Fabre y Quartino, 1966). Las anfibolitas son comunes y se encuentran mejor representadas en la región central y sur. En el área de Azul también se describieron rocas en facies de granulita (cerro Negro, Fuentes, 1970).

Una compleja serie de plutones graníticos, integrados por numerosos cuerpos independientes, caracteriza Tandilia; ella está asociada a amplias zonas miloníticas. Los granitoides son grises (si portan feldespato potásico es tipo amazonítico) en casi todo Tandilia, excepto en su extremo noroccidental, donde son característicos los granitos rojos de Sierra Chica en Olavarría.

Un cinturón septentrional granitoide-milonita, cuya composición general varía entre tonalita y granito (de afinidades de arco y colisionales) representaría la evolución desde sintectónica a post-tectónica del ciclo Transamazónico (Dalla Salda et al., 1987 y 1988). Los leucogranitos de sierra Alta de Vela y Montecristo representarían plutones más simples relacionados con una etapa tardía del evento orogénico principal.

Son comunes los granitoides con epidoto magmático y/o secundario, indicando la presencia de una corteza gruesa o un rápido ascenso. De acuerdo con análisis geotectónicos preliminares, algunos se clasificaron como de tipo S (protolitos sedimentarios). El estudio de las texturas, los feldespatos, las micas y el epidoto indicarían una larga historia evolutiva, incluyendo un importante evento milonítico acompañado por un incremento en la temperatura y en fluidos a lo largo del cinturón cataclástico y granítico.

Los granitoides de la región central de Tandilia son leucogranitos al sur de las fajas miloníticas de rumbo este-oeste en la región de la sierra Alta de Vela y cerro Montecristo, y granitos, granodioritas y tonalitas en el norte de ellas, en las sierras Federación, Dos Leones y Movediza (Dalla Salda et al., 1987). Análisis de elementos de traza, junto a datos de elementos mayores, razones iniciales de isótopos de Sr, y las conexiones estructurales y litológicas dentro del basamento, hacen suponer que algunos granitoides de Tandilia tienen un origen colisional anatéctico (Dalla Salda et al., 1987, Varela et al., 1988). Se interpretó que la asociación gnéisica-migmática, con leucosomas móviles ricos en fluidos, asociados a las anchas fajas de corte y a planos de corrimientos -que engrosaron las áreas metamórficas- produjeron una elevación de geotermas (Dalla Salda et al., 1987).

Estos autores indicaron que importantes corrimientos y transcurrencia, típicos de colisiones continente-continente, constituyeron una situación favorable para el aporte de importantes cantidades de fluidos durante el inicio de la anatexis de los granitoides tandilianos. Las condiciones óptimas para la generación y emplazamiento de un volumen importante de leucogranitos, tales como los plutones de la sierra de Vela y Montecristo, podrían indicar corrimientos post-colisionales en el basamento. Se puntualizó que el emplazamiento de los granitos pudo haber estado relacionado con una faja regional de corte con transcurrencia y transporte oblicuo (Dalla Salda, 1981b), que generaron lugar para su emplazamiento.

Es de notar que los leucogranitos himaláyicos yacen sobre una espesa zona de gneises migmáticos, como en el caso de Tandilia. En los Himalayas y en Tandilia, dentro y debajo de la principal faja milonítica, las facies regionales de anfibolitas almandínicas, sintectónicas y amplia migmatización, son comunes. En Tandilia, cerca de los plutones, el principal metamorfismo es sintectónico con la migmatización y con algunos de los emplazamientos graníticos. Los leucogranitos de Vela son altamente radigénicos y heterogéneos (Rb / Sr mín = 1.56, máx = 2.56, med = 1.94) coincidentes con los valores encontrados en los Himalayas (Varela et al., 1988).

La evolución tectónica de Tandilia fue el producto de más de un evento deformacional (Teruggi et al., 1973, Dalla Salda et al., 1988) que produjeron complicados modelos de interferencia. El primer episodio deformacional (F1) relictual, se caracterizó por pliegues isoclinales, reclinados con dirección este-oeste, sinmetamórficos (Teruggi et al., 1973).

El principal evento deformacional (F2), que está enlazado con un episodio granítico de alrededor de 1850 Ma, resultó en un alineamiento estructural de dirección NE-SO que deforma a F1. Un tercer evento tectónico (F3) muestra un sistema deformacional caracterizado por varios estilos de pliegues, pero principalmente con plano axial NO-SE de gran ángulo que corta los trenes más antiguos.

Parte de la estructura del cratón fue considerada como producto de un modelo tectónico transcurrente que coadyuva a explicar su polideformación (Dalla Salda, 1981b). La

orogenia Transamazónica se interpretó como producto de un modelo colisional: leucogranitos, rocas de fondo oceánico y las potentes fajas miloníticas, sugirieron una colisión continente-continente asociada con fallas transcurrentes y compresivas (Dalla Salda et al., 1987; Teruggi et al., 1988).

El conjunto ígneo-metamórfico podría ser parte de una unidad mayor extendida dentro del sureste de África, incluyendo unidades como Vioolsdrif Suite (2000-1730 Ma) y parte del cinturón Namaqualand-Natal (2200-1000 Ma), según Dalla Salda (1980).

Así, en la región de Tandilia del cratón del Río de la Plata pueden ser reconocidos dos ciclos tectónicos precámbricos mayores: Transamazónico (2.2-1.8 Ga) y Brasiliano (Pelitas Punta Mogotes y Grupo la Tinta, 900-500 Ma), seguidos en el Paleozoico inferior (Ordovícico) por la depositación de una secuencia de sedimentos cuarcíticos con una rica icnofauna. Los depósitos marinos precámbricos, correlacionados con el Grupo Nama del SO de África, podrían marcar el ensamble de Gondwana (Dalla Salda, 1982) hacia el final del Precámbrico superior.

LA ISLA MARTÍN GARCÍA, RÍO DE LA PLATA

La isla Martín García del río de la Plata superior se encuentra a 46 km al este de la ciudad de Buenos Aires. Es elíptica, alargada en sentido norte-sur, cubre 168 hectáreas, y se eleva 25 m sobre el río. Las rocas del basamento, de edad precámbrica media a superior (Transamazónica) se agruparon en el ***Complejo Martín García*** (Dalla Salda, 1981). Éste consiste en una serie de metamorfitas, especialmente anfibolitas, a las que acompañan gneises y esquistos, rocas que en oportunidades muestran fenómenos de migmatización e intrusión de escasos y pequeños filones graníticos. Estas rocas aparecen en afloramientos menores en los sectores costeros al suroeste, sur y sureste cubiertas por sedimentos modernos (Ravizzia, 1984). Se destaca, al oeste de la pista de aterrizaje, un afloramiento de piroxenitas augíticas. El conjunto se incluyó, por edad y evolución geológica, en el Cratón del Río de la Plata (Dalla Salda et al., 1988).

Las rocas se muestran lentiformes, marcando el complejo estilo deformacional que presenta todo el basamento de la isla. Fueron interpretadas como producto de metamorfismo regional en condiciones de presión y temperatura equivalentes a facies de anfibolitas almandínicas, probablemente subfacies estaurolita-almandino y/o cianita-almandino sobre una secuencia sedimentaria intruida por cuerpos básicos con diferenciaciones ultrabásicas.

Este protolito fue sometido a un primer evento deformacional dúctil representado por un plegamiento de rumbo NO-SE e inclinando al SE; posiblemente sintectónico con esta fase ocurrió un primer episodio metamórfico regional no menor a la subfacies almandino de los esquistos verdes. Las edades más antiguas de las rocas datadas hasta el presente corresponden con este primer evento (2.085 a 2.050 Ma).

Posteriormente ocurrió una segunda deformación dúctil que desarrolló estructuras planares y pliegues de rumbo SO-NE. Ésta es la que provoca la lenticularidad de las metamorfitas. Acompaña el episodio N2 de metamorfismo regional dinamotérmico que provoca una recristalización profunda del Complejo en grado de anfibolitas almandínicas (andesina). Este evento es el que provocó la principal estructura planar penetrativa del rumbo antes citado y las lineaciones minerales más conspicuas de la zona. El microclino, plagioclasa y cuarzo neoformados en las migmatitas, son sincinemáticos respecto a él. De las rocas datadas de la isla (Linares y Latorre, 1969; Dalla Salda, 1981) el grupo que corresponde a edades entre 1.870 y 1.600 Ma, es el representante de esta segunda fase metamórfica.

Con posterioridad a la deformación plástica y a los principales eventos metamórficos, se produjo la elevación del complejo a niveles corticales superiores, con desarrollo local de corrugamiento y muy escaso clivaje, provocando la diaftóresis parcial de las rocas. Es en estas últimas etapas donde se produce la intrusión de los cuerpos menores graníticos a tonalíticos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

DALLA SALDA, L., 1980. Some relationships between the cratonic areas of the Rio de la Plata, South America and the Western Kalahari, Africa. Chamber of Mines, Precambrian Research Unit, 17th. Annual Report: 74-77. Cape Town.

DALLA SALDA, L., 1981a. El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. Asociación Geológica Argentina, Revista, 26 (1): 29-43.

DALLA SALDA, L., 1981b. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia de basamento. Revista Asociación Geológica Argentina, 36 (2): 204-207.

DALLA SALDA, L., 1981c. The Precambrian geology of El Cristo, southern Tandilia region, Argentina. Geologische Rundschau, 70 (3): 1030-1042.

DALLA SALDA, L., 1982. Nama-La Tinta y el inicio de Gondwana. Acta Geológica Lilloana, 16 (1): 23-28.

DALLA SALDA, L. e IÑIGUEZ, A.M., 1979. "La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires . 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 539-550.

DALLA SALDA, L., FRANZESE, J. y DE POSADAS, V.G., 1987. The 1800 Ma mylonite-anatectic granitoid asociation in Tandilia, Argentina. 7t. International Conference on Basement Tectonics. Abstracts, 28, Kingston.

DALLA SALDA, L., BOSSI, J. y CINGOLANI, C., 1988. The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. Episodes, 11 (4): 263-269.

FUENTES, J.G., 1970. Significado de las novedades petrológicas del basamento cristalino de Tandilia. Asociación Geológica Argentina, Revista 25 (3): 311-318.

GONZÁLEZ BONORINO, F., ZARDINI, R., FIGUEROA, M. y LIMOUSIN, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (provincia de Buenos Aires) LEMIT, Serie 2 (63): 5-22.

LEMA, H. y CUCCHI, R., 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 36(1):103-104.

LEMA, H. y CUCCHI, R., 1985. Geología de la Sierra Alta de Vela. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 867-879.

LINARES, E. y LATORRE, A., 1969. Datación por el método K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. Comisión Nacional de Energía Atómica. (Inédito).

MARCHESE, H. G. y DI PAOLA, E., 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Perfo-

ración de Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (1): 44-52.

RABASSA, J., 1973. Geología superficial de la Hoja "Sierras de Tandil" provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie 2 (240): 117-160.

RAVIZZIA, R., 1984. Principales aspectos geológicos del Cuaternario de la isla Martín García, Río de la Plata superior. Asociación Geológico Argentina, Revista 39 (1): 125-130.

TERUGGI, M. y KILMURRAY, J., 1975. Tandilia 6º Congreso Geológico Argentino, Relatario: 55-78

TERUGGI, M. y KILMURRAY, J., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, en Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, II: 967-984

TERUGGI, M., KILMURRAY, J. y DALLA SALDA, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. Anales Sociedad Científica Argentina, 295 (1-2): 81-94..

TERUGGI, M., KILMURRAY, J. y DALLA SALDA, L., 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. Asociación Geológica Argentina, Revista 29 (3): 265-276.

TERUGGI, M., KILMURRAY, J., RAPELA, C. y DALLA SALDA, L., 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. Asociación Geológica Argentina, Revista 29 (1): 41-60.

TERUGGI, M., LEGUIZAMON, M. y RAMOS, V., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 43 (3): 366-374.

VILLAR FABRE, J. y QUARTINO, B., 1966. Exomorphic and endomorphic effects from marble contaminated granite contacts in the San Miguel quarry, Barber. American Journal Science, 264: 310-320

VARELA, R., DALLA SALDA, L. y CINGOLANI, C., 1985. La Edad Rb-Sr del Granito de Vela, Tandil. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas.

VARELA, R., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1988. Geocronología Rb-Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 291-305.

Recibido: mayo 1996; revisado mayo 1999

2. LA COBERTURA SEDIMENTARIA DE TANDILIA

Adrián Mario Iñiguez Rodríguez †

MARCO REGIONAL

La faja serrana de escasa altura denominada Tandilia, surca de noroeste a sureste la región central de la provincia de Buenos Aires (véase Figura 2). La longitud del cordón es de 300 km con un ancho máximo de 60 kilómetros.

Consta esencialmente de dos unidades geológicas principales: 1) el Complejo Ígneo-Metamórfico o Complejo Buenos Aires, que constituye el basamento local (ca. 2000 Ma) y 2) la cobertura sedimentaria precámbrica - paleozoica inferior, subhorizontal en relación discordante sobre el anterior.

Las sierras poseen sus máximas alturas, alrededor de 500 m sobre el nivel del mar, en la parte central del cordón, respondiendo a una estructura general de bloques fallados y ladeados.

estudio del Precámbrico superior y Paleozoico inferior. Tiene su mejor exposición en los sectores cercanos a Olavarría -Sierras Bayas, Barker y Balcarce, donde se localizan los estratos tipo de las Formaciones que la integran. Dentro de un paleoambiente sedimentario de plataforma, se han reconocido esencialmente dos unidades sedimentarias: una inferior siliciclástica - carbonática (Sierras Bayas - Cerro Negro), asignada al Precámbrico superior, y otra siliciclástica (Balcarce) ubicada en el Eopaleozoico.

De acuerdo a lo conocido en el suroeste de Gondwana, la secuencia de La Tinta conforma los afloramientos más australes del cratón del Río de la Plata, y sería correlacionable con unidades equivalentes de Uruguay y de los estados brasileños de Paraná y Sao Paulo (Aceñolaza y Ciguel, 1987) y asimismo con el denominado Grupo Nama de Sudáfrica (Dalla Salda, 1982).

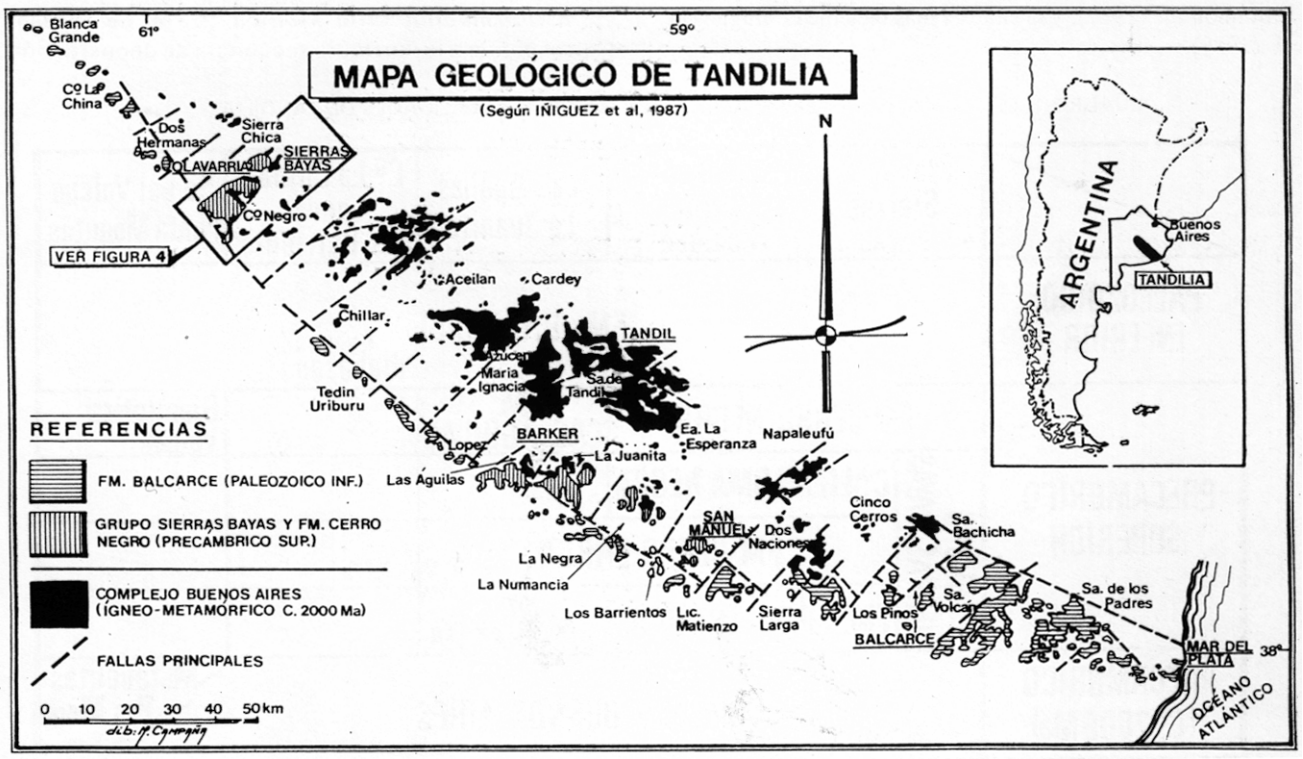


Figura 2. Mapa Geológico de la cobertura sedimentaria de Tandilia con ubicación de la figura 4.

La cobertura sedimentaria, conocida desde antiguo como "Grupo La Tinta" y luego redefinida para integrar el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro, constituye una secuencia importante en el suroeste de Gondwana, para el

ANTECEDENTES PRINCIPALES

Los antecedentes históricos se inician con los trabajos de d'Orbigny (1842), Heusser y Claraz (1863) y Hauthal (1896).

Este último autor ubicó a las rocas clásticas en el Cámbrico, reubicándolas posteriormente en el Silúrico inferior. El reconocimiento de la cubierta sedimentaria como unidad estratigráfica compleja, fue dilucidado por Nágera (1919) para el sector de Sierras Bayas.

Con posterioridad se destacan los trabajos estratigráficos y paleontológicos de Borrello (1962 y 1966). Sobre la base de los icnofósiles descriptos, este autor ubicó la sucesión clástica en el Ordovícico, teniendo en cuenta que hasta entonces era conocida como única unidad sedimentaria con variaciones laterales de facies. Amos et al. (1972) introducen modificaciones en el ordenamiento estratigráfico reconociendo dos unidades: Grupo La Tinta y Cuarcitas Balcarce. Las observaciones de Dalla Salda e Iñiguez (1979) llevaron a separar las unidades Sierras Bayas y Balcarce, asignadas al Precámbrico superior y Paleozoico inferior, respectivamente. Los avances logrados con los estudios geológicos detallados de los últimos años, especialmente la concreción de un carteo completo a escala 1:50.000, llevado a cabo por investigadores del Centro de Investigaciones Geológicas (Iñiguez, 1983), y posteriores análisis sedimentológicos, paleoambientales y bioestratigráficos, han permitido establecer una evolución de las distintas unidades sedimentarias, con nuevas interpretaciones estratigráficas, basadas fundamentalmente en el reconocimiento de ciclos y secuencias tectosedimentarias (Iñiguez et al., 1989).

Como trabajos generales cabe mencionar a los realizados por Antonioli (1969), Amos et al. (1972), Holmberg (1972), Di Paola y Marchese (1974), Iñiguez y Zalba (1974), Dalla Salda e Iñiguez (1979), Teruggi y Kilmurray (1980), Cingolani y Bonhomme (1982), y la síntesis más reciente de Iñiguez et al. (1989).

ciones laterales y verticales de facies, según se expone en el Cuadro 1 y en la figura 3.

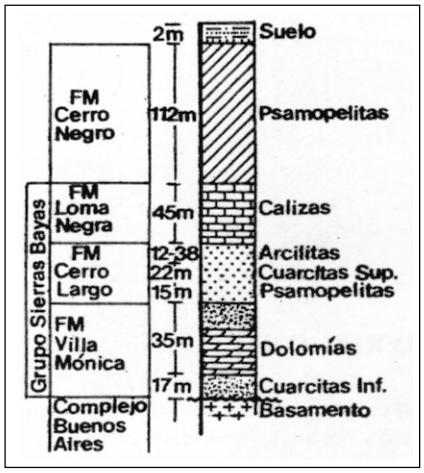


Figura 3. Columna estratigráfica del Precámbico sedimentario de Tandilia.

Este ordenamiento estratigráfico, hasta ahora, se ajusta a cinco ciclos o secuencias sedimentarias, definidas a partir de cambios relativos del nivel del mar y limitadas en cada caso por discontinuidades o diastemas. De base a techo se exponen seguidamente las características principales de las mismas:

Grupo Sierras Bayas (Formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Loma Negra)

a. Formación Villa Mónica (52 m de espesor): Corresponde a la "primera secuencia de depositación",

CUADRO 1. ESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIONES EN DIVERSAS LOCALIDADES DE TANDILIA.

	Olavarría-Sierras Bayas	Barker-Villa Cacique	Las Águilas La Juanita	Cº La China Lopez Los Barrientos	Sa. del Volcán Punta Mogotes
PALEOZOICO INFERIOR	FM. BALCARCE vvv diabasas				
PRECÁMBRICO SUPERIOR	FM. CERRO NEGRO		FM. LAS ÁGUILAS		Diamictita Volcán
	GRUPO SIERRAS BAYAS: CALIZA LOMA NEGRA				
	FM. CERRO LARGO				
	FM. VILLA MÓNICA		FM. LA JUANITA		
PRECÁMBRICO (C. 2000 Ma)	COMPLEJO BUENOS AIRES				Metapelitas Pta. Mogotes

dib: M. Campaña

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Iñiguez et al. (1989), basado en Poiré (1987, 1993), han propuesto un esquema estratigráfico, con sus correlaciones en diversas localidades de Tandilia de acuerdo a las variaciones laterales y verticales de facies, según los trabajos de Poiré (1987) e Iñiguez et al. (1989). Esta secuencia constituye los miembros conocidos desde antiguo como "Cuarcitas Inferiores" y "Dolomías" (Nágera, 1919; González Bonorino, 1954).

Los estudios sedimentológicos detallados en la zona de Olavarría - Sierras Bayas señalan la presencia de dos asociaciones verticales de facies, una cuarzo-arcósica, con 16 m de espesor, y otra dolomítica y pelítica de unos 36 m de potencia. Esta última constituye una asociación dolomítica biogénica, con numerosos estromatolitos, de tipo estratiforme como el género *Stratifera*, de tipo columnar como *Gymnosolen*, *Conophyton*, *Jacutophyton*, columnares - estratiformes como *Kusiella*, entre otros, según los estudios de Poiré (1987). Las paleocorrientes que marcan el desarrollo de estos cuerpos, se presentan al oeste y noroeste. Esto culmina con 2 m de lutitas laminadas y calciopelitas rojizas (Figuras 4 y 5).

En la zona de Barker, se presentan variaciones de estas asociaciones de facies que fueron denominadas localmente como Formación La Juanita. La primera es un cuerpo tabular de arenitas cuarzosas, de grano medio, con estructuras tipo artesas y escasa laminación (Andreis y Zalba, 1985). También se presentan en esta zona niveles dolomíticos, que fueron mapeados en su oportunidad por Schauer y Venier (1967), de unos 10 m de espesor, presentando estructuras estromatolíticas. Lateralmente presenta variaciones faciales hacia psamitas amarillentas o pelitas ferruginosas.

Los estromatolitos descriptos han permitido asignar la secuencia al Precámbrico superior (Rifeano), según los estudios de Poiré (1987). Edades radimétricas Rb-Sr en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas, realizadas sobre fracciones finas (menores de dos micrones) ricas en illita, con índice de cristalinidad que apunta al campo de génesis sedimentaria o diagenética, han aportado un valor de 793 ± 32 Ma (Cingolani y Bonhomme, 1982).

Todo ello permite confirmar la asignación de la secuencia inferior de Sierras Bayas y Barker al Precámbrico superior, que a su vez está en concordancia con los elementos paleontológicos encontrados por Pöthe de Baldis et al. (1983), con algunos datos paleomagnéticos (Valencio et al., 1980 y Sinito, 1984) y las consideraciones paleogeográficas para el ámbito del Cratón del Río de la Plata (Dalla salda et al., 1988).

b. Formación Cerro Largo (espesor 75 m): Se inicia en la sección tipo de Olavarría - Sierras Bayas, con una asocia-

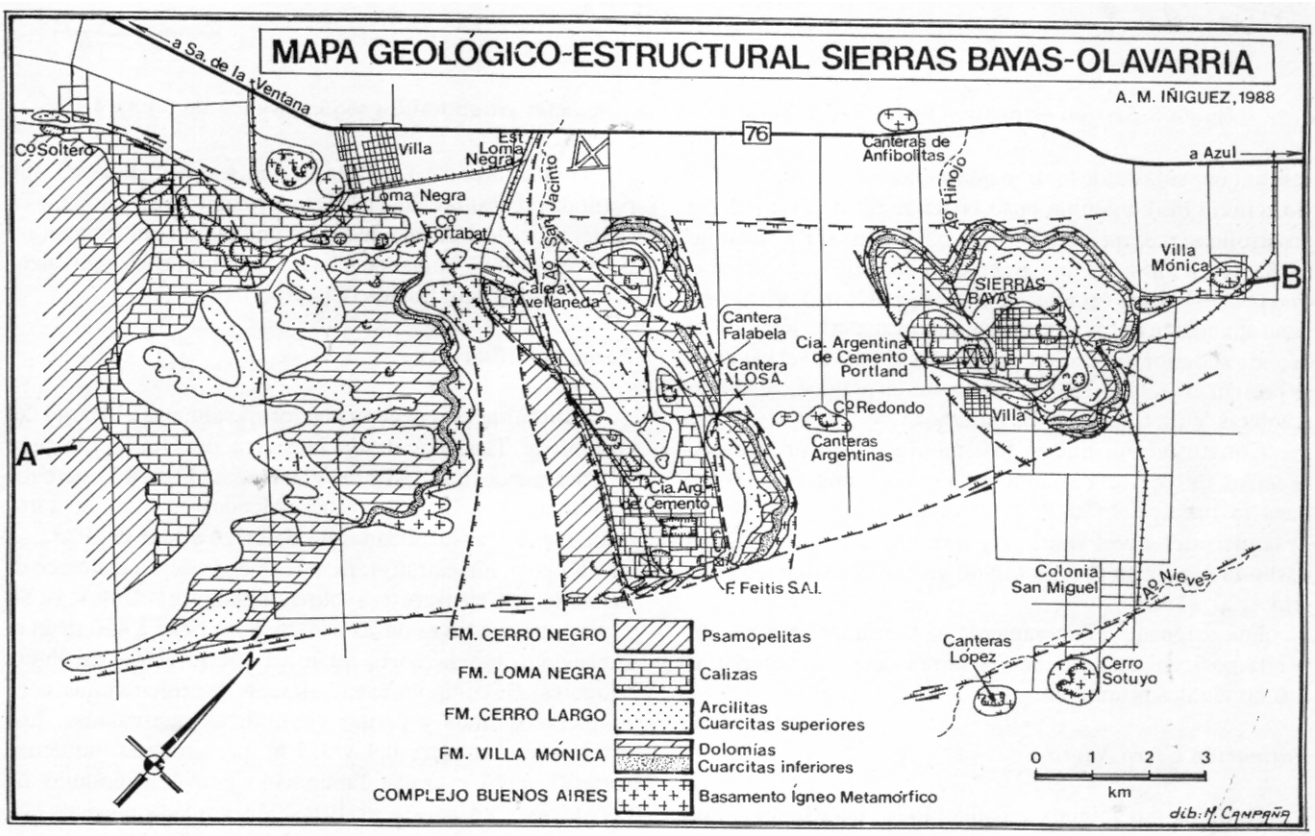


Figura 4. Mapa geológico de detalle de la región de Sierras Bayas-Olavarría. Ubicación en figura 1.

ción de psamo-pelitas de unos 15 m de espesor (Poiré, 1987; Poiré e Iñiguez, 1984) en discordancia erosiva sobre la anterior. Continúan 22 m de arenitas cuarzosas, anteriormente descriptas como "Cuarcitas Superiores", que son portadoras de algunos icnofósiles de estructura simple (Poiré et al., 1984). Esta asociación culmina con pelitas y limolitas illíticas - cuarzosas, de unos 38 metros.

Hacia el sector de Barker y San Manuel se presenta bien desarrollada la secuencia psamítica, con ortocuarcitas portadoras de intraclastos. Se registran bioturbaciones según los estudios de Zalba et al. (1982). Continúan niveles pelíticos de hasta 4 m de potencia.

Toda esta unidad correspondería a un nuevo ascenso relativo del nivel del mar, para pasar a un descenso progresivo. Los datos geocronológicos Rb-Sr apuntan a valores de 769 ± 32 Ma (Bonhomme y Cingolani, 1980) y los datos paleontológicos, especialmente los descriptos por Pöthe de Baldis et al. (1983), confirman una edad precámbrica superior.

c. Caliza Loma Negra (45 m de espesor): Se trata de una unidad conspicua en la región de Tandilia, que tiene importancia económica en la fabricación de cemento y cal. Si bien

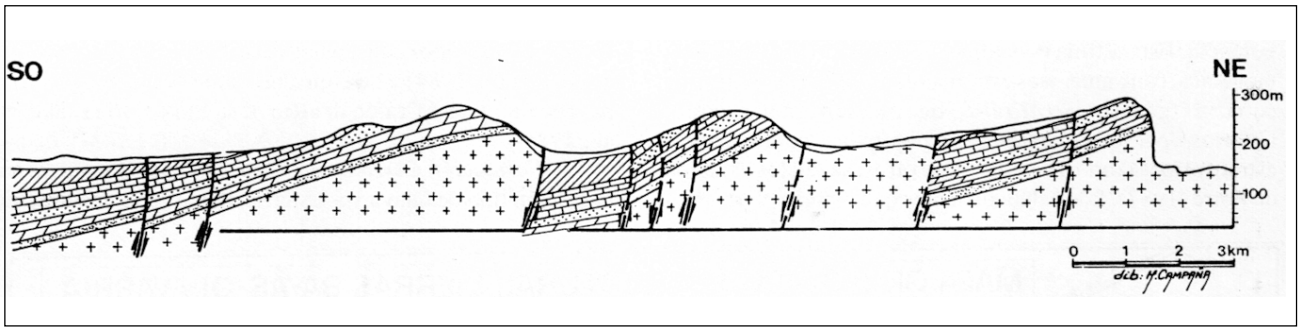


Figura 5. Sección estructural de las Sierras Bayas-Olavarría. Unidades estratigráficas según leyenda de figura 4.

resulta conocida desde los trabajos pioneros en las sierras, fue Borrello (1966) quien propuso la denominación formal. Su desarrollo se presenta tanto en la zona de Sierras Bayas como en Barker. Se trata de una asociación de facies carbonáticas (*mudstones*) grises oscuras, negras, rojizas, con detrito terrígeno abundante en los términos basales y materia orgánica en la parte superior. En Barker por disolución del nivel calcáreo se presentan sectores rellenos por material pelítico colapsado (canteras Villa Cacique y El Infierno).

Constituye un nuevo testimonio de un progresivo ascenso del nivel del mar en condiciones favorables para la precipitación de carbonatos. Culmina con un descenso del nivel marino y exposición de las facies carbonáticas, con formación de un relieve cárstico (Barrio et al., 1985).

Fue asignada tentativamente al Precámbrico superior, por la posición en secuencia y la presencia de numerosas formas algales primitivas.

Formación Cerro Negro

Definida por Iñiguez y Zalba (1974) para la región de Olavarría - Sierras Bayas, y constituida esencialmente por una secuencia de arcilitas illito-cloríticas de variados tonos verdosos a rojizos con alrededor de 170 m de espesor, dispuesta en discordancia sobre la secuencia calcárea. Fue reconocida en afloramientos y en perforaciones, donde se registra su mayor espesor. Cabe destacar que se han descripto para esta unidad paquetes de areniscas finas, limolitas e inclusive rocas de origen piroclástico ácido intercaladas (Cuomo et al., 1983).

En la región de Barker, Zalba (1981) describió una secuencia equivalente de pelitas de color gris oliva que se inicia con una brecha intraformacional, mencionada por Dalla Salda et al. (1972). En la parte basal de esta unidad, Leanza y Hugo (1987) dieron a conocer el hallazgo de fosforitas ("Miembro Fosfático"), interpretando que son el resultado de la colmatación de una paleosuperficie suavemente canalizada labrada en el techo de la Caliza Loma Negra, debido a una regresión del nivel del mar.

Los datos geocronológicos sugieren una edad precámbrica superior (723 ± 30 Ma) según los estudios de Bonhomme y Cingolani (1980). Asimismo la presencia de acritarcos de morfología simple del tipo *Sphaeromorphitae*, apunta a confirmar la edad precámbrica (Cingolani et al., 1991).

Para el área de Cuchilla de las Águilas (Barker), fue definida por Zalba et al. (1988) la formación homónima, y en la sierra del Volcán fue descripta una diamictita (Spalletti y del Valle, 1984), ambas en posición estratigráfica equivalente a la unidad aquí tratada (Cuadro 1).

Formación Balcarce

Esta unidad se encuentra en forma saltuaria a lo largo del cordón de Tandilia, desde la sierra de Quilla Lauquén (Blancagrande) hasta Mar del Plata (véase Figura 2), pero los afloramientos principales están ubicados en la mitad suroriental, entre las localidades de Balcarce y Mar del Plata.

La posición estratigráfica de la Formación Balcarce es discordante y transgresiva sobre unidades precámbricas. Su espesor promedio es de 75 a 90 m, pero llega a 450 m en el subsuelo sobre la costa atlántica (perforación de Punta Mogotes). Se compone esencialmente de ortocuarcitas, conglomerados finos y pelitas caoliníticas intercaladas. Los estratos varían entre 0,3 y 1,5 m, presentando numerosa estratificación cruzada, laminación convexa, óndulas de corrientes y en parte estratificación gradada normal. Los trabajos sedimentológicos (del Valle, 1987b; Iñiguez et al., 1990), permitieron reconstruir un paleoambiente sedimentario litoral, sublitoral, con fluctuaciones periódicas progradantes y de somerización. Las paleocorrientes (del Valle, 1990), en general unimodales, a veces bipolares, indican direcciones principales hacia el noroeste, suroeste y oeste (N 344º, 209º, 269º).

Cabe consignar la presencia de rocas de origen piroclástico básico en las secuencias del cerro del Corral, según los estudios de Dristas y Frisicale (1987). Se incluyen aquí desde lapillitas a tobas, transformadas por alteración hidrotermal.

Los fósiles están representados fundamentalmente por numerosos icnogéneros entre los que mencionamos a *Cruziana*, *Arthrophycus* y *Rusophycus*. Corresponden batimétricamente a la "*Facies de Cruziana*" (Aceñolaza, 1979). Esta asociación ha llevado a los distintos autores a proponer una edad ordovícica (Borrello, 1966) o cambro - ordovícica (del Valle, 1987a). Como dato de orientación cronológica indicamos las dataciones radimétricas K-Ar sobre diabasas que incluyen a una parte de estas sedimentitas, con valores de 396, 450 y 490 Ma (Rapela et al., 1974; Cingolani et al., 1985). Nuevos estudios icnoestratigráficos realizados por Seilacher (en preparación) en la zona de Balcarce (Can-

tera Los Pinos) y Cabo Corrientes (Mar del Plata) indican la presencia de nuevas especies de *Cruziana* y *Arthrophycus*, sugiriendo una edad ordovícica superior a silúrica inferior, por comparación con icnogéneros de otras localidades gondwánicas.

EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA

En la evolución tectosedimentaria, de acuerdo con lo interpretado por Iñiguez et al. (1989), los movimientos del ciclo Brasiliano (Precámbrico superior, ca. 600 Ma) habrían producido importantes fallamientos en las rocas de la corteza sudamericana con la formación de un sistema de bloques, preservándose sólo en los sectores deprimidos la columna estratigráfica casi completa. Acaecida la peneplanización de toda la región, que afectó el basamento cristalino del cratón del Río de la Plata y los remanentes de la cubierta precámbrica, se produjo la sedimentación siliciclástica madura del Paleozoico inferior de la Formación Balcarce, en un ambiente de plataforma abierta dominada por mareas con el desarrollo de la icnofacies de *Cruziana*.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1979. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. Ameghiniana, 15 (1-2): 15 - 64.

ACEÑOLAZA, F.G. y CIGUEL, J.H.G., 1987. Análisis comparativo entre las Formaciones Balcarce (Argentina) y Furnas (Brasil). 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 299 - 305.

AMOS, A., QUARTINO, B. y ZARDINI, R., 1972. El Grupo La Tinta (Prov. Bs.As., Argentina), Paleozoico o Precámbrico. 25º Congreso Brasileiro de Geología: 211 - 221.

ANDREIS, R. y ZALBA, P., 1985. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker, Buenos Aires, Argentina. Revista Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Publicación CIC 105-106.

ANTONIOLI, J., 1969. La Formación La Tinta, provincia Buenos Aires. Notas Comisión Investigaciones Científicas provincia de Buenos Aires.

BARRIO, C., POIRE, D. e IÑIGUEZ, A.M., 1985. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, prov. de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 69 - 76.

BORRELLO, A.V., 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires), Provincia de Buenos Aires, Comisión de Investigación Científica, Notas 1(1):5-9, La Plata.

BORRELLO, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Paleontografía Bonaerense, Fascículo 5: 1 - 42, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

BONHOMME, M. y CINGOLANI, C., 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, Prov. Bs. As. Revista Asociación Geológica Argentina, 35 (4): 519 - 530.

CINGOLANI, C.A. y BONHOMME, M., 1982. Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. Precambrian Research, 18 (1-2): 119 - 132.

CINGOLANI, C.A., VARELA, R. y ACEÑOLAZA, F.G., 1985. Caracteres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (Partido de Necochea), Provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses: 891 - 908.

CINGOLANI, C.A., RAUSCHER, R. y BONHOMME, M, 1991. Grupo La Tinta (Precámbrico y paleozoico inferior), provincia de Buenos Aires, Argentina.: Nuevos datos geocronológicos micropaleontológicos en las sedimentitas de villa Cacique, partido de Juárez. revista Técnica YPFB, Bolivia, 12 (2): 177-191.

CUOMO, J., DEL MÓNACO, A. y MARUCA, E., 1983. Nuevos yacimientos subterráneos de caliza en el área de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 219 - 231.

DALLA SALDA, L.H., 1982. Nama-La Tinta y el inicio del Gondwana. Acta Geológica Lilloana, 16 (1): 23 - 38.

DALLA SALDA, L.H. e IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, A.M., 1979. La Tinta. Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 539 - 550.

DALLA SALDA, L. H., GUICHON, M. y RAPELA, C., 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 3 (1):133-134.

DALLA SALDA, L.H., BOSSI, J. y CINGOLANI, C.A., 1988. The Rio de la Plata cratonic region of Southwestern Gondwanaland. Episodes, 11 (4): 263 - 269.

DEL VALLE, A., 1987a. Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico y ambiental. Revista Museo La Plata (N.S.) 9: 19 - 41.

DEL VALLE, A., 1987b. Sedimentología de la Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia. Tesis Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (Inédito).

DEL VALLE, A., 1990. Paleogeografía de la cuenca de depositación de la Formación Balcarce (Ordovícico inferior), Tandilia, Argentina. Actas 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 102 - 108.

DI PAOLA, E. y MARCHESE, H., 1974. Relaciones entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta. Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 5(3-4):45-48.

D'ORBIGNY, A., 1842. Voyage dans l'Amerique Meridionale. Provinces de Santa Fe et Buenos Aires. 3. Geologie: 41-52. París.

DRISTAS, J. y FRISICALE, M.C., 1987. Rocas piroclásticas en el sector suroeste de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1-4): 33-45.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie 2 (55): 5-37.

HAUTHAL, R., 1896. Contribución al estudio de la geología de la Provincia de Buenos Aires. 1. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. Revista Museo La Plata, 7: 477 - 489.

HEUSSER, J.Ch. y CLARAZ, G., 1863. Beitrage zur geognostischen und physikalishen Kenatniss der Provinz Buenos Aires. Neue Denkschr. Allgem. Schweizges f.d. Gesammt. Naturw., 21, Zurich.

HOLMBERG, E., 1972. Tandilia, en A. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias de Córdoba, 365-393.

IÑIGUEZ, A.M., 1983. Mapa geológico de la cubierta sedimentaria de Tandilia escala 1:50.000. Centro de Investigaciones Geológicas (inédito).

IÑIGUEZ, A.M. y ZALBA, P., 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT Serie 2 (264): 95-100.

IÑIGUEZ, A.M., DEL VALLE, A., POIRE, D., SPALLETTI, L. y ZALBA, P ., 1989. Cuenca Precámbrica-Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En Chebli, G. y L.A. Spalletti (Eds.).Cuencas sedimentarias argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 245 - 263.

LEANZA, H. y HUGO, C., 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 417 - 428.

MANASSERO, M., 1986. Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 375 - 385.

NÁGERA, J.J., 1919. Nota geológica sobre el Cerro San Agustín, Balcarce (Provincia de Buenos Aires). Dirección General Minas y Geología, Boletín 22:1-3.

POIRÉ, D., 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Olavarría, Buenos Aires. Tesis Museo de La Plata (inédito).

POIRÉ, D., 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11.

POIRÉ, D. e IÑIGUEZ, A.M., 1984. Miembro samopelitas de la Formación Sierras Bayas, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 276 - 283.

POIRÉ, D., DEL VALLE, A. y REGALIA, G., 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras bayas y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 249 - 266.

PÖTHE DE BALDIS, D., BALDIS, B. y CUOMO, J., 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. Revista Asociación Geológica Argentina, 38 (1): 73-83.

RAPELA, C.W., DALLA SALDA, L. H. y CINGOLANI, C.A., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos), Provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, 29 (3): 319 - 331.

SCHAUER, O. C. y VENIER, J., 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sierras de La Tinta, provincia de Buenos Aires. Notas Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires 5 (6):1-14.

SINITO, A.M.,1984. Paleomagnetismo de rocas sedimentarias de la provincia de Buenos Aires asignadas al Precámbrico tardío y Paleozoico temprano. Revista Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2):144-152

SPALLETTI, L. y DEL VALLE, A., 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. Revista Asociación Geológica Argentina 39 (3-4): 188 - 206.

TERUGGI, M.E. y KILMURRAY, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En J. Turner (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 2: 919 - 956.

VALENCIO, D.A., SINITO, A.M. y VILAS, J.F., 1980. Paleomagnetism or upper Precambrian rocks of the La Tinta Formation, Argentina. Geophysical Journal Research, Astrophysical Society, 62: 563 - 575.

ZALBA, P.E., 1981. Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, Provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, 36 (1): 99 - 102.

ZALBA, P.E., ANDREIS, R.A. y LORENZO, F., 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en la Cuchilla de Las Águilas, Barker, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 389 - 409.

ZALBA, P., ANDREIS, R. A. e IÑIGUEZ, A.M., 1988. Formación Las Águilas, Barker, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. Revista Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 198-209.

Recibido: junio 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (5): 107- 132, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 5

EL BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LA PATAGONIA, ISLAS MALVINAS Y ANTÁRTIDA

1. EL BASAMENTO PRE-GONDWÁNICO DEL CENTRO-OESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

Luis Dalla Salda, Ricardo Varela y Carlos Cingolani

INTRODUCCIÓN

En la región noroccidental de Patagonia septentrional, remanentes de un basamento cristalino pre-Carbonífero se exponen saltuariamente entre los 39º a 42° 30' S. y 69º a 72° O. Por el oeste se destacan los clásicos afloramientos de Aluminé, San Martín de los Andes y Bariloche, en una faja dispuesta de norte a sur en los contrafuertes orientales de la Cordillera Nordpatagónica. Hacia el este, ya en la región extraandina perteneciente al Macizo Nordpatagónico, se deben mencionar las áreas de afloramientos del río Limay y al sur de la misma los asomos dispersos de Cushamen, Río Chico y Gastre (Figura 1). Entre los principales trabajos de síntesis se destacan los de González Bonorino (1979), González Díaz y Nullo (1980),Caminos y Llambías (1984) y Dalla Salda et al., (1990a).

El basamento cristalino así delineado, resulta de importancia por contener información sobre los procesos de conformación de la corteza en parte del borde sudoccidental de Gondwana, verificados en el Proterozoico superior y Paleozoico inferior hasta medio. Con posterioridad, ya definido como parte occidental del bloque continental gondwánico, debió soportar liminarmente la intensa actividad tectónica protoandina y andina, durante el Paleozoico superior y Mesozoico-Cenozoico.

Por su composición y significado geotectónico se han diferenciado dos fajas de terrenos ígneo-metamórficos. La occidental está representada por las rocas del ***Complejo Colohuincul*** y granitoides asociados; la oriental por la ***Metamorfita Cushamen*** y ***Granitoide Mamil Choique***. La primera probablemente consista en un remanente de corteza proterozoica de edad Grenville, de amplio desarrollo en el cratón norteamericano, en este caso removilizada e intruida por granitoides en un margen continental activo durante el Proterozoico más alto-Cámbrico (Dalla Salda et al., 1992a y b). La segunda faja ha sido relacionada con un orógeno colisional gestado durante el Paleozoico inferior, el denominado orógeno Famatiniano, por lo que se ha postulado la posible continuidad hacia el norte, en los cordones de las Sierras Pampeanas del centro y norte del país (Dalla Salda et al., 1992a y b, 1994). Cabe además referirse a un conjunto de metamorfitas (***Ectinitas Piedra Santa***) y de granitoides (***Complejo Plutónico del Chachil***, Leanza, 1990), que han sido segregados del conjunto ígneo-metamórfico del Complejo Colohuincul y granitoides asociados.

COMPLEJO COLOHUINCUL

La denominación y descripción original corresponde a Turner (1965, 1973), quien para el basamento de la comarca de Junín de los Andes identificó como ***Formación Colohuincul*** a ectinitas, principalmente esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas, y como ***Formación Huechulafquen*** a granitos, granodioritas, tonalitas y migmatitas.

Para los afloramientos de la región de Aluminé, se cuenta con los estudios de Vattuone de Ponti (1990). El metamorfismo fue indicado como de tipo andalucita-sillimanita, de baja presión; también fue interpretada, por las paragénesis minerales de metapelitas y metabasitas, una zonación con aumento de grado de este a oeste, abarcando desde la facies de esquisto verde a la facies granulita.

Dalla Salda et al. (1991a), de acuerdo con observaciones realizadas en la región de San Martín de los Andes, propusieron aplicar el término de Complejo Colohuincul para una íntima asociación de metamorfitas y migmatitas. Asimismo, reconocieron dos grupos de granitoides, que denominaron ***Tonalita San Martín de los Andes*** y ***Granodiorita Lago Lácar***.

Las metamorfitas en las proximidades de San Martín de los Andes, son principalmente gneises de grano medio y fino, acompañados por escasas intercalaciones de esquistos micáceos y cuarcitas. Los gneises presentan un bandeado fino, milimétrico, bien marcado y replegado. La textura es combinada grano y lepidoblástica, habiéndose reconocido variedades tonalíticas con biotita y sillimanita, tonalíticas con biotita y moscovita, tonalíticas con biotita y epidoto y granodioríticas con biotita y hornblenda. Se ha interpretado que las metamorfitas derivaron de areniscas grauváquicas, con delgadas intercalaciones de pelitas y areniscas cuarzosas, sujetas a un metamorfismo variable en grado entre bajo y medio-alto. Las distintas zonas metamórficas se pueden representar con las tres siguientes paragénesis:

1) biotita + moscovita + clorita + albita + cuarzo;
2) biotita + moscovita + almandino + plagioclasa + cuarzo;
3) biotita + sillimanita + andesina + cuarzo + (moscovita + epidoto + hornblenda + microclino).

La primera de ellas es indicativa del bajo grado metamórfico, la segunda del mediano grado y la tercera, a la vez la de mayor representación areal, señala a un medio a alto grado compatible con condiciones de presión y temperaturas necesarias para lograr la fusión parcial del conjunto, como lo prueban las migmatitas asociadas. Se ha interpretado que el conjunto no ha llegado a un equilibrio dentro del alto grado metamórfico, con aparición saltuaria de sillimanita; en cuan-

Centro de Investigaciones Geológicas, (UNLP-CONICET) calle 1 Nº 644, 1900 La Plata

to a las rocas de bajo grado, se considera que son intercalaciones tectónicas, sea de rocas de menor nivel cortical del mismo cinturón metamórfico, o de metamorfitas de las Ectinitas Piedra Santa.

Las migmatitas son principalmente epibolitas, asociadas a agmatitas y embrechitas. La deformación de las mismas se adapta al estilo de los gneises y se presentan frecuentemente relacionadas a una venación cuarzo-feldespática, con biotita. La Tonalita San Martín de los Andes se integra con cuerpos menores, dispuestos con su eje mayor coincidente con la dirección de esquistosidad dominante en el Complejo Colohuincul. Hay dos variedades composicionales de tonalitas, una de ellas con biotita y la otra con biotita y hornblenda. La Granodiorita Lago Lácar está compuesta por cuerpos de rocas grises y grano mediano, variando en composición entre granodioritas biotíticas y granodioritas biotítico-hornbléndicas.

Otras regiones con buenas exposiciones del Complejo Colohuincul se sitúan al sur-suroeste de Bariloche y en los cordones de Nirihuau, Serrucho y Piltriquitrón (Feruglio,1947; González Bonorino,1979; Dalla Salda et al., 1991b). Este basamento está compuesto por una asociación de esquistos y gneises asociados con migmatitas, anfibolitas y cuarcitas, en los cuales se emplazaron granitoides de variada composición. Los esquistos presentan variedades biotíticas, hornbléndicas con epidoto, granatíferas, y biotíticas con abundante clorita, estas últimas consideradas diaftoréticas. Los gneises presentan como variedad más frecuente una composición tonalítica, con biotita, hornblenda, epidoto y ocasionalmente sillimanita. También se han descripto gneises calcosilicáticos, bandeados y de textura granoblástica, con biotita, hornblenda, epidoto y calcita. Se ha observado el pasaje de gneises a embrechitas y epibolitas, por lo que se estima que el grado metamórfico (anfibolitas almandínicas) debió ser compatible con anatexis.

En el basamento de la región de Bariloche un componente destacado son las anfibolitas. Los cuerpos de mayores dimensiones se han comprobado a lo largo de la orilla occidental del lago Guillelmo. Son rocas de textura grano a lentiblástica, con definida orientación de anfíboles y plagioclasas, reconociéndose anfibolitas hornbléndicas y hornblendo-biotíticas. El anfíbol representa entre 30% y 50% del total de la roca; la plagioclasa varía entre An 52% y An 40%; acompaña hasta un 10% de cuarzo; la biotita, castaña, puede estar reemplazada por pennina; también hay epidoto primario pistacítico. Por su textura, presencia de epidoto primario, relaciones de campo e intercalación de esquistos, se ha considerado que constituyen metamorfitas anfibólicas, probablemente ortoanfibolitas. El complejo, que se muestra polideformado con esquistosidades variando entre planos preferidos orientados NO-SE y ENE-OSO, presenta además varios intrusivos menores de composición tonalítica y granodiorítica.

La edad del Complejo Colohuincul y granitoides asociados, ha sido investigada aplicando las metodologías K-Ar, Rb-Sr y Sm-Nd. Parica (1986) comunicó una edad Rb-Sr de 714 ± 10 Ma para esquistos y gneises del lago Curruhué Grande. Por el método Rb-Sr se han datado los componentes del basamento de San Martín de los Andes (Dalla Salda et al., 1991a); la antigüedad del principal evento metamórfico corresponde a un valor de 860 ± 23 Ma y una relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,7012 ± 0,0003; la edad de la Tonalita San Martín de los Andes es de 620 ± 30 Ma (Sr^{87}/Sr^{86}: 0,7032 ± 0,0003); para la Granodiorita Lago Lácar se obtuvo un valor de 555 ± 20 Ma y una relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,7026 ± 0,0005. En la región de Bariloche, Dalla Salda et al. (1991b) obtuvieron una edad Rb-Sr de 727 ± 48 Ma, interpretada como antigüedad del principal evento metamórfico. Las edades K-Ar comunicadas por varios autores (Toubes y Spikermann, 1973; Dalla Salda et al., 1991a y b), consideradas edades mínimas, han aportado valores variables entre 200 Ma y 400 Ma. Resulta una característica, la concentración de datos en el entorno de 330-370 Ma. Análisis por el método Sm-Nd fueron llevadas a cabo sobre gneises del Complejo Colohuincul y Tonalita San Martín de los Andes (Dalla Salda et al., 1991a); en ambos casos las edades modelo sugieren una instalación en la corteza del protolito de este basamento, entre los 1250 y 800 Ma de antigüedad.

Los análisis isotópicos han permitido interpretar (Pankhurst et al., 1994; Dalla Salda et al., 1991a) que ha habido una diferenciación cortical desde el Proterozoico medio (Grenville ?), acusada en el sistema Sm-Nd. Eventos metamórficos y fusión mantélica habrían ocurrido en el Proterozoico superior (800-600 Ma), registrados a través de los datos Rb-Sr; los granitoides emplazados alrededor de 600 Ma, de bajas relaciones iniciales de estroncio, se vincularían a un arco magmático. Finalmente, los datos K-Ar (ca. 350 Ma) reflejarían un evento final tecto-térmico del Paleozoico medio.

METAMORFITAS CUSHAMEN - GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE

La faja oriental de afloramientos del basamento de la comarca descripta está expuesta en dos áreas (Dalla Salda et al., 1990a y b), entre las que se interponen rocas de un cinturón volcánico terciario, dispuesto diagonalmente a la altura de Pilcaniyeu. Al sur quedan los afloramientos de Cushamen, Río Chico y sierra del Medio, y al norte los del río Limay, extendidos desde Sañicó y Piedra del Águila a Paso Flores y Comallo. Los citados autores redefinieron dos unidades: ***Metamorfitas Cushamen*** y ***Granitoides Mamil Choique***. Según el criterio aplicado se incluyó a las migmatitas heterogéneas con las metamorfitas y a las migmatitas homogéneas con los granitoides.

La denominación de ***Formación Cushamen*** fue acuñada por Volkheimer (1964), para un conjunto de micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas, en algunas zonas migmatizadas, expuestas al sudeste de El Maitén. Las migmatitas son principalmente embrechitas, con neosoma calcosódico; las ectinitas están intruidas por tonalitas y granodioritas de la Formación El Platero. Con posterioridad Volkheimer (1965) correlacionó las rocas ígneas con granodioritas y tonalitas de Gastre y Lipetrén; también se ha realizado la comparación con granodioritas y tonalitas de la Formación Mamil Choique (Volkheimer y Lage, 1981). No se posee dataciones radimétricas para rocas de los afloramientos de Cushamen.

En las proximidades de Río Chico, Ravazzoli y Sesana (1977) estudiaron afloramientos de ectinitas y migmatitas (Formación Cushamen) y plutonitas de composición tonalítica, granodiorítica y granítica, para las que aplicaron la denominación de ***Formación Mamil Choique***. Dalla Salda et al. (1994) introdujeron la denominación de ***Complejo Río Chico***, incluyendo las Metamorfitas Cushamen y los Granitoides Mamil Choique. Al mismo tiempo, segregaron de la Formación Mamil Choique en la acepción original de Ravazzoli y

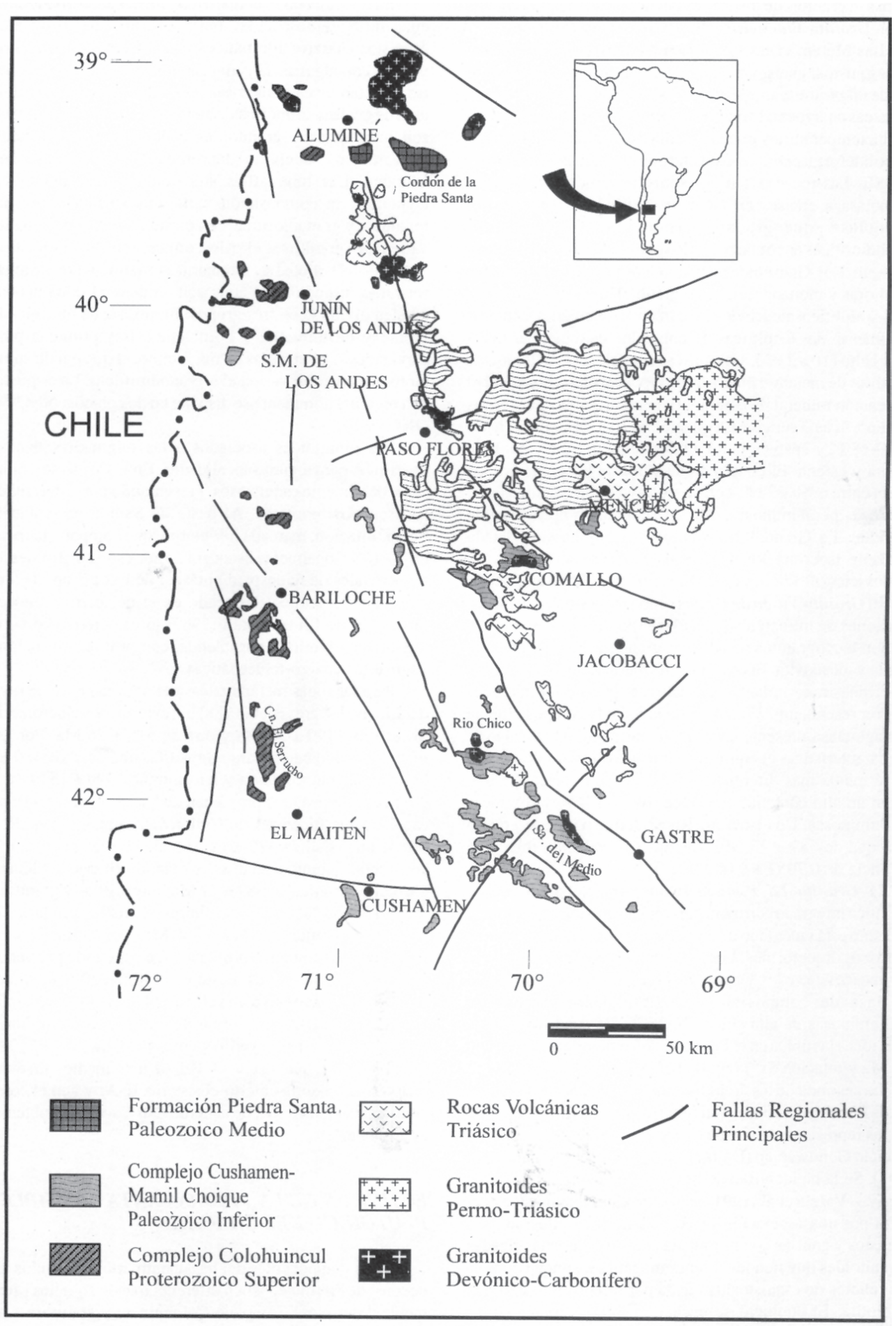


Figura 1. Afloramientos de basamento pre-gondwánico en el centro-oeste del Macizo Nordpatagónico

Sesana, a granitos de menor antigüedad relativa, que denominaron ***Granito Viuda de Gallo*** y ***Granito La Pintada***.

Las Metamorfitas Cushamen se integran en Río Chico con esquistos, gneises y algunas cuarcitas micáceas, derivadas de un protolito integrado por pelitas, grauvacas y escasas areniscas cuarzosas, sometido a un metamorfismo progresivo de alta temperatura y presión media. La estructura, resultado de polideformación, se encuentra regionalmente orientada NO-SE. Las rocas pasan de esquistos verdes con granate-oligoclasa a gneises en facies de anfibolitas con granate-oligoclasa, que gradan a embrechitas y epibolitas granodioríticas en contacto con los granitoides foliados Mamil Choique. Los Granitoides Mamil Choique consisten en granodioritas y monzogranitos, de grano medio a grueso, biotíticos y biotítico-moscovíticos, con un afloramiento principal de dimensiones batolíticas. El contenido de minerales máficos es alto (10 a 23%), y es una característica el contenido de xenolitos de metamorfitas, así como poseer una esquistosidad y lineación mineral de similar orientación que la de las rocas metamórficas vecinas. La plagioclasa es de composición An40-48%, y aparece junto a microclino pertítico, epidoto, apatita y esfena. El contenido de sílice de las granodioritas oscila entre 63% y 72%, con un tren evolutivo calcoalcalino; son rocas peraluminosas, con alto contenido normativo de corindón. La Granodiorita Mamil Choique ha sido datada mediante isocrona Rb-Sr, con un valor de 439 ± 10 Ma (Ordovícico-Silúrico) y relación Sr^{87}/Sr^{86}: 0,70555 ± 0,00008.

El ***Granito Viuda de Gallo*** compone un stock que ofrece relaciones de intrusividad con el cuerpo mayor granodiorítico. Son leucogranitos rosados, de grano medio, conteniendo biotita y moscovita. El contenido de máficos no excede el 7% en las muestras estudiadas; el feldespato potásico es microclino y representa un 22% a 45% de la roca; la composición de la plagioclasa presente es variable entre An30% a An40%. Las características geoquímicas ubican a estos granitos como los términos más diferenciados de una serie calcoalcalina; tienen un alto contenido de sílice (69% a 74%) y son rocas peraluminosas. Una isocrona Rb-Sr define para este granito una edad de 387 ± 17 Ma (Devónico) y relación inicial de estroncio de 0,7052 ± 0,0002.

El ***Granito La Pintada*** se muestra como un cuerpo batolítico integrado con monzogranitos y leucomonzogranitos; al mismo está vinculado un enjambre de pegmatitas y granitos porfíricos diqueformes. Los monzogranitos contienen granate y moscovita, y los leucomonzogranitos microclino y plagioclasa de composición An20%-An35%. Son rocas peraluminosas de alta sílice (72-75%). La edad Rb-Sr para estas rocas las ubica en el Pérmico, con una antigüedad de 260 ± 5 Ma y relación Sr^{87}/Sr^{86}: 0,7065 ± 0,0006.

La segunda de las áreas basamentales, al norte del cinturón de Pilcaniyeu, cubre gran superficie y está limitada al este por los representantes eruptivos neopaleozoicos-mesozoicos del ciclo Gondwánico (Dalla Salda et al., 1990a; Rapela et al., 1992). Se la ha identificado previamente como «Región del Limay» (Varela et al.,1991) y en ella el basamento se caracteriza por una asociación ígneo-metamórfica integrada por esquistos y gneises con migmatitas; las últimas están ligadas a granitoides que tienden a ser homogéneos, aunque conservan relictos de esquistosidad dada por orientación preferida de biotita. El conjunto se encuentra intruido por granitos pérmicos de la Formación Lipetrén (Nullo, 1979) y triásicos en Gastre (Rapela et al., 1992).

En esta área las Metamorfitas Cushamen son escasas. Se encuentran representadas por esquistos cuarzo-micáceos, esquistos cuarzo-feldespáticos y esquistos biotítico-moscovíticos, con algunas delgadas intercalaciones de metacuarcitas y metareniscas cuarzosas. Por igual hay poca participación de gneises anfibólicos y biotíticos. Las rocas dominantes son migmatitas y granitoides considerados anatécticos y sintectónicos, conjunto denominado Granitoides Mamil Choique. Las migmatitas son embrechitas, con algunas epibolitas; la composición varía fundamentalmente entre tonalítica y granodiorítica, con participación subordinada de variedades graníticas; el paleosoma es biotítico esquistoso y en parte anfibólico. Las migmatitas tonalíticas constituyen la roca más difundida del área; son en general homogéneas y pueden dividirse en tres grupos: biotíticas, de hornblenda y biotita y de tremolita y hornblenda. Las primeras portan cantidades subordinadas de microclino, el que puede aumentar hasta constituir variedades granodioríticas. La esquistosidad regional dominante se dispone en dos planos: NNO-SE y ONO-ESE .

Los granitoides asociados a las migmatitas han sido descriptos para algunas localidades. En Comallo son biotíticos y débilmente esquistosos, presentando por zonas relictos de esquistos biotíticos. Al oeste de Sañicó presentan una ligera foliación, marcada por biotita, que compone la roca en un 30-40%; localmente estos granitoides son porfiroides, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 7 cm de largo. Un cuerpo granítico destacado es el del cerro Yuncón, a orillas del río Limay; Galli (1969) lo caracterizó como una tonalita con biotita y hornblenda, con profusa inyección de pegmatitas cuarzo-feldespáticas.

Para las rocas metamórficas del basamento de la región del Limay, Linares et al.(1988) obtuvieron dos isocronas Rb-Sr, una de 1190 ± 16 Ma y otra de 615 ± 26 Ma. Por igual método comunicaron para migmatitas una edad de 480 ± 10 Ma, y para granitos de un «ciclo antiguo» 390 ± 15 Ma y 370 ± 6 Ma. Otros valores provienen de Varela et al.(1991): para esquistos biotíticos del río Collón Curá una isocrona Rb-Sr brinda una edad de 420 ± 61 Ma, aunque las mismas rocas consideradas junto a anatexitas granodioríticas de Sañicó se ajustan a una edad de 489 ± 27 Ma; migmatitas y granitoides tonalíticos de la zona Paso Flores-Comallo brindaron una edad de referencia de 412 ± 14 Ma; por último, para un afloramiento de gneises profusamente penetrado por venillas cuarzo-feldespáticas, expuesto en la Ruta 237 poco al norte del río Limay, se obtuvo un valor de 348 ± 38 Ma. La datación por el método K-Ar de biotitas de tonalitas de Paso Flores y Paso Chacabuco proveyeron valores próximos a los 350 Ma, un indicio de que hacia el Paleozoico medio un evento tectotérmico habría abierto el sistema K-Ar y aun el correspondiente al par Rb-Sr, de acuerdo con los valores obtenidos al presente.

ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA - COMPLEJO PLUTÓNICO DEL CHACHIL

Estos componentes del basamento aflorante en los alrededores de Aluminé, deben diferenciarse de aquellos previamente descriptos (Complejo Colohuincul y granitoides asociados). Las ectinitas han sido denominadas y segregadas de la Formación Colohuincul por Digregorio y Uliana (1975).

Participan esquistos biotíticos, esquistos biotítico-moscovíticos y filitas, intruidos por cuerpos graníticos atribuidos al Carbonífero-Pérmico y cubiertos discordantemente por volcanitas del Pérmico superior-Triásico. Franzese (1995) ha indicado que las filitas y esquistos del cordón de la Piedra Santa son producto de un metamorfismo regional dentro de la facies de esquisto verde, zonas de clorita, epidoto y biotita, en un cinturón metamórfico con corrimientos dúctiles y engrosamiento cortical, desarrollado de acuerdo con edades radimétricas, durante el Devónico superior al Carbonífero (Franzese,1995). Las intrusivas, originalmente incluidas en la Formación Huechulafquen (Turner, 1973), han sido denominadas Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1990) en la sierra de Catan Lil, incluyendo granitos, granitos porfiroides, granodioritas, tonalitas, pórfidos tonalíticos y dioritas cuarcíferas. La edad de estas plutonitas ha sido determinada mediante isocrona Rb-Sr (Varela et al., 1994) para dioritas y granodioritas de Aluminé-Rahue, con un valor de 285 ± 5 Ma y Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,70572 ± 0,00006.

EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA

Se ha interpretado (Dalla Salda et al., 1990b) a los conjuntos rocosos basamentales descriptos, en el marco de una colisión entre dos placas continentales precámbricas, de las cuales queda la siguiente organización: por el oeste el Terreno Colohuincul, en posición central remanente del orógeno Famatiniano, y al este y fuera de consideración aquí, el Terreno El Jagüelito.

El evento colisional ha sido dividido en tres etapas, inicial, principal y final, la primera de las cuales está vinculada al ciclo tectónico Pampeano (Proterozoico superior-Cámbrico) y las otras dos al ciclo tectónico Famatiniano (Ordovícico-Devónico). La fase inicial está relacionada con un proceso de subducción y comienzos de engrosamiento cortical; el metamorfismo va acompañado del emplazamiento de los primeros granitoides (Ej. Tonalita San Martín de los Andes; Granodiorita Lago Lácar), datados en el Proterozoico más alto a Cámbrico y con bajas relaciones iniciales de estroncio, que sugieren un origen mantélico. Las estructuras relícticas conservadas en rocas de la Formación Colohuincul son de orientación aproximada este-oeste. La fase principal está caracterizada por un máximo de engrosamiento cortical, con fusión parcial en niveles de mesozona y generación de extensos complejos migmáticos. En el mismo se genera la foliación más penetrativa (orientada nornoroeste), se emplazan los granitoides sintectónicos Mamil Choique y recristalizan las ectinitas Cushamen bajo condiciones de presión media de la facies de anfibolita. El evento tiene un pico térmico en el Ordovícico, alrededor de 480 Ma. El alzamiento regional habría ocurrido durante el Ordovícico superior a Silúrico inferior. La cadena montañosa en ascenso sería la fuente de provisión de materiales detríticos que posteriormente constituirían el prisma de acreción de la Cordillera de la Costa chilena. La fase final, entre el Silúrico medio a Carbonífero inferior, habría operado en un nivel epizonal, y en la misma se emplazarían granitos de altas relaciones isotópicas de estroncio. Este proceso de calentamiento regional e hidrotermalismo está vinculado con una alta concentración de edades Rb-Sr y K-Ar en el entorno de 350 Ma.

La evolución descripta para el norte de la Patagonia se entiende que forma parte de escala continental (Dalla Salda et al., 1992a, 1992b, 1993). El Terreno Colohuincul sería parte de una unidad mayor, el Terreno Occidentalia, con afloramientos saltuarios desde Arequipa (Perú) a la Patagonia. Occidentalia ha sido considerado parte de un continente (Laurentia oriental), colisionante en el Paleozoico inferior con el borde sudoeste gondwánico (cratón Africano-Brasileño). El orógeno Famatiniano, por otra parte, tendría continuidad hacia el norte, desde la Patagonia a las Sierras Pampeanas del centro y norte argentino.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

CAMINOS, R. y LLAMBÍAS, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-63.

DALLA SALDA, L. H, CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1990a. El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 11-14

DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1990b. The origin of Patagonia. Simposio Proyecto IGCP 279, Terranes of South America. Revista Comunicaciones, 41:55-64 Santiago.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1991a. El basamento preandino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 46(3-4): 223-234.

DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1991b. El basamento cristalino de la región norpatagónica de los lagos Gutierrez, Mascardi y Guillelmo, Río Negro. Revista Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 263-276.

DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision ?. Geology, 20: 617-620.

DALLA SALDA, L. H., DALZIEL, I., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into South America ?. Geology, 20: 1059-1062.

DALLA SALDA, L. H., VARELA, R. y CINGOLANI, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 358-366.

DALLA SALDA, L. H., VARELA, R., CINGOLANI, C. y ARAGÓN, E., 1994. The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of North Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 7 (3-4):377-386.

DIGREGORIO, J. y ULIANA, M., 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén, esc. 1:500.000. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4: 69-93.

FERUGLIO, E., 1947. Mapa geológico esc. 1:200.000 de la Hoja 40b, San Carlos de Bariloche. Sin texto explicativo. Dirección Minería y Geología.

FRANZESE, J., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica Chile, 22(2): 193-202.

GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la hoja 38c, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín 111:1-68.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. Revista Asociación Geológica Argentina, 3: 184-202.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y NULLO, F., 1980. Cordillera Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1099-1147.

LEANZA,H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 45(3-4): 272-299.

LINARES, E., CAGNONI, M.C., DO CAMPO, M. y OSTERA, H., 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquen and northwestern Rio Negro provinces, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 1: 63-71

NULLO,F.E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158:1-88.

NULLO,F.E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167:1-70.

PANKHURST, R., HERVÉ, F. y RAPELA, C., 1994. Sm-Nd evidence for the grenvillian provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and west Antarctica. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1414-1418.

PÁRICA,C.,1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 1-2 : 201-205.

RAPELA,C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83:291-304.

RAVAZZOLI, I.A. y SESANA, F.L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c-Río Chico. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148:1-80.

TURNER, J.C., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de Los Andes (Neuquén). Academia Nacional Ciencias Córdoba, Boletín 44: 5-51.

TURNER, J.C., 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 38:1-88.

TOUBES, O. y SPIKERMANN, J., 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40º y 44º de L.S. Revista Asociación Geológica Argentina, 27(4): 382-396.

VARELA, R., DALLA SALDA, L., CINGOLANI, A. y GÓMEZ, V., 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, Provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, 18(2): 147-163.

VARELA,R., TEIXEIRA,W., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1994. Edad Rubidio-Estroncio de granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Norpatagónica, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2: 1254-1258.

VATTUONE de PONTI , M.E., 1990: Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. Revista Asociación Geológica Argentina, 45(1-2): 107-119.

VOLKHEIMER,W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º . Revista Asociación Geológica Argentina, 19(2): 85-107.

VOLKHEIMER,W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). Revista Asociación Geológica Argentina, 20(3): 326-350.

VOLKHEIMER, W. y LAGE, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 181:1-72.

Recibido: mayo 1996; revisado mayo 1999

2. EL BASAMENTO PRE-SILÚRICO DEL CENTRO-ESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

Carlos J. Chernicoff y Roberto Caminos †

INTRODUCCIÓN

En el sector oriental del Macizo Nordpatagónico el basamento cristalino pre-silúrico está compuesto por terrenos metamórficos de grado medio a alto y de grado bajo a muy bajo. En las áreas próximas a la localidad de Valcheta estas unidades han sido denominadas ***Complejo Yaminué*** y ***Formación Nahuel Niyeu***, respectivamente. Hacia el este y sudeste, desde las áreas próximas a la localidad de Pailemán hasta la costa del océano Atlántico, los terrenos de alto y bajo grado corresponden al Complejo Mina Gonzalito y la Formación El Jagüelito (Figura 2).

El basamento del área de Valcheta es tratado en esta sección del presente capítulo. El basamento del área de Pailemán y sus inmediaciones es descripto por R. Giacosa en la siguiente sección.

Los trabajos de Wichmann (1918,1919, 1927, 1931) contienen los primeros mapas y descripciones del sector oriental del Macizo Nordpatagónico en el área de Valcheta, acompañados por descripciones petrográficas de Pastore (en Wichmann, 1919). Observaciones posteriores fueron realizadas por Feruglio (1949), Croce (1956) y Sesana (1974). En su trabajo de síntesis, Nuñez et al. (1975) mapearon e integraron todo el basamento metamórfico del nordeste de Río Negro en una sola unidad que denominaron ***Grupo Valcheta***, sin distinguir dentro del mismo diferentes litologías y/o grados metamórficos. El levantamiento de hojas geológicas dio lugar, poco después, a descripciones más detalladas, realizadas por Nuñez (1983), Sepúlveda (1983), Lizuaín (1983), Caminos (1983, 1996), y a síntesis regionales (Caminos y Llambías, 1984).

Estudios más específicos se efectuaron más tarde sobre geocronología (Linares et al., 1990, Caminos et al., 1994),

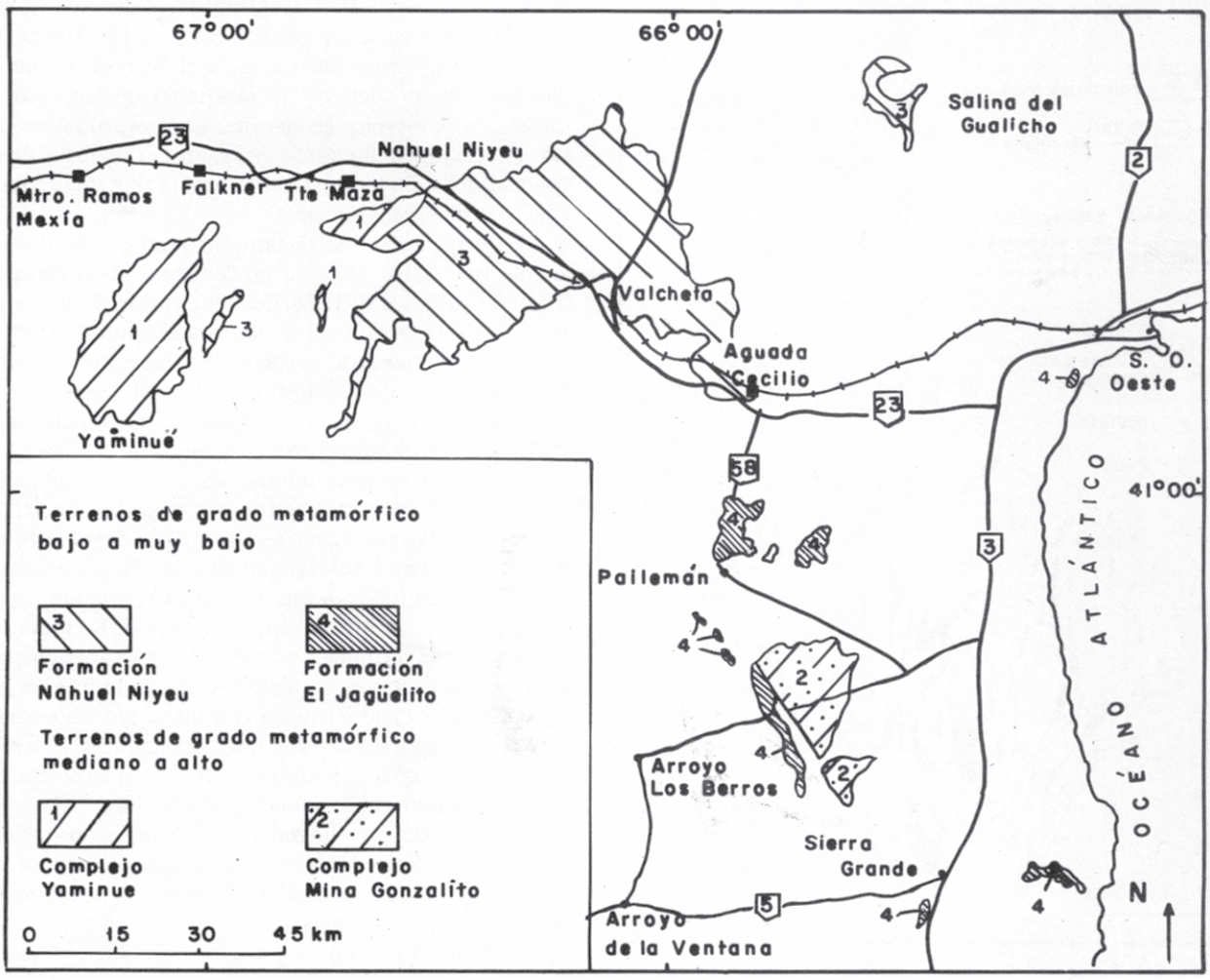


Figura 2. Mapa de ubicación de los afloramientos de basamento cristalino en el sector centro-oriental del Macizo Nordpatagónico.

SEGEMAR. Servicio Geológico Minero Argentino. IGRM. Av. J. A. Roca 651 - 8º, Buenos Aires.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Universidad de Buenos Aires, Depto. Ciencias Geológicas

geoquímica (Cagnoni et al., 1993), y petrología y tectónica (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996a, b).

COMPLEJO YAMINUÉ

El Complejo Yaminué (Caminos, 1983) está formado principalmente por esquistos, gneises y leucogranitos foliados. Sus mayores afloramientos se encuentran a unos 60 km al oeste de Valcheta, entre las localidades de Yaminué y Ministro Ramos Mexía (Figura 3).

Los esquistos y gneises integrantes de este complejo están compuestos principalmente por la asociación cuarzo-oligoandesina-biotita-moscovita; algunos gneises contienen cantidades variables de microclino, mineral que aparece por lo general en forma de porfiroblastos. Estas rocas se disponen en bancos de 20 a 50 m de espesor. En mucha menor proporción se encuentran esquistos anfibólicos y mármoles impuros.

Entre los esquistos y gneises se intercalan regularmente cuerpos tabulares o lentiformes, concordantes, de granitos leucocráticos rosados, con foliación paralela a la esquistosidad de las metamorfitas. Estas rocas están compuestas por microclino, mineral dominante, oligo-albita, cuarzo, escasas cantidades de moscovita y, ocasionalmente, biotita; el grano es mediano a fino con variaciones aplopegmatóideas; la foliación está producida por el alargamiento y lenticularización de los granos; genéticamente corresponden a ortogneises. El espesor de los bancos granitóideos oscila entre láminas de 5-10 m de espesor hasta cuerpos de unos 100 m de potencia. Se considera que el emplazamiento de estos granitos fue sincinemático con respecto al episodio principal de plegamiento.

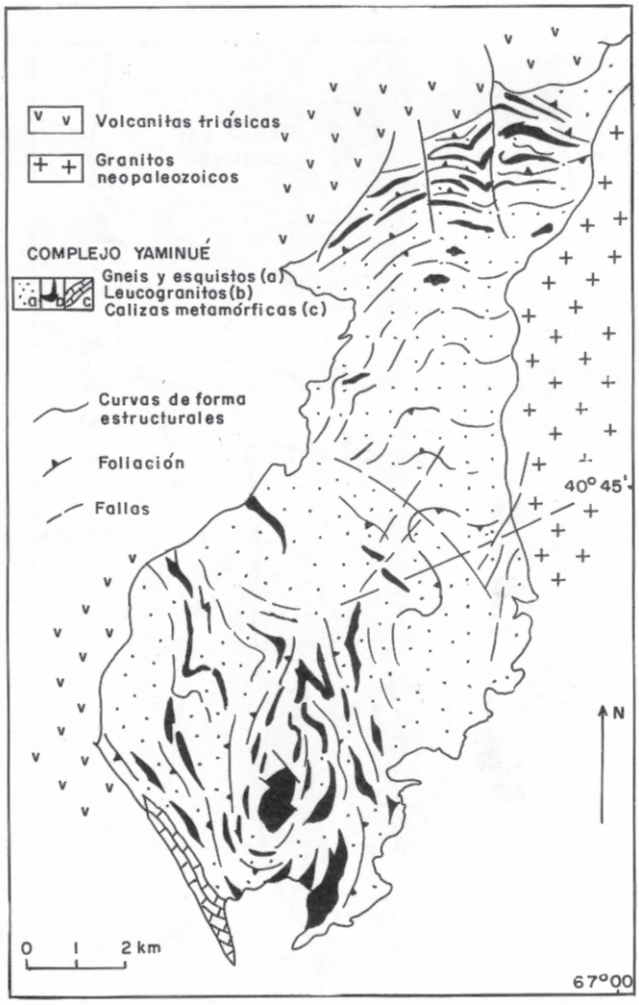


Figura 3. Bosquejo geológico-estructural del Complejo Yaminué entre Falkner y Yaminué-Treneta (tomado de Chernicoff y Caminos, 1996a).

El grueso bandeamiento composicional originado por la alternancia esquisto-gneis-granito configura un complejo gnéisico-granitoide de estructura estratiforme; la inclinación general de las capas varía de moderada a baja, resultando a menudo subhorizontal.

Forman parte del mismo complejo algunos cuerpos de granodiorita porfiróidea, biotítica, a veces hornblendífera, emplazados durante la etapa tardía de la deformación; se trata de intrusiones subconcordantes con estructura parcialmente foliada por cataclasis (***Granodiorita Tardugno***). Completan la litología del Complejo Yaminué diques y filones aplopegmatóideos, no foliados y discordantes, postcinemáticos.

El Complejo Yaminué evolucionó tectónicamente a través de dos episodios de deformación (Cuadro 1), denominados fases D1 y D2 (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996a). La fase D1, episodio tectónico principal, consta de una etapa temprana durante la cual una secuencia de psamitas y pelitas fue plegada isoclinalmente, metamorfizada en facies de anfibolita epidótica a anfibolita e intruida subconcordantemente por granitos leucocráticos. La estructura resultante es un plegamiento isoclinal con tendencia recumbente que produce el vuelco y la repetición de las capas. La dimensión de los pliegues mayores es de orden kilométrico; las expresiones menores presentan tamaños deca a centimétricos. En esta etapa se generó la superficie S1, de la cual sólo subsisten relictos.

La etapa tardía de la fase D1 produjo cizallamiento simple, progresivo, en un rango de temperaturas correspondientes a la facies metamórfica de esquisto verde: de este modo tuvo lugar la formación de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de los gneises, esquistos y leucogranitos. El cizallamiento afectó primero a toda la masa rocosa, y luego se concentró en fajas; durante este último estadio fueron intruidas granodioritas porfiroides, que muestran los efectos del cizallamiento concentrado en fajas. Los planos de cizallamiento, que cortan con ángulo bajo al plano axial del plegamiento D1, presentan, a su vez, bajos ángulos de inclinación, llegando a ser subhorizontales. En esta etapa se originó la superficie S2, que es el plano estructural actualmente dominante. Esta etapa tardía de la fase D1 culminó con la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*). La dirección de transporte tectónico fue, en promedio, hacia el NO. El Complejo Yaminué constituye probablemente la zona frontal de un sistema de cobijaduras tardío-D1, en el cual las direcciones de transporte tectónico describen un diseño en abanico cuya dirección promedio es NO-SE.

La fase D2 produjo un plegamiento abierto que no modificó la estructura interna del Complejo Yaminué, y se limitó a plegar las superficies S2 y los planos de corrimiento del sistema de cobijaduras.

En condiciones de muy baja temperatura y creciente rigidez, marcando el comienzo de un régimen de distensión cortical, tuvo lugar finalmente el emplazamiento de los cuerpos aplo-pegmatóideos discordantes.

CUADRO 1. SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICO-METAMÓRFICA DEL COMPLEJO YAMINUÉ

	FACIES METAMORFICA	ACTIVIDAD INTRUSIVA Pegmatitas y aplitas postcinemáticas	PETROGENESIS	DEFORMACION MICRO-MESOSCOPICA	DEFORMACION MEGASCOPICA
FASE D2	----	----	----	Localmente: clivaje de crenulación	Plegamiento suave y abierto
FASE D1-tardía	Esquisto verde <500°C	Granodioritas tardiocinemáticas (Granodiorita Tardugno)	Protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de metamorfitas y granitoides	Cizallamiento y foliación milonítica (superficie S2)	Corrimientos y cobijaduras
FASE D1-temprana	Anfibolita epidótica a anfibolita 500-700°C	Leucogranitos sincinemáticos	Esquistos, gneises, mármoles	Plegamiento apretado a isoclinal, foliación penetrativa (superficie S1)	Plegamiento apretado a isoclinal, volcado a recumbente

La configuración estructural del Complejo Yaminué fue adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el Complejo llegó a formar parte de una faja metamórfico-ígnea más extensa, de la cual en el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico aflora un segmento con una disposición arqueada, que en promedio tiene una orientación NE-SO (Figura 4). Esta faja se ha definido (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996a) como parte de la raíz de un arco magmático proterozoico de tipo andino (edad mínima 680 Ma).

No hay evidencias suficientes que permitan asegurar que el Complejo Yaminué pertenezca a la misma faja metamórfico-ígnea que el Complejo Mina Gonzalito, unidad que aflora a unos 100 km al sudeste, en el área de Pailemán (véase Giacosa, en la siguiente sección de este capítulo).

FORMACIÓN NAHUEL NIYEU

Los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983) están situados en las márgenes e inmediaciones de los cursos superior del arroyo Nahuel Niyeu, inferior del arroyo Treneta, y medio y superior del arroyo Salado (Figura 2). Asimismo, hay asomos pequeños y aislados entre sí al sur del desvío Musters del ferrocarril Gral. Roca y al este del mismo desvío en dirección a Valcheta.

La Formación Nahuel Niyeu consiste en una secuencia metasedimentaria compuesta por metagrauvacas, lutitas pizarreñas y filitas de colores grises oscuros con tonos verdosos o parduzcos. En su localidad tipo (cursos superior del arroyo Nahuel Niyeu e inferior del arroyo Treneta) el grado de metamorfismo es muy bajo, correspondiente a la facies de

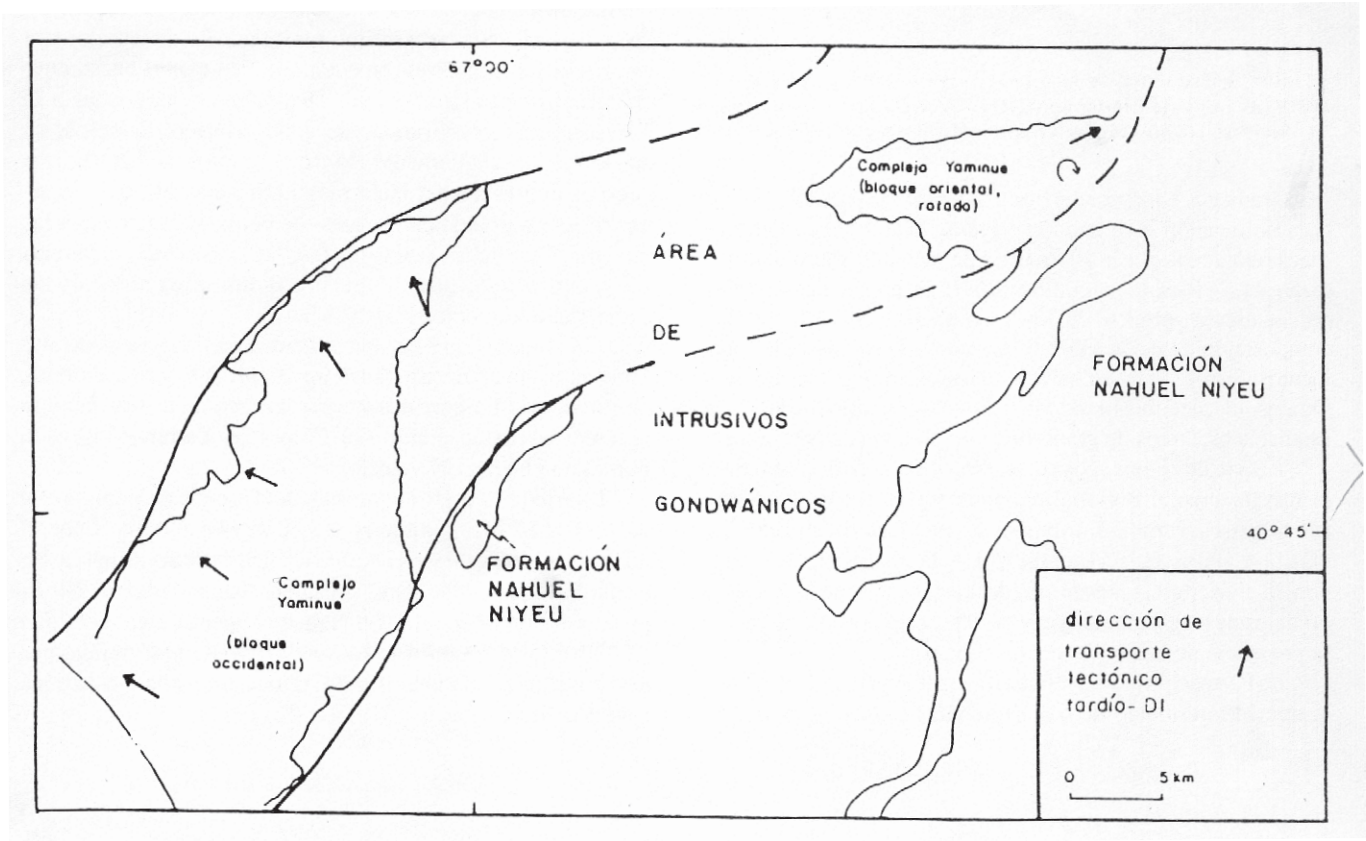


Figura 4. Vista en planta de la estructura arqueada del Complejo Yaminué, con indicación de las direcciones del transporte tectónico tardío-D1. El bloque oriental ha sido rotado dextralmente casi 90° con respecto al bloque occidental (tomado de Chernicoff, 1994).

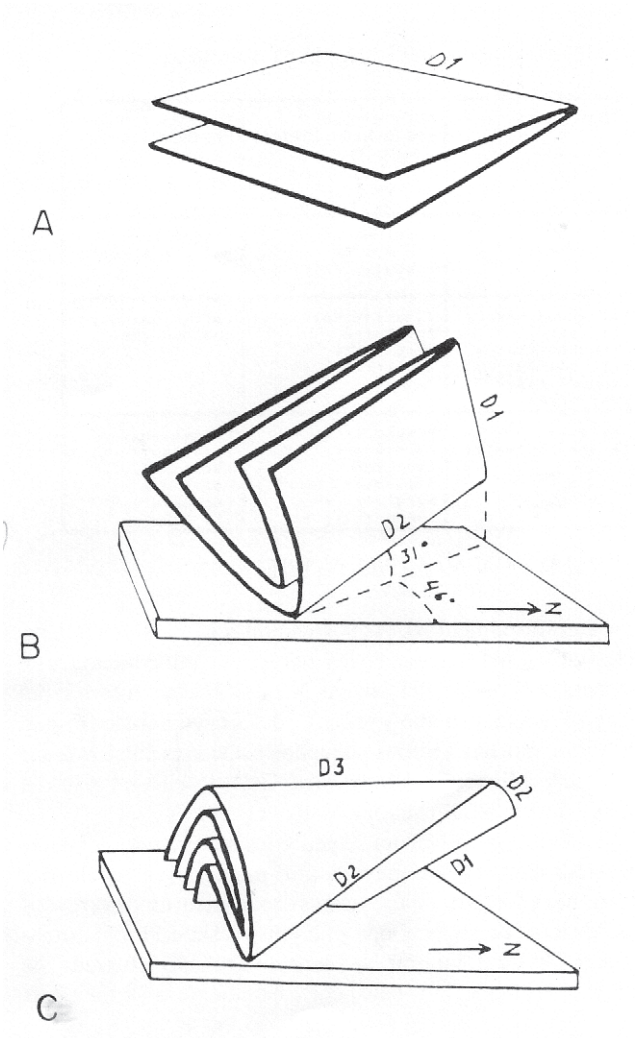


Figura 5. Esquema de la relación geométrica y temporal entre las fases de plegamiento D1, D2 y D3 en la Formación Nahuel Niyeu (según Chernicoff y Caminos, 1996b)

metagrauvaca. Una característica saliente es la preservación de la estratificación sedimentaria original. Esta estructura primaria es remarcada por la alternancia de metagrauvacas y lutitas pizarreñas, y es sólo parcialmente borrada en algunos sectores por el efecto térmico de los granitoides gondwánicos. La composición de las wackes es cuarzosa, no se observan fragmentos líticos, y la textura es blastopsamítica. En algunos lugares el metamorfismo de contacto produjo hornfels o esquistos biotíticos de grano fino con nódulos de cordierita.

Al este de Nahuel Niyeu, en dirección al desvío Musters, el metamorfismo regional aumenta ligeramente, aflorando filitas grises verdosas compuestas por cuarzo, moscovita, clorita y albita. En el área de Valcheta aparecen, asociadas con la moscovita, laminillas de biotita castaño verdosa y cristales de oligo-albita. Nuñez (1983) registra en este sector la presencia de anfibolitas actinolíticas.

La Formación Nahuel Niyeu muestra un plegamiento fuerte y apretado, resultado de tres sucesivas fases de deformación (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996b). La fase D1, de plegamiento isoclinal, dio origen a una conspicua esquistosidad mimética penetrativa, superficie S1 —paralela a la estratificación, superficie S0; la orientación de este primer plegamiento no puede ser determinada debido a la superposición de las fases D2 y D3. La fase D2 originó un plegamiento asimétrico, apretado, con vergencia al sudoeste, como lo indican la orientación NO-SE del eje y la inclinación al este del plano axial. Como consecuencia del plegamiento D2 se desarrolló, sobre la superficie de la esquistosidad mimética S1 (y estratificación S0), una lineación originada por la intersección de un clivaje o superficie S2 (clivaje de plano axial, y a su vez clivaje de crenulación e incipiente fractura), con las superficies S0/S1. La fase D3 dio origen a un plegamiento asimétrico de orientación axial N-S y vergencia al oeste; esta fase desarrolló sólamente un plegamiento en macroescala, no habiendo dado origen a pliegues menores ni a estructuras planares transpuestas a las anteriores. En la Figura 5 se presenta un dibujo esquemático que permite ver la relación geométrica y temporal entre las fases de plegamiento D1, D2 y D3 en la Formación Nahuel Niyeu.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS, EDAD Y CORRELACIONES REGIONALES

La comparación entre las estructuras del Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu indica que estas unidades evolucionaron tectónicamente de manera diferente. El Complejo Yaminué habría constituido un piso estructural inferior y rígido sobre el que se depositó y deformó la secuencia supracortical representada por las metamorfitas de grado bajo a muy bajo de la Formación Nahuel Niyeu.

La base y techo del Complejo Yaminué y de la Formación Nahuel Niyeu no son visibles. El único control estratigráfico con el que se cuenta indica que el basamento cristalino es pre-silúrico, por cuanto rocas asignadas a la Formación Sierra Grande, de edad silúrico-devónica, se apoyan discordantemente sobre este basamento. Varios cuerpos graníticos del ciclo magmático gondwánico, algunos de ellos alojados en la zona de contacto, intruyen a las metamorfitas de ambas unidades; las efusiones volcánicas del mismo ciclo, principalmente ignimbritas silíceas, las cubren parcialmente.

El contacto entre las dos unidades metamórficas de alto y de bajo grado no es transicional sino brusco, tectónico, originado por un corrimiento con vergencia al sudeste que produjo la yuxtaposición del Complejo Yaminué sobre la Formación Nahuel Niyeu.

La edad radimétrica mínima del Complejo Yaminué es de 680 ± 27 Ma (Caminos et al., 1994), obtenida por el método Rb-Sr en la Granodiorita Tardugno, componente tardío-cinemático de este complejo. Una datación Rb-Sr preliminar de la Formación Nahuel Niyeu indica una edad de 600 ± 25 Ma (Linares et al., 1990). Ambos componentes del basamento tienen, por lo tanto, una edad isotópica proterozoica superior.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

CAGNONI, M.C., LINARES, E., OSTERA, H.A., PÁRICA, C.A. y REMESAL, M.B., 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. 12º Congreso Geológico Argentino, 1: 281-288.

CAMINOS, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (Inédito).

CAMINOS, R., 1996. Descripción Geológica de la Hoja 4166-I, Valcheta, Provincia de Río Negro. Dirección Nacional del Servicio Geológico (inédito).

CAMINOS, R. y LLAMBÍAS, E.J., 1984. El basamento cristalino. En Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1 (2): 37-63.

CAMINOS, R., CHERNICOFF, C. J., y RAPELA, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-andino nordpatagónico, República Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno. Simposio 1: Structural and compo-sitional segmentation of the Andes, Proyecto IGCP No. 345, 2: 1301-1305, Concepción.

CHERNICOFF, C.J., 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué-Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).

CHERNICOFF, C.J. y CAMINOS, R., 1996a. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (2): 3-10.

CHERNICOFF, C. J. y CAMINOS, R., 1996b. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (3):3-10.

CROCE, R., 1956. Formaciones características de las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncurá en Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2 (3): 158-194.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia, 1. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 1, 2, 3; 339 pp., 349 pp., 431 pp.

LINARES, E., OSTERA, H. y PÁRICA, C., 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 251-253.

LIZUAÍN, A., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38 j, Salinas del Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 195:1-48.

NÚÑEZ, E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (Inédito).

NÚÑEZ, E., BACHMANN, E. W. de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAÍN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas del 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4: 247-266.

SEPÚLVEDA, E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38 i, Gran Bajo del Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 194:1-62.

SESANA, F.L., 1974. Contribución al conocimiento de los afloramientos de calizas de Yaminué. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 293-304.

WICHMANN, R., 1918. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre la boca del río Negro, San Antonio y Choele Choel. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 13 (3):1-43.

WICHMANN, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por el Dr. F. Pastore. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, 13 (4):1-45.

WICHMANN, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los Territoros del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta julio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 33, 59 pp.

WICHMANN, R., 1931. Mapa geológico del Río Negro extraandino. En Groeber, P., 1931, El doctor Ricardo Wichmann y su obra científica. Physis, 10 (36): 264-298.

Recibido: septiembre 1996; revisado mayo 1999

3. EL BASAMENTO PRE-SILÚRICO DEL EXTREMO ESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO Y DEL MACIZO DEL DESEADO

Raúl E. Giacosa

MACIZO NORDPATAGÓNICO

INTRODUCCIÓN
DISTRIBUCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Al este del meridiano de 66º O , las rocas del basamento pre-silúrico del sector oriental del Macizo Nordpatagónico integran tres unidades litoestratigráficas: el ***Complejo Mina Gonzalito*** (Ramos, 1975)***,*** la ***Formación El Jagüelito*** (Ramos, 1975) y el ***Complejo Plutónico Punta Sierra*** (Busteros et al., 1998; incluye a la Formación Punta Sierra; Weber, 1983). El Complejo Mina Gonzalito está constituido por metamorfitas de grado medio, granitoides leucocráticos y migmatitas heterogéneas, la Formación El Jagüelito por metamorfitas de bajo grado y el Complejo Plutónico Punta Sierra por plutonitas ácidas hasta intermedias.

Los principales afloramientos de estas unidades se localizan en cercanías de la localidad de Aguada Cecilio, en los alrededores de la sierra Pailemán y en varios sectores sobre el curso del arroyo Salado (cf. DNSG, 1994).

En los alrededores de la localidad de Aguada Cecilio (Figura 6) aflora una secuencia plegada de rumbo noroeste de metamorfitas de la Formación El Jagüelito, que hacia el oeste pasan a sus homólogas de la Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983). Las rocas son metasedimentos con clivaje S1 (sinmetamórfico) y clivaje de crenulación S2 e intercalaciones de metaeruptivas no foliadas. Entre los primeros dominan filitas con clorita - moscovita y filitas cuarzosas, y entre las segundas, metadioritas y

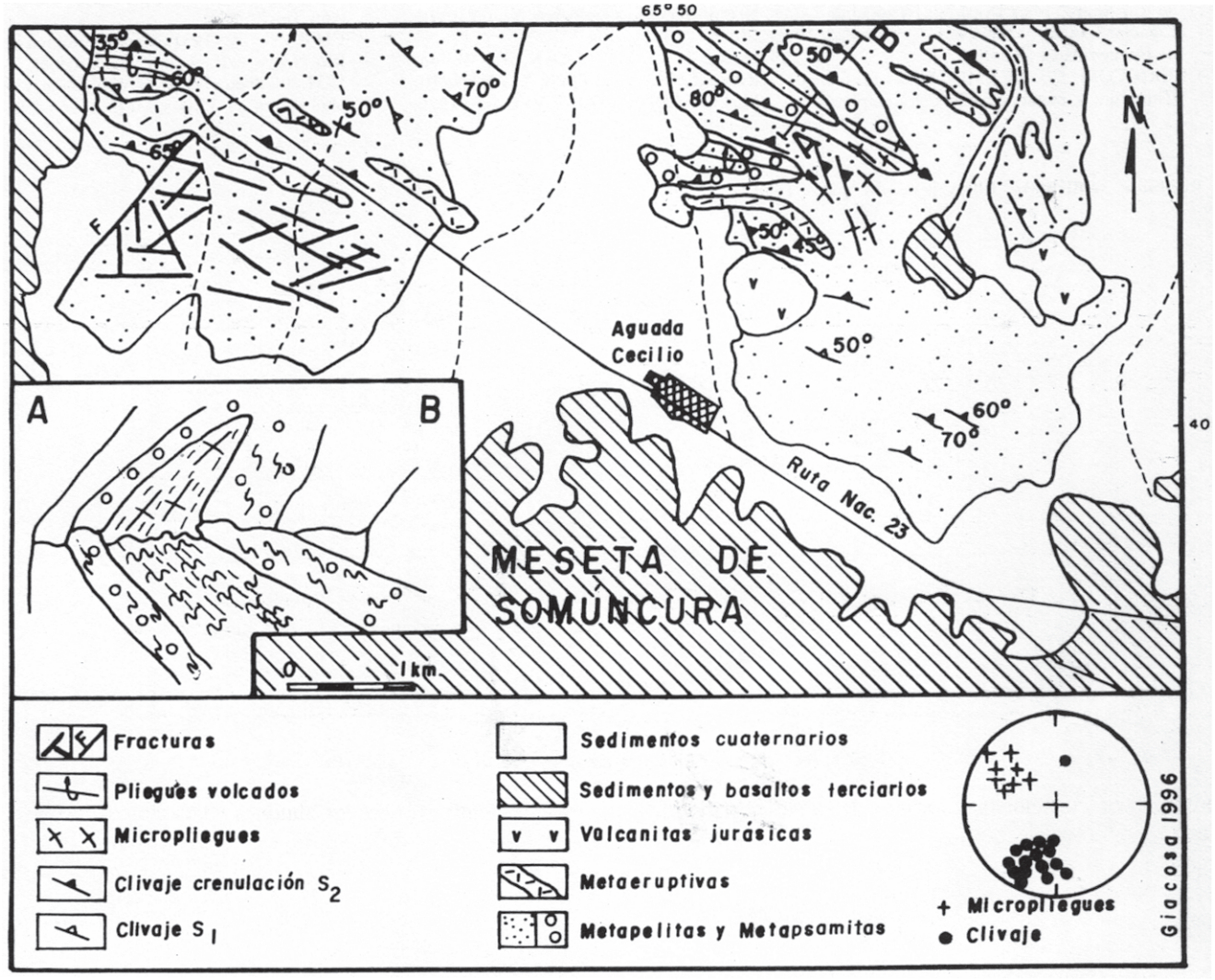


Figura 6. Geología de los alrededores de Aguada Cecilio.

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR (Del. Patagonia Sur) - Universidad Nacional de la Patagonia. c.c. 38B, 9000 Comodoro Rivadavia, Chubut.

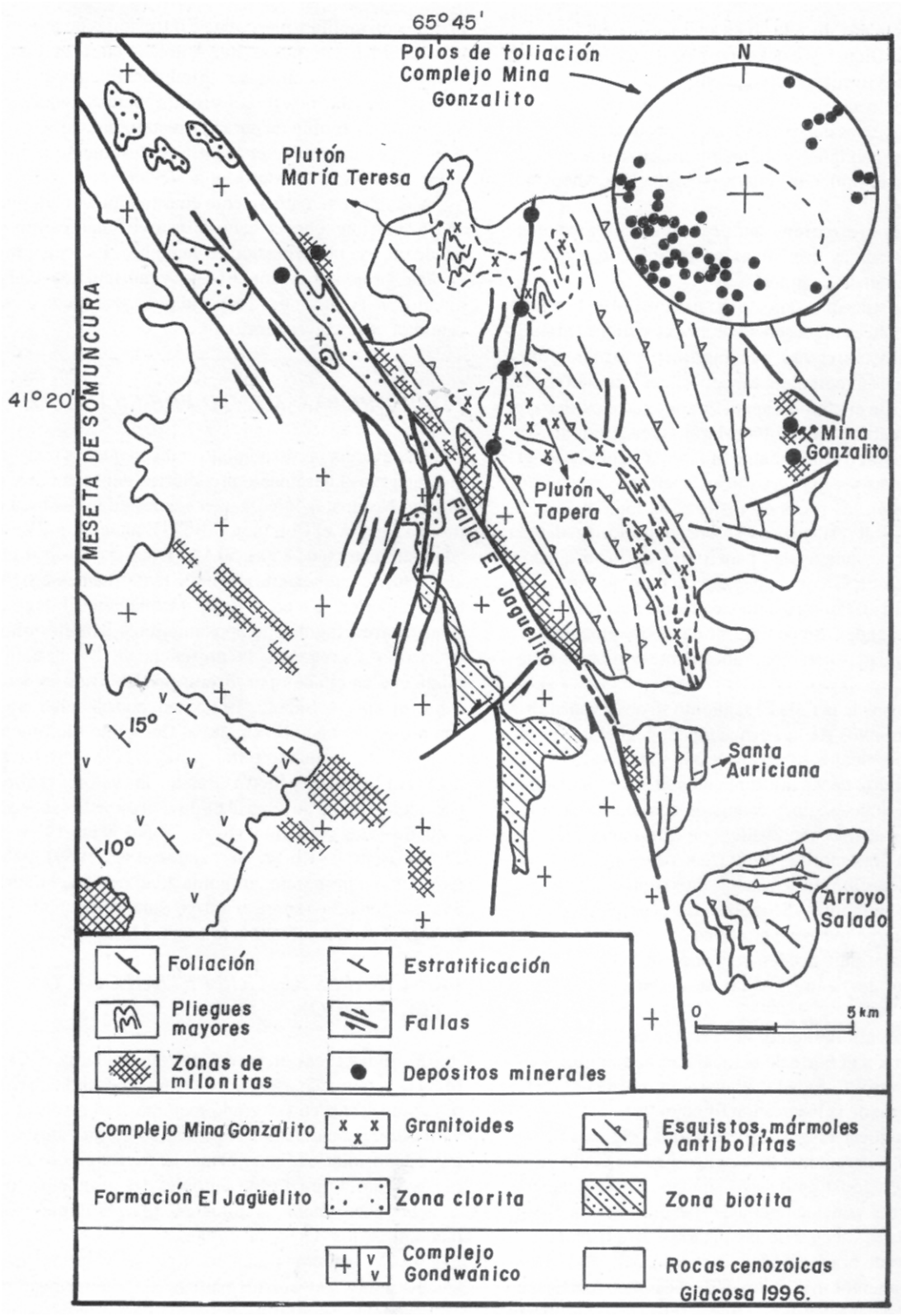


Figura 7. Geología del basamento al sur de la sierra Pailemán.

metagabros con clorita y anfíbol de la serie tremolita - actinolita (Giacosa, 1994 a).

Al norte de la sierra Pailemán afloran rocas del Complejo Mina Gonzalito intruidas por granitoides pérmicos. Se trata de esquistos biotítico-cuarcíferos con cuarzo, biotita y moscovita y cantidades menores de microclino y plagioclasa. Intercaladas con los esquistos se encuentra una gran cantidad de anfibolitas con hornblenda, cuarzo, plagioclasa, titanita, ilmenita y diópsido. Muchas de estas rocas se disponen como grandes xenolitos sobre los plutones gondwánicos y suelen presentar modificaciones por efectos térmicos, tales como la aparición de porfiroblastos de moscovita y una pérdida del carácter esquistoso.

Al sur de la sierra Pailemán (Figura 7), la falla El Jagüelito separa las dos unidades metamórficas. Hacia el este de la falla se encuentra el Complejo Mina Gonzalito integrado por esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles y granitoides. Sus rocas más abundantes son esquistos biotítico-cuarcíferos

formados por cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa. En cercanías de los diques y stocks graníticos, los esquistos se hallan inyectados formando diversas modalidades de migmatitas de inyección cuyas venas son ricas en microclino y moscovita. Asociadas con estas rocas, se encuentran muchas anfibolitas de origen ígneo y sedimentario, cuya mineralogía más común es hornblenda, cuarzo, plagioclasa, diópsido, titanita e ilmenita.

Finalmente, en el extremo sur de la región afloran potentes bancos de calizas cristalinas asociados con esquistos biotíticos con granate de grano fino.

La característica más saliente del basamento en la región de sierra Pailemán es la presencia de stocks y filones graníticos con granate y moscovita, que imprimen una fuerte foliación megascópica al complejo metamórfico. Los cuerpos de mayor tamaño son el plutón Tapera (granito moscovítico con foliación magmática) y el plutón María Teresa (granito granatífero-moscovítico escasamente foliado). Filones de longitudes kilométricas y venas graníticas, aparecen distribuidos uniformemente en las rocas esquistosas de toda el área. Si bien la mayoría de estas rocas se encuentran plegadas en conjunto con la esquistosidad penetrativa de los esquistos, resultan postectónicas con respecto al tiempo de formación de la esquistosidad. Por otro lado y en forma subordinada, se encuentran delgadas venas graníticas con plegamiento ptigmático, formadas contemporáneamente con la esquistosidad.

Hacia el oeste de la falla El Jagüelito se observan afloramientos discontinuos de la Formación El Jagüelito, que se disponen como colgajos sobre los granitoides gondwánicos. En el extremo norte de los afloramientos se observan esquistos cálcicos de bajo grado y esquistos con clorita, albita y epidoto. Las rocas más abundantes son filitas cuarzosas con clorita - moscovita y clorita - biotita, con ocasionales intercalaciones de ortoanfibolitas (metabasaltos) con clorita y anfíbol de la serie tremolita - actinolita. En general los efectos térmicos del cuerpo intrusivo granítico obliteran el clivaje de las rocas, aunque aún pueden reconocerse sus principales rasgos estructurales, entre los que se destaca el clivaje de crenulación.

Los mejores afloramientos de la región de Sierra Grande se localizan 15 km al norte de la localidad homónima, sobre el curso del arroyo Salado. Las rocas corresponden a metasedimentitas de la Formación El Jagüelito, en donde aún es posible reconocer rasgos sedimentarios originales como estratificación y estructuras de carga, así como el clivaje de plano axial característico de esta unidad. Litológicamente dominan pizarras y metacuarcitas, estas últimas con clivaje poco desarrollado; dentro de las pizarras, Braitisch (1965) cita el hallazgo de braquiópodos inarticulados.

Los afloramientos más australes de rocas metamórficas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, son metamorfitas de bajo grado, que se presentan como escasos y mal conservados registros, alcanzando hasta la latitud de 42º 30' S.

Los afloramientos del Complejo Plutónico Punta Sierra se encuentran sobre la costa atlántica, donde son cubiertos en discordancia erosiva por sedimentos silúrico-devónicos. Estos afloramientos, de reducidas dimensiones, conforman la plataforma de abrasión marina en las localidades de Punta Sierra y cercanías de la playa El Salado (De Alba, 1964; Weber, 1983).

El afloramiento de Punta Sierra, de unos 5 km^2, presenta continuidad hacia el este con el islote Lobos. La roca es un granito con biotita y moscovita e intrusiones de diques graníticos también con moscovita; químicamente corresponden a sienogranitos peraluminosos. El plutón ubicado en cercanías de la playa El Salado está constituido por una granodiorita con hornblenda y biotita de carácter metaluminoso, que al igual que el caso anterior se encuentra profusamente intruida por diques graníticos (Busteros et al., 1998).

Se incluye tentativamente en esta unidad a un plutón de 10 a 12 km^2 que sobre el lecho del arroyo Salado intruye filitas bandeadas de la Formación El Jagüelito. La roca dominante es una granodiorita con biotita y hornblenda con facies tonalíticas, ambas intruidas por diques graníticos y una gran cantidad de enclaves dioríticos.

EDAD DEL BASAMENTO PRE-SILÚRICO.

Las evidencias disponibles indican que las tres unidades que integran el basamento pre-silúrico del sector oriental del Macizo Nordpatagónico tienen edades diferentes. La unidad más antigua es el Complejo Mina Gonzalito, que posee una edad radimétrica de 850 ± 50 Ma (isocrona Rb-Sr; Linares et al., 1990), lo que permite asignarlo tentativamente al Precámbrico superior. La edad de la Formación El Jagüelito se encuentra restringida a tiempos anteriores al límite ordovícico-silúrico; si agregamos la presencia de los braquiópodos inarticulados citados por Braitisch (1965) en la secuencia sobre el arroyo Salado, la unidad podría tener una edad cambro-ordovícica. En cuanto al Complejo Plutónico Punta Sierra, se halla situado estratigráficamente entre las Formaciones El Jagüelito y Sierra Grande; dos valores radimétricos permiten precisar su edad al Ordovícico medio-superior: 443 ± 20 Ma -edad corregida- (K-Ar, Núñez et al., 1975) y 463 ± 23 Ma (isocrona Rb-Sr: Hernández et al., 1989). Estos últimos autores proporcionaron una edad de 613 ± 68 Ma para una roca tonalítica sobre el arroyo Salado, que podría corresponder al plutón cercano a la Loma Monochio.

PRINCIPALES RASGOS PETROLÓGICOS Y TECTÓNICOS.

a) En las rocas metamórficas que integran el Complejo Mina Gonzalito, las asociaciones minerales indican condiciones compatibles con el grado metamórfico medio (facies de anfibolita). Localmente, la presencia de una anfibolita con hipersteno, indicaría condiciones de mayor grado dentro de la facies de anfibolita. Los granitoides del complejo son químicamente sieno-monzogranitos de tipo peraluminosos hasta metaluminosos (Giacosa, 1994a).

b) Tectónicamente sólo algunas venillas graníticas leucocráticas son sincinemáticas con la formación de la esquistosidad penetrativa. Estas suelen presentarse microplegadas en diseños ptigmáticos o isoclinales.

c) La mayoría de los granitoides son postcinemáticos con la esquistosidad penetrativa del complejo, estructura ésta a la que intruyen concordantemente. Posteriormente los granitoides y la esquistosidad penetrativa son plegados, dando lugar a la formación localizada de esquistosidad de crenulación. En esta etapa de plegamiento se deforman los pliegues isoclinales anteriores, dando lugar en algunos sectores a diseños de pliegues superpuestos.

d) Las metamorfitas de la Formación El Jagüelito representan condiciones metamórficas de grado bajo a muy bajo

(facies de esquisto verde; zonas de metagrauvaca, clorita y biotita).

e) En la Formación El Jagüelito se reconocen dos dominios estructurales separados geográficamente, aunque en algunos sectores ambos se superponen. El primer dominio se caracteriza por mesopliegues medianamente apretados con clivaje de plano axial (S1) en los estratos pelíticos y sistemas de venas extensionales con cuarzo en los estratos arenosos. Este estilo también se presenta microscópicamente en filitas con biotita-clorita, el mayor grado metamórfico alcanzado dentro de la facies de esquisto verde. El segundo dominio se caracteriza por megapliegues volcados que deforman el clivaje penetrativo, dando lugar a microplegamientos en la zona de charnelas y flancos, con la formación de clivaje y lineación de crenulación no-penetrativos (S2 y L2), pero de amplia distribución.

f) Las rocas del Complejo Plutónico Punta Sierra son plutones postcinemáticos y discordantes con la Formación El Jagüelito; sus rocas representarían el episodio final en la evolución de los complejos ígneo-metamórficos del sector oriental del Macizo Nordpatagónico.

MACIZO DEL DESEADO

INTRODUCCIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE AFLORAMIENTOS

Son muy escasos, y reducidos, los afloramientos de rocas ígneo-metamórficas en el Macizo del Deseado (Figura 8). Se conocen cuatro localidades en el sector nordeste del Macizo, más precisamente en la región del curso inferior del río Deseado, donde se reúnen bajo la denominación de ***Complejo Río Deseado*** (Viera y Pezzuchi, 1976). El resto de las rocas afloran en la región central y occidental del Macizo (69º 30' O y 70º 30' O, respectivamente), afloramientos cuyo descubrimiento fue comunicado por Di Persia (1962) e incluidos en la ***Formación La Modesta*** (De Giusto et al., 1980).

SECTOR NORDESTE

Sobre las márgenes del río Deseado al este de los 68º O, se encuentran los dos mejores afloramientos de metamorfitas

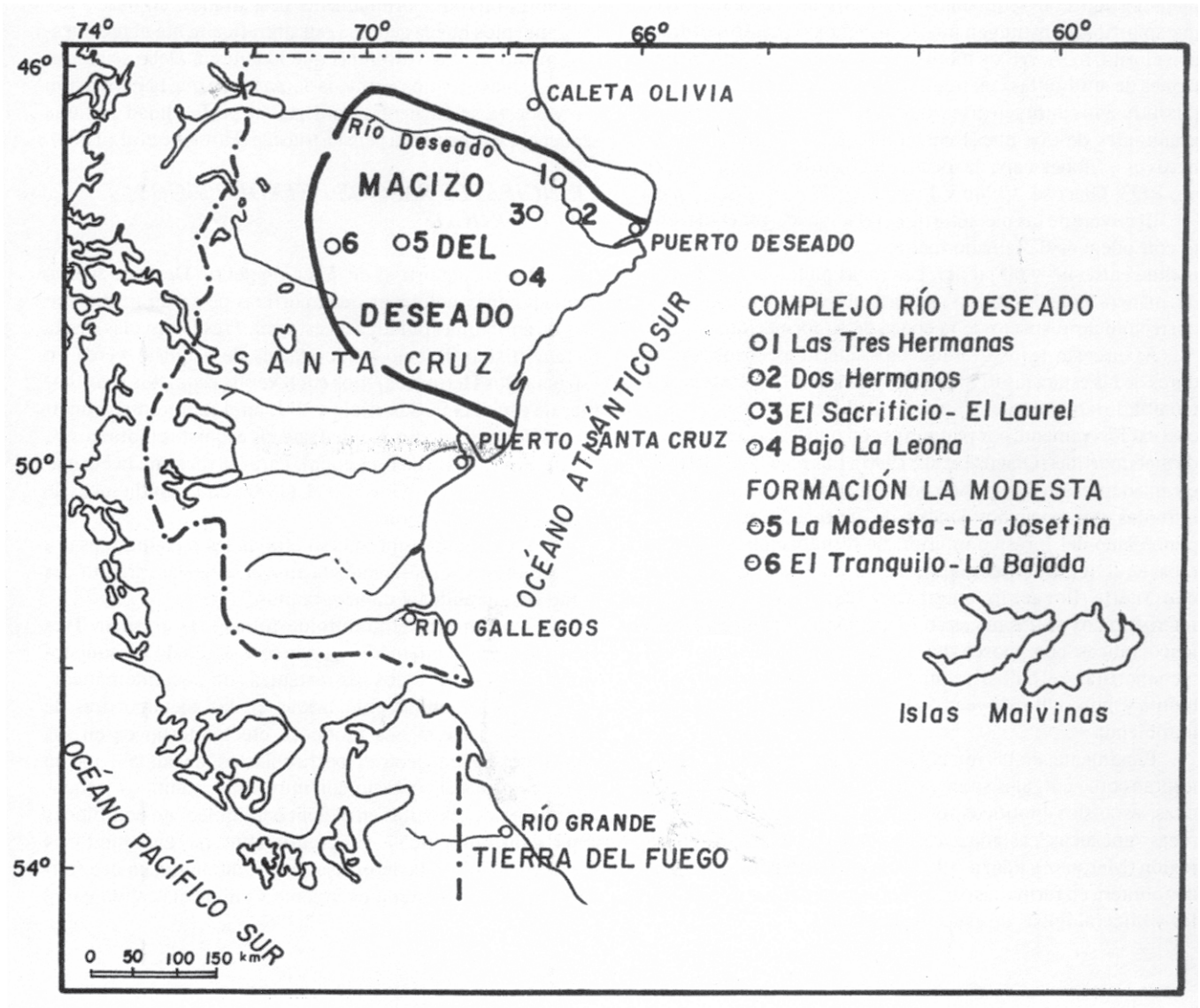


Figura 8. Afloramientos del basamento metamórfico y plutonitas en el macizo del Deseado.

del Macizo del Deseado. A la altura de estancia Las Tres Hermanas afloran tres pequeños bloques tectónicos con metacuarcitas, metacuarcitas micáceas, esquistos anfibólicos y cálcicos y diques graníticos foliados. Esta secuencia se halla intruida por escasos diques mesosilíceos del plutonismo del Jurásico inferior (Formación La Leona), así como cubierta y en contacto tectónico con volcanitas del Jurásico medio-superior (Grupo Bahía Laura). Los esquistos anfibólicos contienen hornblenda, plagioclasa, cuarzo, epidoto, titanita, calcita, granate, diópsido y minerales opacos, mientras que las metacuarcitas varían entre términos extremadamente ricos en cuarzo hasta variedades ricas en moscovita. Los escasos granitoides se encuentran plegados y foliados tectónicamente; mineralógicamente presentan moscovita, granate y biotita irregularmente distribuidos.

Las metamorfitas presentan una marcada esquistosidad, que genéticamente está asociada con pliegues isoclinales o apretados de tamaño métrico a decimétrico. Tienen una inclinación promedio de 40º a 60º en dirección S 35º-40º O. Pequeños corrimientos de rumbo N40º-50º O pliegan la esquistosidad de las metacuarcitas (Giacosa, 1995).

Unos 40 km río abajo, a la altura de la estancia Dos Hermanos, se encuentra un bloque tectónico de basamento metamórfico con sedimentos pérmicos continentales. Las metamorfitas constituyen una secuencia alternante de filitas con clorita, moscovita y biotita, filitas cuarzosas e intercalaciones de anfibolitas con tremolita-actinolita. Diversos cuerpos intrusivos intruyen discordantemente estas metamorfitas: granitoides de dos micas con foliación magmática, o bien masivos y filones-capa de rocas gabro-dioríticas (Márquez et al., 1993; Giacosa, 1994b y 1995).

El clivaje de las metamorfitas, relacionado genéticamente con pliegues de tamaño métrico -en general isoclinales-, inclina entre 40º y 60º al SO. Las rocas plutónicas, intruidas de manera concordante o discordante con el clivaje, son postectónicas respecto de la época de su formación.

Al suroeste de los afloramientos anteriores, en los alrededores de las estancias El Sacrificio y El Laurel, se presenta un tercer afloramiento del Complejo Río Deseado, constituido casi exclusivamente por plutonitas con muy escasos enclaves de metamorfitas (Giacosa et al., 1990). Las rocas se presentan en una depresión flanqueada por diques riolíticos jurásicos e intruidas por pequeños stocks de dioritas y granitos del plutonismo del Jurásico inferior. Se reconocen tres tipos de rocas en el siguiente orden de intrusión: tonalitas hornbléndicas con fuerte lineación magmática del anfíbol, granitos microclínicos de dos micas con foliación magmática y facies leucocráticas con moscovita, biotita y granate. Entre las metamorfitas se hallan esquistos cuarzo-feldespáticos con biotita y moscovita e inyección leucocrática y anfibolitas con hornblenda.

Finalmente, en las inmediaciones del bajo de La Leona, afloran como colgajos sobre plutones mesozoicos, metacuarcitas, esquistos biotíticos, esquistos cuarzo-feldespáticos y rocas "gnéisicas", asignadas al basamento metamórfico de la región (Márquez y Panza, 1986). La intrusión de los granitoides oblitera en forma sustancial las características estructurales y mineralógicas de estas metamorfitas.

SECTOR CENTRAL Y OCCIDENTAL

Estos afloramientos son los menos conocidos, debido a la pobre exposición que presentan. Los primeros se ubican entre las estancias La Modesta y La Josefina, donde fueron descriptas filitas cuarzo-micáceas con moscovita y clorita y metacuarcitas (De Giusto et al., 1980). El otro afloramiento se sitúa unos 75 km hacia el oeste, casi en el borde occidental del Macizo del Deseado, entre las estancias El Tranquilo y La Bajada. Allí se citan, en el ámbito del plateau riolítico jurásico, esquistos cuarzo-micáceos de reducida extensión (De Barrio et al., 1982).

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Por relaciones estratigráficas, las rocas del Complejo Río Deseado son anteriores al Pérmico inferior. Los escasos datos radimétricos pertenecen a los afloramientos de Dos Hermanos, e indican edades entre el Precámbrico medio-superior hasta el límite con el Paleozoico. Los valores oscilan entre los 1.200 Ma (edad modelo Nd/Sm, Pankhurst et al., 1994) y una anfibolita de 540 Ma (K-Ar, RT; Pezzuchi, 1978).

Para la Formación La Modesta los datos radimétricos existentes fueron oportunamente descartados; en base a sus afloramientos queda acotada estratigráficamente al pre-Jurásico medio por las volcanitas que lo cubren. Debe señalarse que recientes estudios sísmicos demuestran que la Formación La Modesta se encuentra cubierta en profundidad por una secuencia sedimentaria permo-triásica (Homovc et al., 1996).

PRINCIPALES RASGOS PETROLÓGICOS Y TECTÓNICOS

a) Las metamorfitas de la región del río Deseado fueron formadas en condiciones metamórficas de grado medio (facies de anfibolita epidótica en estancia Tres Hermanas) hasta metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde en estancia Dos Hermanos). Los enclaves de esquistos y anfibolitas de estancia El Sacrificio y El Laurel representan condiciones de grado medio, al igual que los esquistos biotíticos de laguna Larga (bajo de La Leona). Para las rocas de la Formación La Modesta, De Giusto et al. (1980) citan condiciones de facies de esquisto verde.

b) Las plutonitas presentan afinidades metaluminosas a peraluminosas, clasificando la mayoría de los granitoides como sienogranitos y monzogranitos.

c) Únicamente el granitoide foliado de estancia Tres Hermanas es sincinemático con la formación de la esquistosidad penetrativa; todos los restantes son postcinemáticos.

d) Las plutonitas emplazadas en las metamorfitas de estancia Dos Hermanos producen efectos térmicos en sus contactos. Se encuentran porfiroblastos de andalucita en filitas cercanas al contacto con intrusivos graníticos y endurecimiento de las filitas en el contacto inmediato con filones capa gabro-dioríticos. El crecimiento de andalucita es precinemático con la deformación que dio lugar, en determinados sectores, a microplegamiento y clivaje de crenulación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BRAITISCH, O., 1965. Das palaozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichem Andesvordland. Geologische Rundschau, 54 (2): 698-714.

BUSTEROS, A., LEMA, H., GIACOSA, R. y ZUBIA, M. 1998. Descripción Geológica y Metalogénica de la Hoja 4166-IV Sierra Grande, provincia de Río Negro. Dirección Nacional del Servicio Geológico, (inédito).

CAMINOS, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito).

DE ALBA, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j Sierra Grande, provincia del Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 97, 64 pp.

DE BARRIO, R., ARRONDO, O., ARTABE, A. y PETRIELLA, B., 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 285-299.

DE GIUSTO, J., DI PERSIA, C. y PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En J. C. Turner (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 1389-1430, Córdoba.

DI PERSIA, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz). Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 65-68.

DNSG,1994. Mapa geológico de la Provincia de Río Negro, escala 1:750.000. Publicado por la Dirección Nacional del Servicio Geológico.

GIACOSA, R., 1987. Caracterización del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 51-54.

GIACOSA, R., 1994a. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia, (inédito).

GIACOSA, R., 1994b. Petrografía e interpretación petrotectónica de muestras seleccionadas del basamento ígneo-metamórfico del noreste del Macizo del Deseado. Universidad Nacional de la Patagonia, (inédito).

GIACOSA, R., 1995. Descripción geológica de la Hoja Puerto Deseado (4766-III/IV), provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional Servicio Geológico, (inédito).

GIACOSA, R., MÁRQUEZ, M., PEZZUCHI, H., y FERNÁNDEZ, M., 1990. Geología y estratigrafía preliminar del Complejo Igneo-Metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 85-88.

HERNÁNDEZ, L., SHIMAZU, M. y KAGAMI, H., 1989. Rb/Sr whole rock isochron ages of granitoids rocks from eastern part of the Northpatagonian massif, Argentina. Annual Meeting of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Niiyata, Japón.

HOMOVC, J., CONSTANTINI, FERREIRA, R. y PELLON de MIRANDA, A. 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julián offshore area in the South Atlantic Ocean. American Association of Petroleum Geologist, Annual Convention.

LINARES, E., OSTERA, H. y PÁRICA, C., 1990. Edades radimétricas del Basamento Cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 251-253.

MÁRQUEZ, M. y PANZA, J., 1986. Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de La Leona, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 206-209.

MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNÁNDEZ, M., 1993. El Basamento pre-Pérmico del Noreste del macizo del Deseado, Argentina. Zbl. Geol. Paläont., 1 (1-2): 115-132.

NÚÑEZ, E., BACHMANN, E. W.de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M.,LIZUAÍN, A. y SEPÚLVEDA, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá. Provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.

PANKHURST, R., HERVÉ, F. y RAPELA, C., 1994. Sm-Nd evidence for the Grenvillan Provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and West Antartica. 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1414 - 1418.

PEZZUCHI, H., 1978. Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos, estancia 25 de Marzo y adyacencias, dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédito).

RAMOS, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 274-285.

VIERA , R. y PEZZUCHI, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extrandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 31 (4): 281-283, nota breve.

WEBER, E.I., 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j Cerro El Fuerte, provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 196:1-70.

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999

4. EL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE LAS ISLAS MALVINAS Y ANTÁRTIDA

Claudio A. Párica

ISLAS MALVINAS

COMPLEJO CAPE MEREDITH

El Precámbrico de las Islas Malvinas está representado por el ***Complejo Cape Meredith*** (Baker, 1924; Adie, 1952), cuyo principal afloramiento se encuentra en el extremo austral de la isla Gran Malvina, en el cabo Meredith o cabo Belgrano. (Figura 9).

El complejo fue descripto por Andersson (1907), quien estimó que era pre-Devónico, asignándole edad arqueana. Baker (1924) lo estudió con mayor detalle, identificando esquistos, anfibolitas, gneises, granitos y pegmatitas, cortados por diques lamprofíricos con areniscas de edad devónica apoyadas discordantemente. Fue también Baker quien sugirió por primera vez la correlación entre las islas Malvinas y el sur de África. Más adelante du Toit (1937) y Adie (1952) continuaron las investigaciones.

Las anfibolitas están integradas por hornblenda verde (40%), plagioclasa (andesina media) y cuarzo. Los gneises, de color amarillento rosado, grano fino y composición tonalítica a granodiorítica, están integrados por plagioclasa, cuarzo, escaso epidoto y biotita. Algunos autores lo han

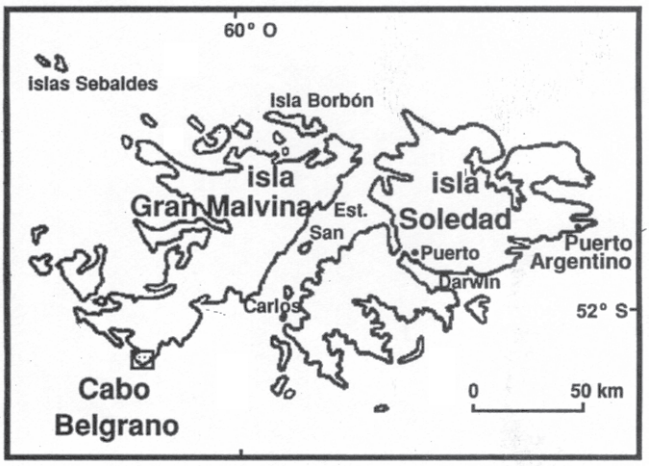


Figura 9. Islas Malvinas.

descripto como cuarcitas de color rosado. Las rocas metamórficas están intruidas por una roca granítica, amarillenta a rosada, holocristalina, de grano grueso, con 60% de microclino (parcialmente pertítico), 25% de cuarzo, 5% de plagioclasa (oligoclasa), 5% de biotita y hornblenda, además de otros minerales. El granito contiene xenolitos de anfibolitas esquistosas. Se presentan también venas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, en concordancia con las superficies de foliación. Los diques aplíticos están integrados por pórfidos granodioríticos y leucogranodioritas, esporádicamente venas de composición tonalítica, todos con un espesor de hasta 40 centímetros. Las pegmatitas se presentan con una potencia variable entre 0,5 y 3,5 m, con feldespato potásico (cristales grandes), cuarzo y mica; los cristales de xenotima son muy escasos (Baker, 1924).

La última fase magmática está representada por diques de lamprófido, de color rosado claro por meteorización y verde claro en corte fresco. Presentan fenocristales de anfíbol, piroxeno, biotita y epidoto.

GEOCRONOLOGÍA

Se han determinado edades radimétricas precámbricas para el Complejo Cape Meredith, según los métodos Rb/Sr (Cingolani y Varela, 1976) y K-Ar, (Rex y Tanner, 1982), las que se exponen en el cuadro 2.

Rex y Tanner (1982) exponen una discusión en base a los datos por ellos obtenidos, utilizando la reconstrucción propuesta por Barker y Griffiths (1977), donde integran a las islas Malvinas en el Gondwana, considerando al Complejo Cape Meredith como un terreno gnéisico próximo a algunas zonas de África, América del Sur y Antártida oriental. Respecto de África, establecen una comparación con las extensas áreas gnéisicas de Namaqualand sobre la costa de Natal, comprendidas en un antiguo cratón de más de 2500 Ma, el que ha sido intruido por granitos de 1100 ± 200 Ma de la fase Kibaran.

Correlacionan los afloramientos de las Malvinas con los núcleos trans-amazonianos de aproximadamente 2000 Ma (Cobbing et al., 1977) y con el ciclo Brasiliano (Cordani et al., 1973) con edades entre 650 y 450 Ma. Careciendo de datos geocronológicos vinculan asimismo las Malvinas con el cratón del Deseado. Se han relacionado también los afloramientos de las Malvinas con gneises de la Antártida Oriental datados en 991-1031 Ma (Clarkson y Brook, 1977), o con el Grupo Nimrod de 1000 Ma (Grindley y McDougall, 1969).

Las muestras tomadas en dragados realizados en la cuenca de las Malvinas indican que los gneises se encuentran cubiertos por sedimentos jurásicos. Las dataciones radimétricas de dichos gneises, efectuadas por el método Rb/Sr (Beckinsdale et al., 1977), arrojaron una edad de 535 ± 66 Ma, en tanto que las mismas muestras determinadas por K/Ar sobre roca total dieron edades de 399 y 287 Ma. Los resultados Rb/Sr son comparables con los granitos del Cabo (550 Ma) y la Formación Malmesbury en Sud África.

Instituto Antártico Argentino (CONICET). Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.-Universidad de Buenos Aires, Depto. Ciencias Geológicas, Pabellón II Ciudad Universitaria. 1428 Buenos Aires.

CUADRO 2. EDADES RADIMÉTRICAS

Litología	Método	Edad	Referencia
Lamprófido	Rb/Sr (isocrona RT)	496 +/-15 Ma	Cingolani y Varela, 1976
Lamprófido	Rb/Sr (isocrona RT)	554 +/-25 Ma	Cingolani y Varela, 1976
Gneis	K/Ar (sobre biotita)	953 +/-30 Ma	Rex y Tanner, 1982
Gneis	K/Ar (sobre hornblenda)	977 +/-40 Ma	Rex y Tanner, 1982
Gneis	Rb/Sr (isocrona RT)	983 +/-19 Ma	Cingolani y Varela, 1976
Anfibolita	Rb/Sr (isocrona RT)	1100 +/-55 Ma	Cingolani y Varela, 1976
Anfibolita	Rb/Sr (isocrona RT)	1124 +/-50 Ma	Cingolani y Varela, 1976

ANTÁRTIDA

El continente antártico abarca una superficie de 14.000.000 kilómetros cuadrados. Su forma es aproximadamente circular, con su perímetro alrededor de los 66º de latitud sur (Círculo Polar Antártico). Alterando esta figura, la península Antártica se proyecta, ligeramente curvada, hacia el norte. Una serie discontinua curvilínea de islas constituyen el arco del Scotia, el que según su diseño y características evolutivas establece una suerte de unión entre la península Antártica y el sur de América del Sur (Figura 10).

De acuerdo con los rasgos geológicos, fisiográficos y evolutivos, al continente Antártico se lo puede dividir en tres unidades morfoestructurales bien diferenciadas:

1. ANTÁRTIDA ORIENTAL

Comprende los territorios situados al sur de África, India y Australia; abarcando las tierras de Coats, Adelia, Kemp, Princesa Isabel, Victoria del Sur, de la Reina Maud, de Enderby y la altiplanicie Polar.

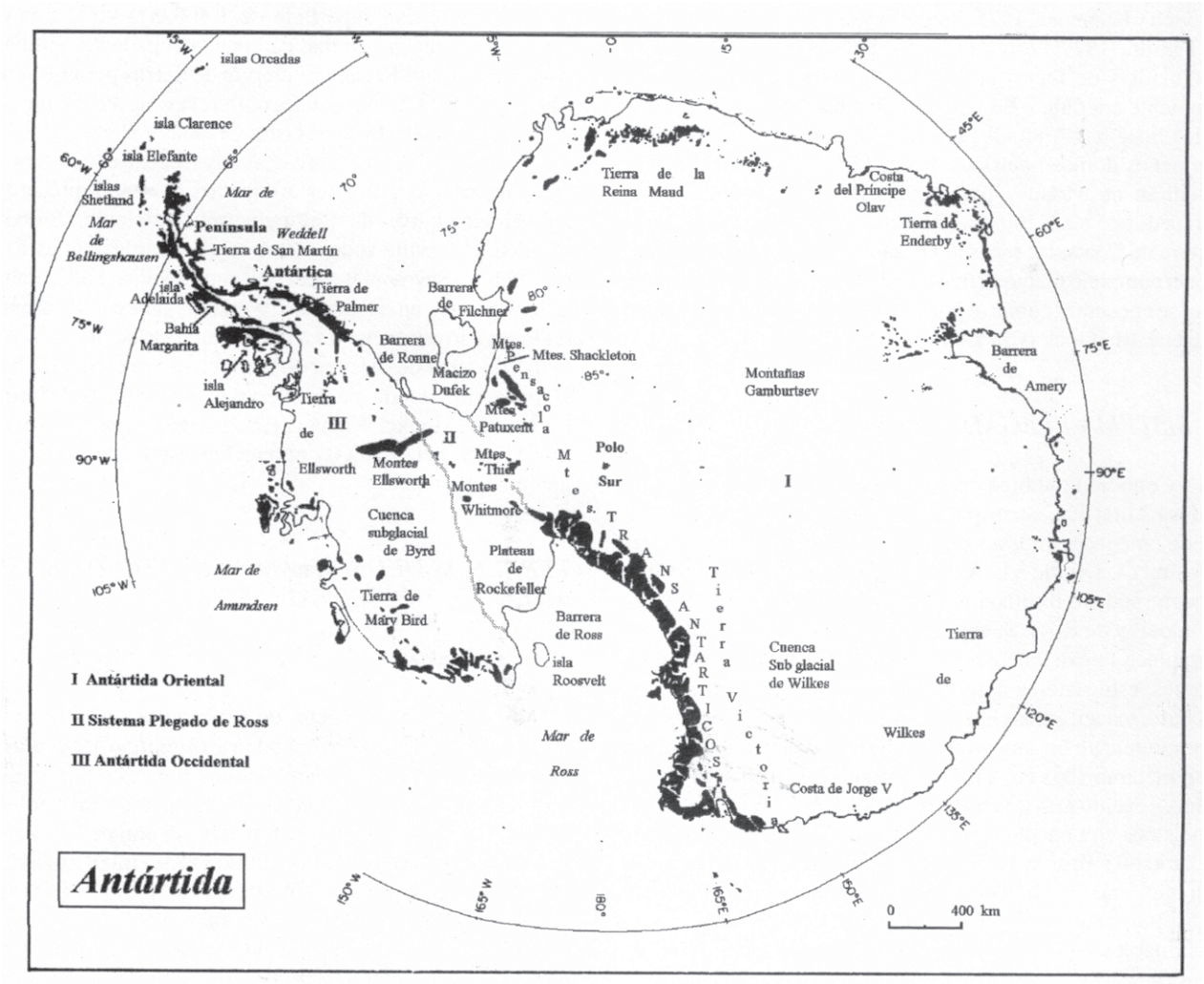


Figura 10. La Antártida.

La morfología de los terrenos orientales se caracteriza por presentar extensas mesetas labradas en las áreas cratónicas precámbricas con secuencias sedimentarias de edad paleozoica y mesozoica que se hallan expuestas en forma discontinua, rematando el contexto existen manifestaciones volcánicas del Cenozoico, algunas de las cuales se mantienen activas actualmente (Kamenev, 1975; Caminos y Massabie, 1980; Grikurov et al., 1982). Los escudos y macizos de la Antártida Oriental consisten en granitoides metamórficos con facies de dos piroxenos, cuya región más típica es la Tierra de Enderby, que se extiende a lo largo de la costa desde la parte central de la Tierra de la Reina Maud hasta la Tierra de Adelia (Grikurov et al., 1982). Los granitoides ocupan un 25-80% en volumen de los afloramientos cratónicos, y el 90% de la Serie Ragatt (Kamenev, 1975), constituida por granitoides de edad arcaica inferior, que pueden considerarse como el producto de la reelaboración de la corteza siálica primaria por soluciones juveniles y fusiones. Estos afloramientos son, por el momento, los más antiguos determinados en la corteza terrestre, con una antigüedad de 4.100±100 Ma. Las rocas datadas son enderbitas, que composicionalmente serían las representantes de la corteza siálica primaria (Sobotovich et al., 1974). Acompañando a estas rocas, aparecen dioritas, dioritas cuarcíferas, plagiogranitos, tonalitas, charnokitas y granitos gnéisicos de variada composición.

Los montes Shackleton, al sur de las montañas Príncipe Carlos, constituidos por granitos gnéisicos (Clarkson, 1972; Ravich y Kamenev, 1975; Soloviev y Halpern, 1975; Fedorov y Tarutin, 1977), están rodeados por esquistos, gneises y migmatitas de facies anfibolita de alta temperatura en un ambiente cratónico. En las denominadas secuencias de Ross y los Sistemas Andinos plegados (Kamenev, 1975), afloran pequeños domos gnéisicos de edad proterozoica que se encuentran atravesados por diques ubicados temporalmente alrededor de los 1.500 Ma (Ravich y Kamenev, 1975). En la Tierra de Coats, las rocas del basamento estan representadas por el complejo metamórfico precámbrico Monte Shackleton, que se encuentra cubierto por la secuencia clástica del Grupo Glaciar Blaiklock (Clarkson, 1972).

2. SISTEMA PLEGADO DE ROSS

Conocido también con el nombre de Antártida Central o fosa Antártica, corresponde a un estrecho cinturón deprimido, plegado, limitado lateralmente por fallas y pilares tectónicos. Divide a la Antártida Oriental de la Occidental, encontrándose limitada en sus extremos por los mares de Weddell y de Ross. Según Grikurov et al. (1982), autor que establece la existencia de dos estadios estructurales dominantes, este sistema contituye el elemento más jóven de la plataforma antártica. El más antiguo, el Complejo de Ross, comprende un basamento precámbrico-paleozoico inferior, con metamorfitas cuya mayor antigüedad alcanza los 1.800 Ma, un evento más jóven ubicado a los 1.400 Ma y granitoides gnéisicos con edades que oscilan entre los 1.050 y 650 Ma (Clarkson y Brook, 1977). Las manifestaciones del segundo estadio, más jóven, Complejo Beacon, comprende secuencias paleozoicas y mesozoicas no deformadas, correlacionables con secuencias gondwánicas (Grikurov et al., 1982).

Los Montes Transantárticos, límite oriental del sistema de Ross, constituyen la transición a los terrenos pertenecientes a la Antártida Oriental.

3. ANTÁRTIDA OCCIDENTAL

Comprende las regiones del continente antártico situadas al sur del Pasaje de Drake (paso de Hoces), abarcando el tramo inferior del arco del Scotia, la península Antártica, y las tierras de Ellsworth y Mary Bird. Se la denomina también Antártida plegada. Es una faja de cordones montañosos conocidos como Antartandes o Andes Antárticos, que son considerados como la continuación austral de la Cordillera de los Andes. En su constitución participan rocas metamórficas, sedimentitas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, rocas ígneas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, muchas de las cuales son correlacionables con el extremo sur del batolito andino (Caminos y Massabie, 1980). Las volcanitas presentes son por lo general de tipo pacífico, principalmente basaltos y andesitas. Actualmente en el ámbito del arco de Scotia el volcanismo permanece activo.

EL SECTOR ANTÁRTICO ARGENTINO

El sector reclamado por la Argentina está situado entre los meridianos 25º y 74º de longitud Oeste y el paralelo 60º de latitud Sur, con vértice en el polo sur geográfico, el sector esférico cubre una superficie de 1.400.000 km^2, área que resulta casi igual a la mitad de la que ocupa la Argentina en América del Sur. El sector comprende tierras pertenecientes a la Antártida Occidental, tales como el tramo austral del arco de Scotia, compuesto por las islas Orcadas y Shetland del Sur, toda la península Antártica e islas adyacentes, encontrándose entre las más importantes Alejandro I, el archipiélago de Palmer en el mar de Bellinghausen, Adelaida, Joinville, Dundee, D'Urville sobre el estrecho Antartic, James Ross, Marambio (Seymour), Cerro Nevado (Snow Hill), Paulet, Uruguay, etc. en el mar de Weddell, abarcando también regiones correspondientes a la Antártida Oriental, tales como las tierras australes del mar de Weddell que se extienden hasta el polo sur, donde se encuentran los nunataks Bertrab, Littlewood, Moltke, Wichaway, Lagrange, los montes Theron, Shackleton, Pensacola (cordones Forrestal y Neptuno), Argentina y Patuxent.

TERRENOS DEL SISTEMA PLEGADO DE ROSS Y ANTÁRTIDA ORIENTAL

Montes Shackleton

En el sector occidental de los montes Shackleton, las rocas del basamento corresponden al ***Complejo Metamórfico Precámbrico Montes Shackleton***, compuesto por gneises, migmatitas, cuerpos graníticos, esquistos, mármoles y anfibolitas. Una granodiorita que intruye uno de los cuerpos graníticos, representante del último evento migmatizante ha sido datada por K-Ar en 1.446 ± 60 Ma (Rex, 1972). Pankhurst et al. (1983) han publicado isocronas Rb-Sr en distintas localidades de los montes Shackleton, y en los montes Read, en ortogneises piroxénicos anfibólicos con dos edades verda-

deras, 1.763 ± 21 Ma (0,704) y 1.599 ± 38 Ma. En isocronas de referencia fueron obtenidas edades entre 1.900 y 1.300 Ma. En Haskard Highlands una errocrona sobre ortogneises arrojó una edad de 2.700 ± 100 Ma (0,700 ± 0,004 y MSWD=18). En los nunataks Lagrange otra errocrona que incluye muestras de gneises aportó una edad de 2.300 ± 130 Ma (MSWD=43), y una edad modelo de 1.600 Ma (0,722 ± 0,004). Hofman et al. (1981) presentan una isocrona mineral granate-mica-esquisto para los Montes Herbert de 1.384 ± 180 Ma (0,719 ± 0,004), además de una edad K-Ar de 1.401 ± 28 Ma.

La ***Formación Mount Gass***, que se apoya discordantemente sobre el basamento cristalino (Pankhurst et al., 1983) constituye la base de la secuencia metasedimentaria en la zona del lago Nostoc, comprende una secuencia de cuarcitas, esquistos, dolomitas y anfibolitas granatíferas, y fue datada a través de un diagrama isocrónico con amplia dispersión entre 1.500 y ca. 900 Ma. En el mencionado diagrama, ploteando muestras aisladas, se podrían alcanzar los 700 Ma como edad mínima.

En el área más compleja de los montes Shackleton, al norte de Haskard Highlands, aflora la ***Formación Lago Nostoc***, en la que Halpern (1972) dató por isocronas Rb-Sr gneises granatíferos esquistos y granitos en 656 ± 66 Ma (0,7078 ± 0,0064) y 583 ± 48 Ma (0,7084 ± 0,0024).

La ***Formación Williams Ridge***, metasedimentaria, fue datada sobre una cantidad limitada de muestras en 600 Ma con una relación isotópica inicial de estroncio muy elevada, 0,742, habiéndose sí obtenido isocronas de edad cámbrica y relaciones isotópicas que pueden ser consideradas como normales (Pankhurst et al., 1983).

El ***Grupo Turnpike Bluff***, que incluye de base a techo a las ***Formaciones Watts Needle*** y ***Monte Wegener***, aflora en las zonas australes de los montes Shackleton. Está integrado por metapelitas de bajo grado y esquistos verdes , se apoya sobre el basamento cristalino en contactos fallados y fue datado por Pankhurst et al. (1983) mediante edades modelo Rb-Sr en 720 Ma. Asimismo los mencionados autores han obtenido una edad sobre fangolitas de la Formación Watts Needle de 526 ± 6 Ma basada en una isocrona Rb-Sr, con muy buen grado de ajuste (MSWD=1.7).

Al sur de los montes Argentina aflora una caliza con arqueociátidos, cuya fauna no ha sido descripta. En los montes Spann, 65 km al nordeste, aparecen bloques morénicos de una caliza fosilífera con arqueociátidos y trilobites, además de una asociación de trilobites y moluscos que indican edad cámbrica inferior a cámbrica media tardía. Casi todos los trilobites analizados corresponden a faunas siberianas, chinas o australianas (Palmer y Gatehouse, 1972).

Montes Patuxent-Montes Pensacola

La ***Formación Patuxent*** según Schmidt et al. (1965), en su localidad tipo, los montes Patuxent, está compuesta por grauvacas y lutitas verdes grisáceas, bien estratificadas, muy cementadas con estratificación rítmica y gradada muy notablemente en ciertos niveles; contiene asimismo lentes y bancos delgados de conglomerados finos, aparentemente

CUADRO 3. ESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN PROPUESTA DEL SECTOR ANTÁRTICO ARGENTINO CORRESPONDIENTE A LOS TERRENOS DE LA ANTÁRTIDA CENTRO-ORIENTAL.

Edades		**Montes Shackleton**			**Montes Patuxent Pensacola**
	Ordovícico	Norte	Centro	Sur	
500.....	.....	G. Glaciar Blaicklock ~~~~~~~~~~~~			..... F. Wiens ~~~~~~~~~~~~ F.Gambacorta
	Cámbrico				~~~~~~~~~~~~ Caliza Nelson ~~~~~~~~~~~~
540 Ma			Formación	Grupo	Formación
600	Proterozoico superior	F. Lago Nostoc	Williams Ridge	Turnpike Bluff	Patuxent
900		F. Mount Gass ~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~ Plutonismo	~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~
1.500	Prot. medio		~~~~~~~~~~~~		
2.500.....	Proterozoico inferior o Arcaico tardío	Complejo Metamórfico	Precámbrico	Montes Shackleton	
3.000					

intraformacionales. Las grauvacas están formadas por granos angulosos de cuarzo y feldespato incluidos en una matriz arcilloso-carbonática rica en pirita y sílice microcristalina; la textura de estos sedimentos, según los autores mencionados, sugiere que su deposición se produjo en un ambiente marino sujeto a corrientes de turbidez. Schmidt et al. (1965), observaron en el sector occidental del cordón Neptuno, coladas basálticas y lavas almohadilladas intercaladas en los sedimentos. El espesor aflorante de la Formación Patuxent es de 1600 metros. La base no es visible y por encima se apoya, en discordancia angular, la ***Caliza Nelson***, asignada al Cámbrico por su contenido fosilífero.

Por encima de la Formación Patuxent, en la secuencia integrada, en orden temporal decreciente, por la ***Caliza Nelson***, la ***Formación Gambacorta*** y la ***Formación Wiens***, la edad determinada para riolitas intercaladas en la Formación Gambacorta por Eastin et al. (1969) de 563 ± 63 Ma, puede constituir un elemento a tener en cuenta sobre una posible reubicación temporal de todo el conjunto sedimentario, asignado al Cámbrico por Schmidt et al. (1965). Por lo pronto dicha edad colocaría al conjunto formacional, en lo que a términos absolutos respecta, en una posición más baja que la que se mantiene hasta el momento, incluyendo la posibilidad que la Caliza Nelson, aunque fosilífera, pueda corresponder a tiempos finiprecámbricos.

Laird y Bradshaw (1982), han mapeado en los montes Neptuno y Patuxent unidades sedimentarias y metasedimentarias, de las cuales algunas podrían corresponder al Paleozoico inferior.

De acuerdo con la estratigrafía indicada, se estima que la Formación Patuxent es de edad precámbrica superior.

Tierra de Coats: si bien no se incluyen dentro de los montes Transantárticos, las sierras y nunataks aislados extendidos a lo largo del lado oriental de la barrera de Filchner en la Tierra de Coats corresponderían por su forma, geología y rasgos evolutivos a una extensión de estos montes.

La configuración de muchas regiones cratónicas ha sufrido cambios radicales hacia el final del Proterozoico (Bond et al., 1984). La presencia de estructuras extensionales seguida de aperturas continentales durante el Cámbrico ha sido la característica dominante para las áreas pacíficas.

Buena parte de las deformaciones tectónicas y metamorfismo se encuentran vinculadas a la orogenia de Ross, de edad cambro-ordovícica, asociada o relacionada a la acreción de los terrenos de edad precámbrica (Rowell y Rees, 1991).

En los montes Shackleton existen bloques morénicos aislados conteniendo arqueociátidos del Cámbrico temprano (Debrenne y Kruse, 1986) y algunos trilobites del Cámbrico inferior medio (Rowell et al.,1988)

La secuencia de edad cámbrica, en los montes Patuxent, está integrada por tres unidades, Caliza Nelson, Formación Gambacorta y Formación Wiens. La primera de las unidades, la ***Caliza Nelson***, aflora en el sector austral de los montes Patuxent y en el cordón Neptuno, y se apoya en discordancia angular sobre la Formación Patuxent. La Caliza Nelson está integrada por 5 miembros, el inferior es un delgado conglomerado de 6 m de espesor, sobre el que apoyan 18 m de una sucesión clástica de bancos rojos. Los tres miembros superiores están constituidos por calizas oolíticas y en parte pisolíticas. El espesor total de la Caliza Nelson varía entre los 180 y 550 metros. Los depósitos constituyen una secuencia de aguas pandas en una transgresión. Las dos asociaciones de trilobites, de afinidades australianas, chinas o siberianas, indican edad cámbrica media hasta cámbrica alta media. La Caliza Nelson contiene arqueociátidos de edad cámbrica media y una fauna de trilobites mal conservada de afinidades australianas, ptichoagnóstidos (Soloviev y Grikurov, 1978).

La ***Formación Gambacorta***, estéril, se apoya en seudoconcordancia sobre la Caliza Nelson, aflorando solamente en el cordón Neptuno. La base y sección inferior de la formación, de aproximadamente 90 m de espesor, están compuestas por areniscas muy alteradas y conglomerados compuestos por detritos volcánicos. El resto de la formación está compuesta por bancos intercalados de flujos riolíticos de colores castaños oscuros, rojizos y verde claro, brechas volcánicas, depósitos piroclásticos, areniscas y conglomerados detríticos. El máximo espesor es de 330 metros. Se hace especial hincapié en que en esta formación se ha efectuado una determinación radimétrica sobre un flujo riolítico que alcanzó lo 563 ± 35 Ma, valor que como ya se ha indicado en párrafos anteriores, colocaría, en lo que a valores absolutos respecta, a la secuencia en una posición más baja que la establecida por el contenido fosilífero de la Caliza Nelson.

La ***Formación Wiens*** se apoya en seudoconcordancia sobre la Formación Gambacorta; consiste en depósitos intercalados de pelitas, *siltstones* y areniscas de grano fino, con horizontes finos de calizas oolíticas grises intercaladas. En esta formación se han encontrado algunas trazas fósiles sobre las que no se ha conseguido indicación de edad. El espesor aflorante es de 330 metros.

TERRENOS DE LA ANTÁRTIDA OCCIDENTAL

De acuerdo con la bibliografía disponible, son muy escasas las evidencias que resultan absolutamente concluyentes sobre afloramientos de edad precámbrica en el Territorio Antártico Argentino. En base a la información geocronológica disponible se han conseguido acotar temporalmente manifestaciones que fueron consideradas precámbricas, de allí que se consideró oportuna la inclusión en el presente capítulo a continuación de registros que corresponden a tiempos más jóvenes, pero de importancia para una mejor comprensión de la evolución geológica temporal.

Islas Órcadas - Shetland del Sur

Caminos y Massabie (1980) presentan como precámbricos una serie de afloramientos metamórficos, tales como los de las islas Órcadas del Sur, isla Signy, Moe y Coronación, con tres formaciones estudiadas por Matthews y Maling (1967) en la isla Signy:

1) ***Formación Marble***: con más de 100 m de espesor, base no visible, incluye micacitas, anfibolitas granatíferas, cuarcitas y mármoles.

2) ***Formación Amphibolite***: 150 m de espesor, incluye anfibolitas con hornblenda y cuarcitas.

3) ***Formación Moe Island***: la unidad más alta de la columna estratigráfica, con 300 m de espesor, está constituida por micacitas biotítica-moscovíticas con porfiroblastos de granate.

Según Thompson (1968), el metamorfismo regional alcanzó la facies de anfibolita albítica epidótica. La reconstitución metamórfica fue poscinemática, desarrollada en una sola fase de recristalización y con formación de esquistosidad paralela a la estratificación; con crecimiento mimético de micas y anfíboles

rodeando las crestas de los micropliegues. Las edades K/Ar presentadas, 187±5 Ma (Miller, 1960) y 183±7 Ma (Rex, 1967), determinadas sobre micacitas indican edad radimétrica jurásica inferior para el conjunto metamórfico.

Rocas similares a las descriptas afloran en la isla Coronación, aunque alcanzando menor grado metamórfico y con menor porcentaje de mármoles y anfibolitas.

La asignación al Precámbrico de este conjunto formacional se encuentra apoyada en la correlación con filitas de la isla Clarence (en las Shetland del Sur) donde Iltchenko (1972) describió microfósiles que asignó a esa edad.

En el ámbito de las islas Shetland del Sur, en la isla Elefante afloran filitas en el sector norte y mármoles y anfibolitas en el sur (Tyrrell, 1945). En la isla Gibbs se destacan bancos de filita alojando un cuerpo de dunita serpentínica. West (1968) determinó la presencia de anfibolitas en la isla Inaccesible, a las que correlacionó con la Formación Amphibolite, aunque con un grado metamórfico más alto, describió asimismo la presencia de esquistos talcosos en los islotes Larsen y Monroe, a los que correlacionó con las filitas de la isla Coronación. En la isla Clarence, sumado a lo expresado por Iltchenko (1972), afloran esquistos glaucofánicos.

Tanner et al. (1982) introducen el concepto del ***Complejo Metamórfico Scotia***, en el que incluyen a las rocas foliadas y metamorfizadas de las islas Orcadas y Shetland del Sur. Por analogía con afloramientos australes de Chile, Dalziel (1982) propone una edad permo-triásica para el complejo. Utilizando el método K-Ar (Dalziel, 1982*)* obtiene edades de 100 Ma para la facies de esquistos azules/ esquistos verdes, mientras que para la facies anfibolita alcanza los 200 Ma. Grikurov et al. (1970) utilizando el método K-Ar sobre roca total en los esquistos alcanzó los 230 Ma, haciéndose mención que dicha aplicación, es decir sobre roca total no es del todo recomendable, puesto que las edades suelen aparecer envejecidas para el fenómeno a determinar. Tanner et al. (1982) presentan edades K-Ar que alcanzan los 188±5 Ma, pudiendo las mismas estar reflejando el último enfriamiento de estas rocas. Otras edades Rb-Sr sobre isocronas roca total brindaron 75±16 Ma (0,7044±0,0001) para las metamorfitas de bajo grado del norte de la isla Elefante, datos que por otra parte son comparables con los de la isla Smith (Hervé et al., 1983). Pankhurst (1982), efectúa una regresión temporal, y estimando un valor para la relación $(Sr_{87}/Sr_{86})_o$ mantélica de 0,703, propone una existencia no mayor a los 250 Ma para la historia sedimentaria previa. Rex (1976) presentó una edad Rb-Sr para la isla Signy, recalculada por Tanner et al. (1982) de 281±51 Ma (0,712±0,002); el diagrama isocrónico presenta una gran dispersión de puntos que, de acuerdo con la metodología de regresión que se aplique, el error rondaría los 150 Ma; por su parte la elevada relación $(Sr_{87}/Sr_{86})_o$ sugiere una historia premetamórfica que se extendería hasta el Paleozoico inferior. Asimismo Tanner et al. (1982), presentan una edad modelo Rb-Sr para el sur de la isla Elefante de 270 Ma (0,704), estos datos, dada la baja relación $(Sr_{87}/Sr_{86})_o$ que los caracteriza estarían indicando la edad máxima para la depositación de los sedimentos.

Autores como Smellie et al. (1984) descartan completamente la presencia de materiales de edad precámbrica en el contexto de las islas Shetland del Sur, y presentan un esquema evolutivo a partir del Paleozoico medio-superior.

De acuerdo con lo expuesto, se considera prudente desestimar la edad precámbrica para estas manifestaciones metamórficas, pues por lo pronto no hay evidencias ni estructurales ni isotópicas de fenómenos sobreimpuestos que pudieran provocar un rejuvenecimiento en los sistemas radimétricos analizados. Lo observado por Iltchenko (1972) en la isla Clarence no debería, por lo tanto, extrapolarse más allá de sus propios límites.

Península Antártica

Tierra de San Martín (o Tierra de Graham)

En la costa oeste de la Tierra de San Martín, las rocas del basamento prevolcánico del fiordo Neny, conocidas como ***Esquistos de Bahía Margarita***, comprenden una variedad de esquistos y gneises de composición diorítico-granítica (Adie, 1954; Hoskins, 1963). Los afloramientos de esquistos tienen por lo general extensiones muy limitadas. Con muestras del fiordo Neny y la isla Horseshoe Pankhurst (1982) construyó un diagrama isocrónico de 190 Ma, aunque dos muestras, separadas del diagrama permiten inferir una edad de referencia de 640 Ma, alineadas respecto de la misma $(Sr_{87}/Sr_{86})_o$ que el diagrama isocrónico.

Las manifestaciones graníticas no deformadas, tomadas por Adie (1954) como pre-jurásicas, son, de acuerdo con autores como Pankhurst (1982) y Gledhill et al. (1982), cretácicas.

Sobre la costa este afloran rocas de apariencia migmatítica con anfibolitas inyectadas *lit par lit* por material ácido (Marsh, 1983). En el cerro Target y el nunatak Gulliver, Rex (1976) y Pankhurst (1982) describen gneises cuarzo biotíticos fuertemente foliados intruidos por un granito adamellítico no deformado, litología esta última, en la que se obtuvieron edades K-Ar sobre micas de 170 Ma, sobre hornblenda, de 242 ± 9 Ma, y, en isocrona sobre roca total 180 ± 5 Ma. Para un separado de plagioclasa y feldespato de inclusiones en los gneises, Pankhurst (1982, 1983) obtuvo una edad aparente de 336 Ma.

En la caleta Adie (Pankhurst, 1982,1983) determina una edad de 246 ± 4 Ma sobre gneises con inclusiones de anfibolitas, estableciendo en esta localidad una edad aparente de 640 Ma, similar a la edad de referencia del fiordo Neny y la isla Horseshoe.

De acuerdo con las edades precedentes, junto a otras presentadas por Thomson y Pankhurst (1983), solamente podrían asignarse al Precámbrico los afloramientos del fiordo Neny, la isla Horseshoe y la caleta Adie.

Norte de la Tierra de Palmer

En esta región las relaciones entre las metamorfitas resultan a menudo enigmáticas (Pankhurst, 1983); se reconoce un complejo metamórfico cubierto por metavolcanitas y metasedimentos, seguidas por una secuencia volcano-sedimentaria con una fase plutónica temprana y finalmente intrusivos «andinos» no deformados. Estas tres secuencias son asignadas por Thomson y Pankhurst (1983) al Paleozoico, Mesozoico y Cretácico/Terciario, por correlación con la estratigrafía establecida para la Tierra de San Martín. Las rocas del complejo metamórfico en las cercanías del Monte Sullivan son principalmente gneises biotíticos y anfibolitas, con presencia de gneises de ojos y gneises de composición

ácida derivados de las intrusiones posteriores. La geocronología aportada por Pankhurst et al. (1983), efectuada sobre los gneises de ojos y los gneises ácidos hacia el oeste del Monte Sullivan permitieron la construcción de una buena isocrona Rb-Sr de 177 ± 2 Ma (0,7075 ± 0,0003), dato que según su autor esencialmente determina el episodio magmático primario durante el cual estas rocas fueron emplazadas, en coincidencia con el arco magmático jurásico inferior a medio desarrollado en el este de la Tierra de San Martín.

Montes Ellsworth

Sobre el límite occidental y hacia el exterior del Sector Antártico Argentino, los montes Ellsworth constituyen una cadena montañosa plegada entre la meseta polar de la Antártida Occidental y la barrera de Ronne. Se extienden a lo largo de 370 km con un ancho de 80 km con arrumbamiento N 55º O, y se dividen en una sierra norte, Sentinel, y una austral, Heritage (Webers y Sporli, 1983).

Según Craddock (1969), el ***Grupo Minaret*** y las secciones inferiores del ***Grupo Heritage*** corresponden al Precámbrico con dudas, en tanto que Hielle et al. (1982) incluyen al Grupo Minaret y a la ***Formación Horseshoe*** dentro del Precámbrico. Webers y Sporli (1983) asignan al Grupo Heritage edad cámbrica, y a la Formación Minaret edad cámbrica media a superior por la fauna de trilobites.

Yoshida (1983), analiza la historia metamórfica de los montes Ellsworth, incluyendo en el Precámbrico al Grupo Heritage, en base a una edad K-Ar de 975 Ma sobre rocas metaclásticas aflorantes en los nunatak Wilson. Otras edades radimétricas obtenidas por Yoshida (1983), se ubican en tiempos silúricos bajos, vinculadas al emplazamiento de doleritas. El Grupo Heritage incluye metamorfitas de bajo grado.

CUADRO 4. ESTRATIGRAFÍA DE LOS TERRENOS CORRESPONDIENTES A LA ANTÁRTIDA OCCIDENTAL DEL TERRITORIO ANTÁRTICO ARGENTINO. LOS MONTES ELLSWORTH SE INCLUYEN POR ENCONTRARSE LAS PRIMERAS ESTRIBACIONES SOBRE EL LÍMITE OCCIDENTAL DEL TERRITORIO ANTÁRTICO ARGENTINO.

Edades	Isla Clarence	Tierra de San Martín	Montes Ellsworth
Cámbrico .....540 Ma.....	Filitas		F. Minaret
Precámbrico		Esquistos Bahía Margarita	~~~~~~~~~~~~~~~~~~
975 Ma			G. Heritage/F. Horseshoe

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ADIE, R.J., 1952. Representatives of the Gondwana system of the Falkland Islands. Symposium sur le Séries de Gondwana, 19th International Geological Congress, Algiers. pp. 385-392.

ADIE, R. J., 1954. The petrology of Graham Land. 1. The basement complex: Early Paleozoic plutonic and volcanic rocks. Scientific Reports Falkland Islands Dependencies Survey 11.

ANDERSSON, J.G., 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. Wiss. Ergebn. Schewd. Südpolar expedition, 1901-3, 2: 1-3.

BAKER, H.A., 1924. Final Report on Geological Investigations in the Falkland Islands, 1920, 1922. Stanley (Government Printer), 1-38.

BARKER, P.F. y GRIFFITHS, D.H., 1977. Towards a more certain reconstruction of Gondwanaland. Philosophical Transactions Royal Society, Series B, 279: 143-159.

BECKINSDALE, R. D., TARNEY, J., DARBYSHIRE, D. P. F. y HUMM, M. J., 1977. Rb-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at site 330, DSDP, in Barker, P.F. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 36: 923-927, Washington.

BOND, G.C., NICKESON, P. A. y KOMINZ, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma to 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325-345.

CAMINOS, R. y MASSABIE, A., 1980. Antártida Argentina e islas del Atlántico Sur. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 1529-1574.

CINGOLANI, C.A. y VARELA, R., 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector del Cabo Belgrano (Cabo Meredith), islas Malvinas. Sexto Congreso Geológico Argentino, Actas. 1:457-474

CLARKSON, P.D., 1972. Geology of the Shackleton Range: a preliminary report. Bulletin British Antarctic Survey, 31: 1-15.

CLARKSON, P.D. y BROOK, M., 1977. Age and position of the Ellsworth Mountains crustal fragment. Nature, 265 (5595): 615-616.

COBBING, E.J., OZZARD, J.M. y SNELLING, N.J., 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. Geological Society of America, Bulletin 88: 241-246.

CORDANI, U.G., AMARAL, G. y KAWASHITA, K., 1973. The Precambrian evolution of South America. Geologische Rundschau, 62: 309-317.

CRADDOCK, C., 1969. Geology of the Ellsworth mountains. En: Bushnell, V.C. y Craddock, C., (Eds.), Geologic Maps of Antarctica, Antarctic Map Folio, Folio 12. PLIV. En: Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.), 1983.

DALZIEL, I.W.D., 1982. The early (pre Middle Jurassic) history of the Scotia arc region a review and progress report. En: Craddock, C. (Ed.) Antarctic Geoscience, University Winsconsin Press. Madison: 111-126.

DEBRENNE, F. y KRUSE, P.D., 1986. Shacketlon Limestone archaeocyats. Alcheringa, 10: 235-78. En: Rowell, A.J. & M.N. Rees, 1991. Setting and significance

of the Shackleton Limestone, central Transantarctic Mountains. Geological Evolution of Antarctica, Thomson, M.R.A., J.A. Crame & J.W. Thomson, (Eds.) 1991. Cambridge University Press.

DU TOIT, A.L., 1937. Our Wandering Continents. Oliver and Boyd, 366 pp., Edinburgh.

EASTIN, R., FAURE, G., SHULTZ, C. y SCHMIDT, D.L., 1969. Rb-Sr ages of the Littlewood Volcanics and of the acid volcanic rocks of Neptune Range, Pensacola Mountains, Antarctica, Abstracts Geological Society America, Pt. 6,13.

FEDOROV, L.V. y TARUTIN, O.A., 1977. Geologicheskoe stroeni gory Ruker (iuzhnaia chast' gor Prins-Charl'z, Vostochnaia Antarktida) [The geological structure of Mount Ruker (southern Prince Charles Mountains, East Antarctica)]. Antarktika, Doklady Komissii, 16: 93-99.

GLEDHILL, A., REX, D.C. y TANNER, P.W.G., 1982. Rb-Sr and K-Ar gechronology of rocks from the Antarctic Peninsula between Anvers island and Marguerite Bay. En: Craddock, C. (Ed.) Antarctic Geoscience, University Wisconsin Press. Madison, 315-323.

GRIKUROV, G.E., KRILOV, A.Ya., POLYAKOV M.M. y TSOVOBUN, Ya.N., 1970. Age of rocks from the northern part of the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands (from data of the potassium argon method). Inf. Bulletin Antarctic Expedition 8:61-68.

GRIKUROV, G.E., KAMENEV, E. N. y KAMENEVA, G.I., 1982. Granitoid Complexes in Antarctica. Antarctic Earth Sciences (85): 695-701.

GRINDLEY, G.W. y MC DOUGALL, I., 1969. Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the central Transantarctic Mountains, Antarctica. New Zealand Journal of Geophysics, 12 (2-3): 391-411.

HALPERN, M., 1972. Rb-Sr total rock and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range and Fosdick Mountains. En: Adie, R.J. (Ed.) Antarctic Geology and Geophysics, University Oslo: 197-204.

HERVÉ, F., GODOY, E. y DAVIDSON, J., 1983. Blueschists relict clinopyroxenes of Smith Island (South Shetland Islands), origin and some tectonic implications. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.). Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, 363-365. Canberra, Australia.

HIELLE, A., OHTA, Y. y WINSNES, T.S., 1982. Geology and Petrology of the southern Heritage Range, Ellsworth mountains. in Craddock C., (Ed.), Antarctic Geoscience. Union Wisconsin Press. Madison, 599-608. En: Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.), 1983.

HOFMANN, J., PILOT, J. y SCHLICHTING, M., 1981. Das Rb-Sr Alter von Metamorphiten der Herbert Mountains, Shackleton Range, Antarktica. Z. Geol. Wiss., 9: 835-842.

HOSKINS, A.K., 1963. The basement complex of Neny Fjord, Graham Land, Scientific Reports British Antarctic Survey, 43.

ILTCHENKO, L.N., 1972. Late Precambrian acritarcs of Antarctica. Adie, R.J. (Ed.) Antarctic Geology and Geophysics, University Oslo: 399-602.

KAMENEV, E.N., 1975. Geologia Zemli Enderbi [Geology of Enderby Land]. Antarktika, Dokladii Komissii, 14: 13-58.

LAIRD, M. G. y BRADSHAW, J. D., 1982. Uppermost proterozoic and Lower Paleozoic Geology of the Transantarctic Mountains. Antarctic Earth Sciences (65): 525-533.

MARSH, P.D., 1983. The late Precambrian and early Palaeozoic of the Shackleton Range, Coats Land. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. 190-193.

MATTHEWS, D. H. y MALING, D. H., 1967. The Geology of the South Orkney Islands I, Signy Island. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Reports. London, 25 pp.

PALMER, A. R. y GATEHOUSE, C. G., 1972. Early and Middle Cambrian trilobites from Antarctica. Professional Papers U.S. Geological Survey 456-D, 37 pp.

PANKHURST, R. J., 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. Geological Society of London Journal, 139: 701-712.

PANKHURST, R. J. 1983. Rb-Sr constrains on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, 367-371. Canberra, Australia.

PANKHURST, R. J., MARSH, P. D. y CLARKSON, P. D., 1983. A geochronological investigation of the Shackleton Range. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.):Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, 176-182. Canberra, Australia.

RAVICH, M. G. y KAMENEV, E. N., 1975. The crystalline basement of the Antarctic platform. English translation: New York, John Wiley, 582 pp.

REX, D.C., 1967. Isotope age determination of rocks from Antarctic Peninsula. M. Sc. Tesis, Univ. Leicester. En Caminos, R. y A. Massabie, 1980. Antártida Argentina e islas del Atlántico Sur. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2:1529-1574.

REX, D.C., 1972. K-Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land. En Adie, R. J. (Ed.) Antarctic Geology and Geophyisics. University of Oslo: 133-136.

REX, D.C., 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. Bulletin British Antarctic Survey 32: 55-61.

REX, D.C. y TANNER, P. W. G., 1982. Precambrian Age for gneises at Cape Meredith in the Falkland islands. in Antarctic Geoscience, Campbell Craddock (Ed.) Symposium on Antarctic Geology and Geophysics. pp. 107-108. The University of Wisconsin Press.

ROWELL, A. J. y REES, M. N., 1991. Setting and significance of the Shackleton Limestone, central Transantarctic Mountains. En: Thomson, M.R.A., J.A. Crame & J.W. Thomson, (Eds.). Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press. pp: 171-175.

ROWELL, A.J., REES, M.N., COOPER, R.A., y PRATT B.R., 1988. Early Paleozoic history of the Central Transantarctic Mountains: evidence from the Holyake Range, Antarctica. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 31, 397-404. En: Rowell, A.J. & M.N. Rees, 1991. Setting and significance of the Shackleton Limestone, central Transantarctic Mountains. En: Thomson, M.R.A., J.A. Crame & J.W. Thomson, (Eds.) 1991. Geological Evolution of Antarctica, Cambridge University Press. pp: 171-175.

SCHMIDT, D.L, WILLIAMS, P.L., NÉLSON, W.H. y EGE J. R., 1965. Upper Precambrian and Paleozoic stratigraphy and structure of the Neptune Range, Antarctica, Geological Survey Professional Paper, 984.

SMELLIE, J.L., PANKHURST, R.J., THOMSON, M.R.A. y DAVIES, R.E.S., 1984. The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry an Evolution. British Antarctic Survey Scientific Report 87, 85 pp.

SOBOTOVICH, E. V., KAMENEV, E. N., KOMARISTY, A. A. y RUDNIK, V. A., 1974. Drevneishie porody Antarktidy (Zemlia Enderbi) [The oldest rocks of Antarctica (Enderbi land)]. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geol. 11: 59-72.

SOLOVIEV, I. A. y GRIKUROV, G. E., 1978. First records of middle cambrian trilobites in the Shackleton Range (Antarctica). Antarktika, 17, 187-198.

SOLOVIEV, D. S. y HALPERN, M., 1975. Pervye arkheiskie izotopnye vozrasty, poluchennye v Antarktide po porodam kristallischeskogo fundamenta [The first Archean isotopic ages determined on the crystalline basement rocks of Antarctica]. Inf. Byull. Sov. Antarkt. Eksped., No. 90: 23-25.

TANNER, P.W.G., PANKHURST, R. J. y HYDEN, G., 1982. Radiometric evidence for the age of the subduction complex of the South Orkney and South Shetland Islands, West Antarctica, Geological Society of London, Journal 139: 683-690.

THOMPSON, J.W. 1968. The geology of the South Orkney Island. II. British Antarctic Survey Scientific Report, London 62 pp.

THOMSON, M. R. A. y PANKHURST, R. J., 1983. Age of Post-Gondwanian Calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula Region. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, 328-333. Canberra, Australia.

TYRRELL, G.W., 1945. Report on rocks from West Antarctica and Scotia Arc. Discov. Rep. Univ. Press. Cambridge, 23: 37-102.

WEBERS, G. F. y SPORLI, K.B., 1983. Paleontological and stratigraphic investigations in the Ellsworth mountains, west Antarctica. En: Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, 261-264. Canberra, Australia.

WEST, J.M., 1968. Petrography of metamorphic rocks from the Inaccesible and Larsen islands. British Antarctic Survey Bulletin 18: 45-57.

YOSHIDA, M., 1983 Structural and metamorphic history of the Ellsworth Mountains, west Antarctica. Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. Oliver, R. L., P. R. James & J. B. Jago (Eds.): 266-269.

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (6): 133 - 167 , BUENOS AIRES, 1999

EL BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, FAMATINA, CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

1. INTRODUCCIÓN

Roberto C. Miró

El capítulo 6 de la Geología Argentina comprende a los ***ciclos Pampeano*** y ***Famatiniano*** en el ámbito de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna, y su coordinador fue el Dr. Roberto Caminos. De acuerdo con la metodología propuesta, se encomendó a diferentes autores la redacción de la estratigrafía, estructura e historia geológica de los dos ciclos en el ámbito de las unidades morfoestructurales mencionadas, los que presentaron sus trabajos a mediados de 1994. El Dr. Caminos efectuó una revisión crítica de los mismos, recibiendo las versiones corregidas durante el último trimestre del año 1996.

La inesperada desaparición del Dr. Caminos en enero de 1997 nos colocó ante la enorme responsabilidad de completar la revisión de los textos sin poder contar con la invalorable opinión de alguien que poseía el más profundo conocimiento de la región.

Las demoras en la compaginación final, así como la adecuación de los trabajos a la extensión de la obra, obligaron a introducir leves modificaciones en los manuscritos originales.

Confiamos que la guía espiritual de quién con su ejemplo nos motivó para terminar el trabajo haya sido bien aprovechada.

ALCANCES

El Neoproterozoico y el Eopaleozoico se encuentran bien representados en la región central de la Argentina. En particular se encuentran unidades metamórficas magmáticas y sedimentarias de estas edades en el sustrato de la Puna (Jujuy y Salta), en el núcleo de la Cordillera Oriental (Jujuy, Salta y Catamarca), en las Sierras Pampeanas *s.l.* (Tucumán, Catamarca, La Rioja, Santiago del Estero, Córdoba, San Juan y San Luis) y en su extensión hacia el sur, en el sustrato de La Pampa (Las Mahuidas) y en los Macizos Nordpatagónico y del Deseado.

El conocimiento sistemático e interpretación de la evolución de los dominios tectónicos que comprenden ha sido principalmente desarrollado en la región de su mayor exposición, las Sierras Pampeanas. De tal modo, este capítulo contiene la descripción del basamento de las sierras y por extensión se mencionan además las unidades de los ámbitos circundantes a las mismas.

La primera descripción de las Sierras Pampeanas como unidad morfoestructural independiente fue efectuada por Stelzner (1875). Posteriores trabajos (Bodenbender, 1895; Beder, 1922; Rasmuss, 1916) ratificaron la presencia de un basamento precámbrico-eopaleozoico en las rocas metamórficas de la unidad. Este basamento forma una serie de dominios litológicos y estructurales con orientación meridiana que han sido interpretados como parte de una faja de movilidad ensiálica (Dalla Salda, 1987) o como terrenos que se desarrollaron y acrecionaron en el margen occidental convergente del cratón del Río de la Plata (Ramos, 1988). En conjunto la discusión envuelve a la historia del margen proto-ándico de Gondwana y su interacción con Laurentia.

Un esquema de subdivisión regional de las Sierras Pampeanas, utilizado ampliamente por todos los investigadores posteriores, fue propuesto por Caminos (1979). El avance del conocimiento de su composición y estructura en los últimos 50 años permitió su división en ciclos tectomagmáticos, Grenvilliano, Pampeano y Famatiniano, que se corresponden con etapas de una historia acrecional del margen occidental de Gondwana (Ramos, 1994).

Una síntesis del ordenamiento propuesto actualmente para las sierras se ha desarrollado en la presente descripción.

LAS GRANDES UNIDADES

Las Sierras Pampeanas pueden ser divididas en tres grandes regiones en base al conocimiento actual de sus asociaciones litológicas, magmáticas y tectónicas. La interpretación de la evolución tectónica relativa de estas regiones en un marco global es aún materia de diferentes hipótesis (Dalla Salda et al., 1992; Dalziel et al., 1994; Ramos et al., 1993; Rapela et al., 1992; Aceñolaza et al., 1988; Omarini y Sureda, 1994; Astini et al., 1995).

De este a oeste son (Figura 1):

A) LAS SIERRAS PAMPEANAS s.strictu

Comprenden las sierras de Aconquija en Tucumán, Ancasti y Ambato en Catamarca, Guasayán, Ambargasta y Sumampa en Santiago del Estero, Norte, Chica, Grande y Comechingones en Córdoba, y de San Luis, en su porción oriental, junto con el valle de Conlara.

B) LAS SIERRAS FAMATINIANAS

Comprenden un extenso sistema de serranías en Salta, Catamarca, Tucumán, La Rioja, San Juan y San Luis.

Estas dos unidades fueron agrupadas por Caminos (1979) como Sierras Pampeanas Orientales.

C) LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

Tal como las definiera Caminos (1979) en su porción suroeste, comprenden las sierras occidentales de Catamarca, La Rioja, San Juan (Pie de Palo, Valle Fértil, La Huerta) y Mendoza (cerrito Salinas).

Mientras que en la porción austral del sistema, entre las latitudes de 29º y 33º sur, se observa una sucesión lateral claramente expuesta de las tres regiones, hacia el norte de La Rioja, Catamarca y aún Salta (entre latitud 25º y 29º sur), donde las Sierras Pampeanas muestran un estrechamiento

Servicio Geológico Minero Argentino. Delegación Córdoba. Lugones 161 (5000) Córdoba.

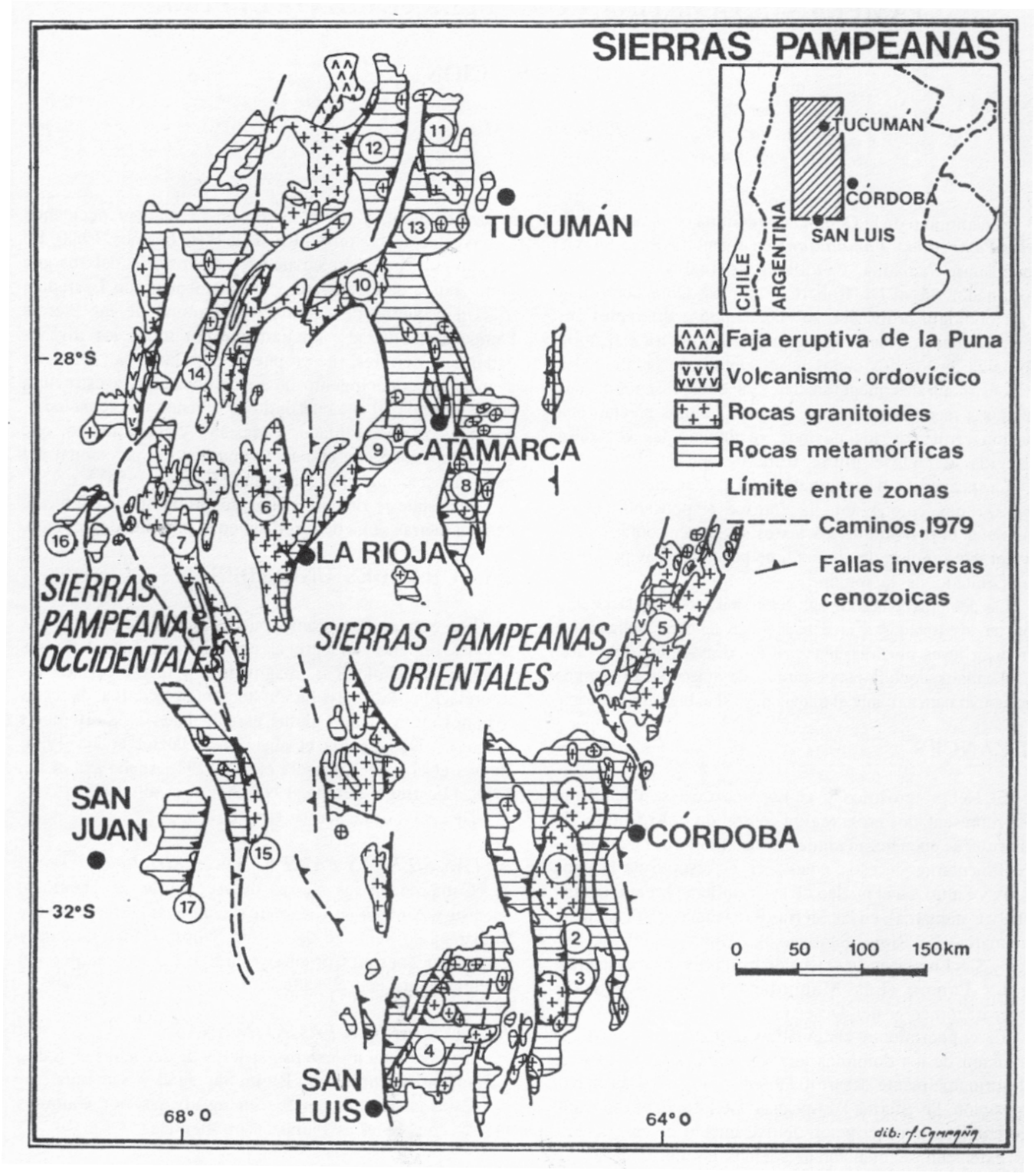


Figura 1. Mapa geológico general de las Sierras Pampeanas. 1) Batolito de Achala; 2) Sierras de Córdoba; 3) Batolito de Alpa Corral; 4) Sierras de San Luis, batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas; 5) Sierras del Norte de Córdoba; 6) Sierra de Velasco; 7) Sistema de Famatina; 8) Sierra de Ancasti; 9) Sierra de Ambato; 10) Batolito de Capillitas; 11) Cumbres Calchaquíes; 12) Sierra de Quilmes; 13) Sierra de Aconquija; 14) Sierra de Fiambalá; 15) Sierra de Valle Fértil; 16) Sierras de Toro Negro y Cuminchango; 17) Sierra de Pie de Palo.

tectónico importante, resulta más difícil establecer la secuencia completa. El conjunto de dominios descriptos ha sido separado por Ramos (1995) bajo la denominación de los ***terrenos Córdoba***, ***Pampia*** (Sierras Pampeanas), ***Famatina*** (Sierras de Famatina) y ***Cuyania oriental*** (Sierras Pampeanas occidentales).

CARACTERÍSTICAS GENERALES

Cada uno de estos sistemas ha desarrollado rasgos estructurales propios hasta el Ordovícico tardío, lo que permite asignarles el carácter de verdaderos "terrenos".

En general zonas miloníticas, franjas de rocas básicas o importantes cabalgamientos han sido utilizados en las reconstrucciones regionales como indicios aflorantes de las zonas de unión de los diferentes terrenos (Ramos, 1995). Se ha visto con frecuencia que estas referencias sólo constituyen separaciones entre dominios tectónicos dentro de un mismo sistema.

Los estudios geoquímicos han demostrado que muchas unidades con vinculaciones en el terreno, pero con facies tectónicas diferentes, son coetáneas (Willner, 1990). Por el contrario, la asimilación geoquímica de unidades sin una base de comparación estructural ha llevado a homologar unidades de diferentes dominios.

Recientemente, los estudios geofísicos han aportado información acerca de la localización de las zonas de sutura de los terrenos acrecionados (Comínguez y Ramos, 1995; Hungerford et al, 1996). Sus límites coinciden con fajas regionales de deformación con marcada vergencia hacia el oeste, cuyo extremo oriental corresponde con el flanco occidental del cratón del Río de la Plata. Este límite, definido en base a perforaciones (Sarria 1, Arias 1) y perfiles sísmicos de YPF, se encontraría bajo la llanura paranense, levemente al este del límite provincial entre Córdoba y Santa Fe.

La sutura entre el extremo occidental de los terrenos pampeanos y el basamento de Cuyania se ubicaría en el sector occidental de las sierras de Valle Fértil y La Huerta (San Juan), en consonancia con importantes fajas de milonitización y deformación dúctil intensa que coinciden con una estructura cortical profunda (Cominguez y Ramos, 1991). Edades Ar/Ar indican que esta sutura fue activa hasta los 390 Ma, lo cual correspondería con el momento de la consolidación definitiva del terreno Pampia y el final de la deformación dúctil en las Sierras Pampeanas (Ramos et al., 1996).

Las fajas coinciden con cabalgamientos hacia el oeste que aparecen en forma continua desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico medio . Posteriormente, los eventos tectónicos muestran una evolución que se desarrolla rápidamente de un campo dúctil (fase Chánica, cf. Ramos et al., 1996) en el Devónico inferior, hasta un medio frágil en el Devónico medio y superior, contemporáneo con el magmatismo sin- y postcolisional Achaliano (Stuart-Smith et al., 1996; Llambías et al., 1984; Ramos et al., 1986).

La dispersión de la información sobre la edad de los eventos magmáticos originada en una abundante cantidad de datos, realizados por métodos de K/Ar y Rb/Sr, que carecían en muchos casos de estudios de campo de igual precisión, ha creado algunas controversias en la correlación entre éstos y los ciclos evolutivos tectónicos y metamórficos. Las dataciones de U/Pb en circones recientemente conocidas (Vujovich y Kay, 1996; Rapela et al., 1996; Stuart-Smith et al., 1996) han afirmado la posición estratigráfica de tres ciclos magmáticos principales para el Eopaleozoico de las Sierras Pampeanas. Las unidades magmáticas representativas de cada ciclo muestran una buena correlación con la distribución de los subsistemas morfoestructurales antes mencionados.

Las Sierras Pampeanas de Córdoba y Santiago del Estero están caracterizadas por contener complejos metamórficos de grado medio, alto y bajo (en ese orden de abundancia) además de un magmatismo de arco (Lira et al., 1997) de edad cámbrica (Stuart-Smith et al., 1996; Rapela et al., 1996). Se encuentran además relictos sedimentarios asignados al Neocámbrico (Lucero, 1958).

Las unidades metamórficas constituyen en conjunto una asociación de antearco, con un estilo de plegamiento de longitud de onda superpuesto y dominios con orientación divergente (Dalla Salda, 1987).

Las Sierras Famatinianas muestran un estilo tectónico y metamórfico diferente que se asocia a la colisión de la Precordillera con el margen occidental del cratón gondwánico (Astini et al., 1996). Los fenómenos compresivos van acompañados por un metamorfismo que alcanza regionalmente la facies de anfibolita alta, con asomos granulíticos y el emplazamiento de granitoides y fajas eruptivas, estas últimas más conspicuas en el sector septentrional. Pero la característica principal es el desarrollo de fajas de cizalla dúctil de extensión kilométrica e inclinación al este (Martino et al., 1994). Contemporáneamente se emplazan cuerpos máficos y ultramáficos.

Las Sierras Pampeanas Occidentales muestran como rasgo principal la presencia de una importante faja ofiolítica de edad Grenville de aproximadamente 1.050 Ma (Ramos et al., 1993). Las rocas precámbricas corresponden con posibles arcos de islas intraoceánicos, que actualmente están preservados en facies de grado medio y representados por anfibolitas y gneises (Vujovich y Kay, 1996). Sin embargo, la conexión entre el basamento de la Precordillera y las sierras Pampeanas de Pie de Palo (San Juan) es aún dudosa (Kay y Abbruzzi, 1996).

Recibido: abril 1998; revisado mayo 1999

2. SIERRAS PAMPEANAS (CÓRDOBA, SANTIAGO DEL ESTERO)

A) PRECÁMBRICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA

Aldo A. Bonalumi[1-3], Mónica Escayola[1-2], Pablo E. Kraemer [1-2] Edgardo G. Baldo [1-2] y Roberto D. Martino[1-2]

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento cristalino de las Sierras Pampeanas de Córdoba está integrado principalmente por esquistos y gneises de edad proterozoica a paleozoica inferior (Linares y González, 1990).

La mayoría de las metamorfitas se encuentran en el grado medio o facies de anfibolita, incrementándose en sectores hasta facies de alto grado metamórfico. Allí la paragénesis de las metabasitas contiene ortopiroxeno como indicador de las facies de granulitas, mientras que los metasedimentos poseen la asociación sillimanita + feldespato potásico y evidencian distintos grados de fusión parcial, constituyendo fajas y macizos migmáticos (Gordillo, 1984).

Subordinados con respecto a las litologías anteriores, afloran cuerpos de mármoles, anfibolitas, metacuarcitas, esquistos filíticos y fajas discontinuas de rocas máficas y ultramáficas.

El conjunto rocoso se encuentra complejamente deformado, reconociéndose varias fases de plegamiento (Dalla Salda, 1984a, b). Una fase de deformación, esencialmente postmetamórfica (Martino, 1988), produjo la foliación principal penetrativa y reconocible regionalmente a diferentes escalas (Dalla Salda, 1984 a, b; Dalla Salda et al.,1992; Demange et al., 1993; Caffe, 1993; Caffe y Baldo, en prensa). Dentro de este contexto regional se reconocen en las rocas metamórficas importantes fajas de cizallamiento dúctil que dan lugar a la formación de milonitas y rocas relacionadas (Martino, 1988; 1993a, b).

Se describirán a continuación las diferentes unidades litológicas aflorantes, ordenadas en función del metamorfismo creciente, lo cual no implica que estén asociadas arealmente en una progradación metamórfica.

Los términos filitas, esquistos y gneises son utilizados en el sentido de Winkler (Winkler, 1978; Bucher y Frey, 1994); los términos referidos a migmatitas según Johannes (1988), recurriendo al término anatexita para las rocas con fusión parcial. Los símbolos de las asociaciones minerales son según Kretz (1983).

PETROLOGÍA

ROCAS METAMÓRFICAS PARA Y ORTODERIVADAS.

Metamorfitas de grado bajo a medio

En el extremo occidental de la sierra de Pocho (Figura 2), aflora un interesante conjunto de rocas metamórficas de bajo grado. En las cercanías de Chancaní, en el flanco oeste de la sierra de Guasapampa, hay filitas verdes intercaladas con metareniscas (***Formación La Mermela***, Stelzner, 1875; Olsacher, 1960; Hünicken y Pensa, 1980), metamorfizadas en zona de clorita. Se trata de metapelitas homogéneas con texturas blastopelíticas en las que se distinguen tres protolitos principales: pelitas masivas (filitas verdes con pirita), pelitas laminadas (filitas laminadas) y wackes pardos. El conjunto alcanza los 600 m de espesor aflorante y está intruido por filones ácidos subconcordantes (Baldo et al., 1993). La unidad esta limitada al este por el gneis blastomilonítico Los Túneles (Martino, 1988) y se apoya en forma discordante sobre los esquistos y gneises del complejo metamórfico Altautina.

En el pie occidental de la sierra de Altautina, hacia el sur de la Pampa de Pocho (Figura 2), afloran con rumbo meridional, esquistos filíticos de mayor grado metamórfico (zona de la biotita) (Olsacher, 1972), cuya relación con las filitas anteriormente descriptas es desconocida (Gordillo y Lencinas, 1979). De grado metamórfico mayor y en distintos sectores de la sierra, intercalados con gneises, metacuarcitas, mármoles y anfibolitas, se encuentran diferentes tipos de esquistos, representantes de areniscas cuarzosas y pelitas metamorfizadas en grado medio. Se reconocen las siguientes variedades: esquistos moscovíticos (esquistos de una mica) esquistos de dos micas (biotita + moscovita), que se encuentran intercalados con esquistos cuarzo-micáceos (cuarzo + biotita + moscovita); éstos forman parte del encajonante del borde noroccidental del Batolito de Achala (Paschetta, 1952; Bonalumi y Gigena, 1982; Martino, 1988; Martino y Kraemer, 1990) y comúnmente están acompañados de esquistos cuarzo-micáceos inyectados.

Los denominados esquistos tonalíticos comunes (cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita + granate) (Gordillo y Lencinas, 1979) afloran extensamente en el flanco oriental de la sierra de Comechingones, al sur de la sierra Grande (Figura 2), siendo éstos los afloramientos más conspicuos de este tipo de rocas en las Sierras Pampeanas de Córdoba.

Metamorfitas de grado medio y alto.

Las metamorfitas más típicas de la sierra de Córdoba son los gneises tonalíticos biotíticos, constituidos esencialmente por plagioclasa (An_{30}) + cuarzo + biotita, que afloran con distinto grado de extensión regional en los tres principales cuerpos de sierra mencionados en la figura 1. Las variedades más aluminosas de los gneises tonalíticos biotíticos presentan almandino y sillimanita.

1-Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales; Universidad Nacional de Córdoba.2-CONICET. 3-Dirección de Minería de Córdoba

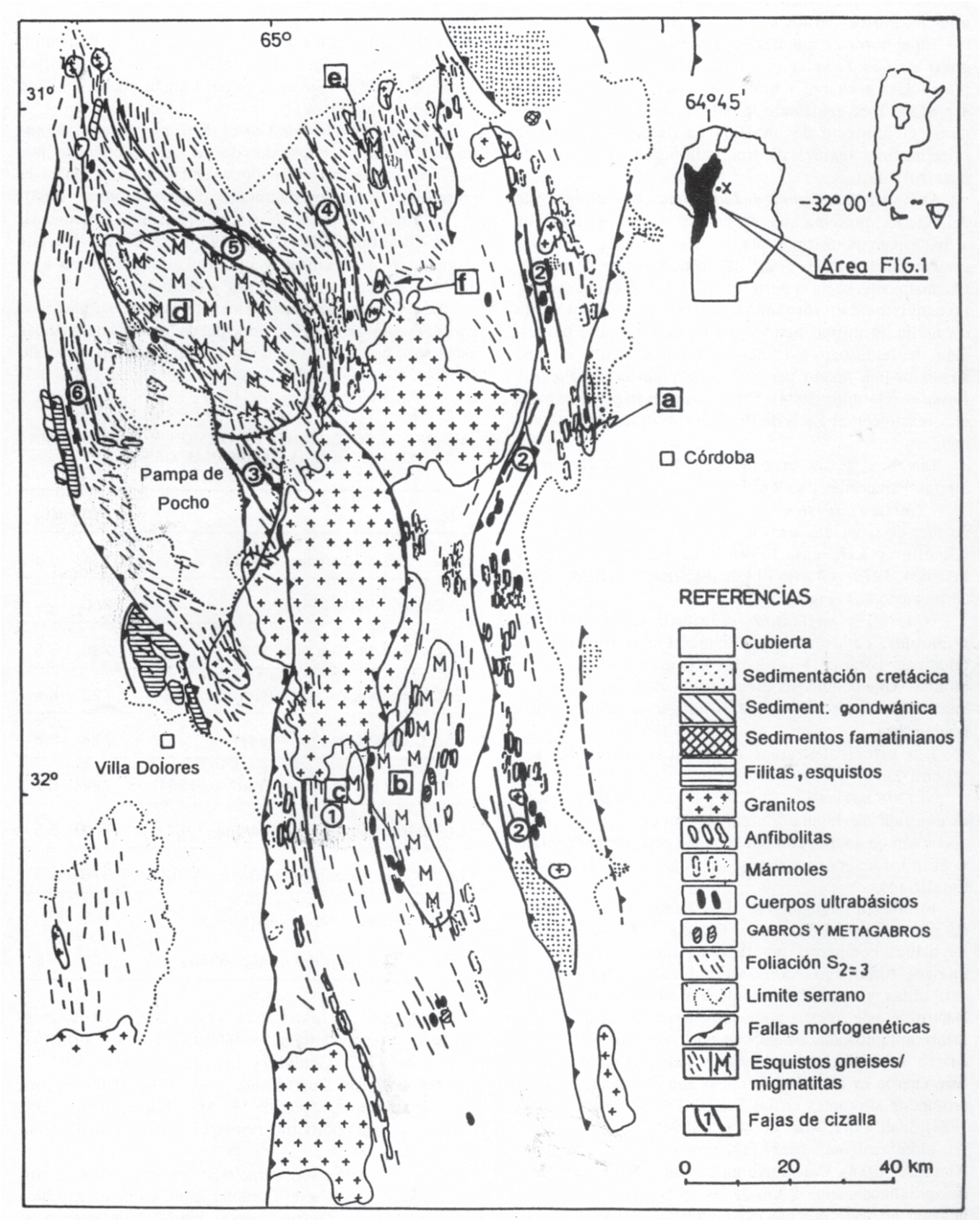


Figura 2. Mapa geológico esquemático recopilado de las sierras de Córdoba, con las asociaciones petrotectónicas más significativas. a) Faja migmática El Diquecito; b) Macizo migmático de Athos Pampa; c) Faja migmática de El Durazno - Rodeo de las Mulas; d) Macizo migmático de San Carlos; e) Faja migmática de La Puerta; f) Área migmática del Corral de Carnero. 1) Faja de cizalla Guacha Corral; 2) Faja de cizalla Soconcho - Sierra Chica; 3) Faja de cizalla Ambul Mussi; 4) Faja de cizalla Guamanes; 5) Faja de cizalla La Higuera - Dos Pozos; 6) Faja de cizalla Los Túneles.

Además de esta variedad, en diferentes sectores de las sierras de Córdoba, han sido descriptos diversos tipos de gneises a los que le fueron asignados nombres de acuerdo a las localidades en los que se describieron.

En el borde occidental de la sierra de Pocho aflora el ***gneis de Los Túneles*** (Gordillo, 1984), compuesto por plagioclasa + cuarzo + biotita + moscovita + sillimanita + granate. Este gneis ha sido redefinido (Martino, 1993b) como el producto de una faja de deformación que le imprime una textura de tipo milonítico profusamente desarrollada.

Otra variedad, el ***gneis de Las Palmas***, que aflora al este del anterior, presenta una paragénesis granate + silimanita + feldespato potásico + plagioclasa + biotita + cuarzo, característica del alto grado del metamorfismo de pelitas. Gradualmente, hacia el oeste, el gneis de Las Palmas pierde la esquistosidad tornándose macizo e incorporando cordierita, al mismo tiempo que se incrementa la proporción de feldespato potásico, hasta convertirse en una anatexita por fusión parcial, la ***migmatita de Piedras Rosadas*** (Gordillo, 1984). Esta transición se produce hasta el contacto con el gneis de Los Túneles descripto anteriormente.

Las rocas de alto grado metamórfico conocidas en las Sierras Pampeanas de Córdoba son:

- *Gneises hipersténicos en facies de granulitas*, reconocidos en reducidas áreas en El Diquesito y Cerro Pelado (Gordillo y Lencinas, 1979); Atos Pampa (Gordillo y Lencinas, 1979) y Barrio El Canal-Carlos Paz (Baldo et al., en preparación) (Figura 2).

-*Gneises y migmatitas cordieríticas en facies de granulitas*, cuya asociación mineral más frecuente es feldespato potásico + cordierita + granate + sillimanita + biotita, reconociéndose diferentes variedades texturales que varían desde migmatitas heterogéneas a migmatitas homogéneas.

Las principales áreas migmáticas estudiadas son (Figura 2):

a) *Faja migmática de El Diquesito* (Gordillo, 1984): es una faja meridiana de unos 20 km de largo por unos pocos km de ancho, compuesta por gneises hipersténicos y granitoides cordieríticos intercalados con gneises tonalíticos.

b) *Macizo migmático de Atos Pampa - Cerro Pelado* (Gordillo, 1984; Bonalumi y Gigena, 1987): es un área migmática compuesta por fajas de rocas cordieríticas y gneises tonalíticos con intercalaciones menores de anfibolitas y rocas hipersténicas y un stock de gabro. Dentro de este macizo aflora un cuerpo de rocas intensamente milonitizadas compuesto por cordierita + granate + cuarzo + plagioclasa + biotita y denominado kinzigita. Este cuerpo es considerado como uno de los niveles más profundos aflorantes en las Sierras Pampeanas (Gordillo, 1984; Saal, 1985; Martino et al., 1994b).

c) *Faja migmática de El Durazno - Rodeo de Las Mulas* (Gordillo, 1984). Constituye un conjunto de afloramientos de aproximadamente 2 km de ancho por 10 km de largo, ubicado al oeste del macizo migmático de Atos Pampa. Aquí predominan diatexitas tonalíticas granatíferas con escaso feldespato potásico y sillimanita (Gordillo, 1984).

d) *Macizo migmático de San Carlos*: es el área migmática de mayor extensión, ocupando aproximadamente 1.000 km^2 (Gordillo, 1984). Este macizo está compuesto por gneises y migmatitas plagioclásicas con cordierita y granate y sólo en determinados sectores aparece el feldespato potásico constituyendo una diatexita granítica.

e) *Faja migmática de La Puerta* (Gordillo y Bonalumi, 1987): se trata de una angosta faja de migmatitas cordieríticas de 7, 5 km de largo por 1 km de ancho, limitada por gneises biotíticos.

f) *Área migmática de Corral de Carnero*: es un afloramiento de forma elipsoidal de un km^2 compuesto por diatexitas cordieríticas granatíferas en las que se reconoce la presencia relíctica de estaurolita y disteno (Martino, 1988).

g) *Área migmática de Quilpo* (Gordillo y Lencinas, 1979; Gordillo, 1984; Caffe, 1993): se caracteriza por migmatitas metatexíticas y diatexíticas cordieríticas asociadas con esquistos, mármoles y anfibolitas.

En el Cuadro 1 se sintetizan los valores termobarométricos para el evento metamórfico principal de las áreas migmáticas estudiadas hasta el presente en las Sierras Pampeanas de Córdoba (Gordillo, 1984; Gordillo y Bonalumi, 1987; Baldo, 1992 y Martino et al., 1994a).

CUADRO 1. CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA EN LAS SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

ÁREA	T(ºC)	P (Kb)
Atos Pampa (Gordillo, 1984)	721	6.4
El Durazno (Gordillo, 1984)	730	—–
Cerro Pelado (Gordillo, 1984)	730	6.5
El Diquesito-La Calera (Gordillo, 1984)	722	6.6
San Carlos (Gordillo, 1984)	724	5.8
Kinzigita - Santa Rosa (Gordillo, 1984)	722	6.7
La Puerta (Gordillo y Bonalumi, 1987)	722	6.5
La Aguada-Yerbabuena (Baldo, 1992)	676	4.5
Cerro Pelado y flanco oeste de la Sierra Chica (Martino et al., 1994a)	800	8

La edad de 640 Ma, (Linares y González, 1990; isocrona Rb/Sr), correspondería al evento metamórfico principal denominado M2 (Gordillo y Lencinas, 1979).

Por otro lado Stuart-Smith et al. (1996) obtienen para este mismo evento edades de 531 Ma y Rapela et al. (1998) definen al metamorfismo principal como esencialmente pampeano.

Los mármoles son característicos del sector centro oriental de las sierras de Córdoba, tanto en la sierra Chica como en la sierra Grande, siendo menos abundantes en el sector occidental, al oeste del batolito de Achala. En el área al norte de Achala los mármoles corresponden a variedades calcíticas, calcodolomíticas y dolomíticas, metamorfizadas en grado medio a alto, cuya asociación más común es forsterita + diópsido + tremolita (Martino, 1988).

Otro grupo importante aflora en el margen oriental de la sierra de Comechingones. Son mármoles calcodolomíticos con una asociación compuesta por forsterita + diópsido + calcita + dolomita acompañados por metapelitas con biotita + granate + sillimanita + feldespato potásico + cuarzo + plagioclasa. Ambos grupos se encuentran en condiciones de facies de granulitas (Martino, com. verbal).

Las anfibolitas (hornblenda + diósido + plagioclasa + titanita) aflorantes en toda la serranía cordobesa, son particularmente abundantes en la sierra Chica (Gordillo, 1979). Su yacencia está frecuentemente relacionada con los mármoles, aunque suelen observarse anfibolitas intercaladas con otras litologías tales como gneises, esquistos, rocas máficas y ultramáficas (Martino, 1988; Mutti, 1991; Baldo, 1992; Escayola, 1994).

Fueron reconocidos ortogneises en diversos sectores, tanto en la sierra Chica, (Rimann, 1918; Garzón, 1992; Zuásquita, 1992) como en la sierra Grande (Pastore, 1932; Martino, 1988; Baldo, 1992; Guereschi y Baldo, 1993). En general son pequeños plutones de composición granítica a granodiorítica, biotíticos y hornbléndicos, en los que la allanita es un accesorio común.

Las rocas ultramáficas de las sierras de Córdoba constituyen afloramientos mayores de formas elipsoidales en planta (***Gabro de San Lorenzo***, ***Gabro de Cañada del Puerto***) y numerosos cuerpos elongados concordantes a subconcordantes, dispuestos en fajas de rumbo aproximado norte-sur. Su distribución ha sido asimilada a tres fajas o agrupamientos principales que se extienden a lo largo de las Sierras Pampeanas (Villar, 1975). Aparentemente su orientación coincide con la de antiguos tectolineamientos precámbricos. Numerosos autores realizaron estudios localizados en cada una de ellas: Toselli et al. (1977), Villar et al. (1993), Pugliese (1994) y Escayola (1994). Se distinguen numerosas variedades composicionales: metagabros, gabros, gabro-noritas olivínicas y piroxénicas, gabro-dioritas, harzburgitas, lherzolitas, ortopiroxenitas y hornblenditas. Presentan diversos estadios de contaminación e hidrotermalismo y generan procesos de metasomatismo con los elementos del basamento, estando el conjunto afectado por metamorfismo regional que las ha transformado en metabasitas *s.l.* (Villar, 1975).

En el ámbito de las sierras de Córdoba las rocas básicas se agrupan en dos fajas, oriental y occidental, en correlación con dominios tectónicos característicos (Kraemer et al., 1995).

La faja oriental, ubicada al este del ambiente serrano, está constituida por rocas serpentinizadas en las que sólo son reconocibles fases relícticas en las zonas centrales de los cuerpos. Estas rocas fueron descriptas como complejos gabro-peridotíticos y gabro-lherzolíticos estando constituidos por rocas peridotíticas rodeadas de ortoanfibolitas y fueron interpretadas como parte de la raíz de un antiguo arco de islas o cuenca de trasarco (Mutti, 1991). Los accesorios opacos más comunes son magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita, pirrotina, pentlandita y cromita. Poseen bajos tenores en Cr y altos en Ni y Sr, respecto a las ofiolitas. Se distinguen tipos cromíferos, cromo-niquelíferos y cupro-zincíferos en relación con el grado de diferenciación (Mutti, 1991).

La faja occidental, ubicada en el sector centro occidental de las sierras se extiende desde el sureste de la localidad de Serrezuela (30º de lat. sur) hasta Los Permanentes (32º de lat. sur), bordeando por ambos lados al macizo de Atos Pampa, interrumpiéndose con el batolito de Achala y continuando por el borde occidental del macizo de Atos Pampa. Está formada por una serie de afloramientos de rocas de composición harzburguítica con pequeños nidos o lentes de composición dunítica (Escayola, 1994). Estas rocas, totalmente serpentinizadas, se encuentran intruidas por diques de rocas metagábricas y dunitas espinélicas, acompañadas por bancos de ortoanfibolitas. Los datos geológicos y geoquímicos del conjunto permitieron definirlas como ofiolitas generadas en una dorsal centro-oceánica (Escayola, 1994).

FAJAS DE CIZALLA

Las fajas de cizalla en la sierra de Córdoba fueron reconocidas por numerosos autores, (Sureda, 1978; Gordillo, 1979; Massabie, 1982; Dalla Salda, 1984a, b, 1987) y sistematizadas por otros (Martino, 1988, 1993a, b; Martino et al., 1993a, b).

Las fajas de cizalla reconocidas hasta el momento son (Figura 2): 1) *Faja de Guacha Corral* (Martino, 1993b); 2) *Faja de la Sierra Chica* (Le Roux, 1988; Pérez, 1994; Saieg, 1994; Martino et al., 1995; Kraemer et al., 1995); 3) *Faja de Ambul - Mussi* (Bonalumi et al., 1986; Martino, 1993b); 4) *Faja Guamanes* (Martino, 1988, 1993a); 5) *Faja La Higuera - Dos Pozos* (Sureda, 1978; Martino, 1993b) y 6) *Faja Los Túneles* (Martino, 1993b).

Estas fajas están caracterizadas por la presencia de gneises de ojos, milonitas y blastomilonitas, con las que en algunos casos se asocian fenómenos cataclásticos posteriores que desarrollan diversos tipos de cataclasitas.

El rasgo estructural más sobresaliente es la presencia de una foliación de rumbo nornoroeste con buzamiento al este, a la que se asocia una lineación de estiramiento que se dispone casi perpendicular al rumbo de la foliación indicando una cinemática inversa para las fajas descriptas (Martino, 1993b; Martino et al., 1993a; 1993b). Utilizando relaciones de sobreimpresiones en granitoides y consideraciones regionales, es posible restringir la edad de esta deformación al Paleozoico inferior, principalmente a la fase Oclóyica (Martino et al., 1994c).

INTERPRETACIÓN REGIONAL

Los presentes autores proponen para la sierra de Córdoba dos ambientes principales (Kraemer et al., 1995) (Figura 3)

1) Al oeste, una zona externa representada por rocas metamórficas de grado medio a alto (gneis de Las Palmas) y grado bajo en facies de clorita y biotita (Gordillo, 1979, 1984; Gordillo y Lencinas, 1979). La zona presenta una notable escasez de cuerpos de mármol, de rocas ortoderivadas y una relativa simplicidad estructural (Baldo et al., 1993) respecto a la región oriental.

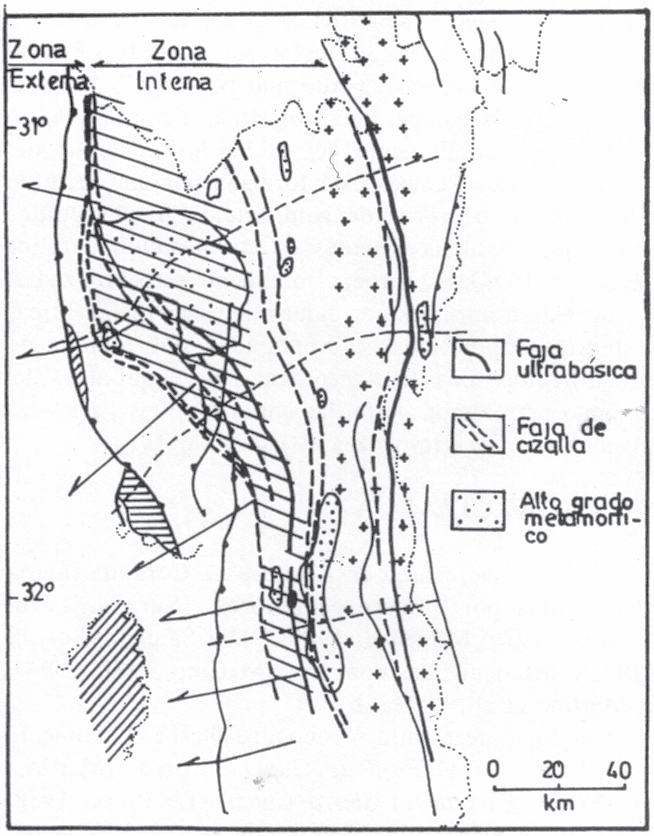


Figura 3. Ambientes tectónicos de las sierras de Córdoba.

2) Al este, una zona interna caracterizada por gneises de grado medio a alto, fajas y macizos migmáticos, abundancia de bancos de mármol y anfibolitas con mayor participación de rocas ortoderivadas y con una gran complejidad estructural (Dalla Salda, 1987; Martino, 1988; Demange et al. 1993; Caffe, 1993), con desarrollo de fajas de cizalla dúctil (Martino, 1993b; Martino et al. 1993a).

Estos dos grandes ambientes son los que definen la variación regional del grado metamórfico de menor a mayor y de oeste a este (Gordillo y Lencinas, 1979), en tanto el relativo predominio de ortogneises en el sector oriental sugiere una clara polaridad en la actividad magmática, abundante en el sector interno y escasa en el externo. Por último, la vergencia general de la foliación hacia el oeste, desde la zona interna a la externa, es un rasgo característico de las zonas orogénicas que concuerda con la polaridad general de los fenómenos metamórficos e ígneos. El contacto tectónico entre la zona externa y la interna, además de limitar asociaciones petrotectónicas originalmente diferentes (Condie, 1982), asociación cuarcita - pelita - carbonatos en la región occidental externa y carbonatos - pelitas - cuarcitas en la oriental o interna, coincide con el desarrollo de la faja ultramáfica occidental, la que posee características asimilables a complejos ofiolíticos (Escayola et al., 1993, Escayola, 1994).

Esto permite proponer a la faja ultramáfica occidental como un contacto tectónico de primer orden, responsable de la yuxtaposición de prismas sedimentarios originalmente diferentes.

Recibido: septiembre 1996; revisado mayo 1999

2. SIERRAS PAMPEANAS (CÓRDOBA, SANTIAGO DEL ESTERO)

B) PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS DEL NORTE DE CÓRDOBA Y SANTIAGO DEL ESTERO

Néstor H. Lucero Michaut y Carlos Daziano

El sector norte de las sierras de Córdoba y sur de Santiago del Estero presenta una serie de unidades litológicas que se encuentran poco representadas en el resto de la región. Por tal motivo se las describe a continuación en forma separada, indicando su posible correlación con otras unidades.

Complejos metamórficos de la sierra Norte

Las rocas metamórficas abarcan áreas reducidas de la sierra Norte de Córdoba y de las sierras de Ambargasta y Sumampa (Santiago del Estero), encontrando su mayor expresión en la región central de las serranías. Las rocas de mayor grado están representadas por calizas cristalinas granulosas que afloran en Jasimampa (Quartino et al., 1968) y paraanfibolitas, ambas asociadas, seguidas por gneises tonalíticos, cuarcitas micáceas y esquistos biotíticos inyectados, con pasajes locales a migmatitas. Constituyen "colgajos" dentro del ambiente granítico de las sierras.

Aparecen también rocas de mediano y bajo grado metamórfico tales como filitas, filitas cuarcíferas, esquistos cuarzo-biotíticos, moscovíticos y sericíticos, agrupadas en la ***Formación Pozo del Macho*** (Castellote, 1985). Se han reconocido cornubianitas (***Formación La Clemira***, Quartino et al., 1968) en algunos sectores aislados, con dudosa interpretación estratigráfica.

Las edades K/Ar obtenidas por Castellote (1985) indican los siguientes valores para diferentes rocas del basamento metamórfico:

Esquisto cuarzo biotítico (La Totora), 530 ± 20 Ma; esquisto (San Pedro Viejo), 598 ± 20 Ma; gneis (San Miguel) 568 ± 20 Ma; hornfels (La Clemira) 517±15 Ma.

Otros valores, de menor confiabilidad, indican edades para las rocas metamórficas que oscilan entre 407 ± 10 Ma y 665 ± 20 Ma.

Formación Cerro de los Burros *(Lucero y Gamkosián, 1995)*

Consiste en un extenso afloramiento de rango batolítico (aprox.170 km^2) compuesto casi exclusivamente por rocas dacíticas. Constituye un caso único en el ámbito de las Sierras Pampeanas meridionales y se ubica sobre la margen occidental de la sierra Norte de Córdoba, a una distancia de 5 km al noroeste de la localidad de Chuña Huasi.

La escasas descripciones existentes sobre el cuerpo, conocido en el levantamiento expeditivo de la hoja 17-h, Chuña Huasi (Lucero, 1969), no permiten aportar mayores detalles sobre su génesis y comportamiento espacial. Constituye un domo dacítico que sobresale sobre las grandes masas de granitoides que lo circundan. Para Lira et al. (1996), la unidad es parte de la expresión de fenómenos volcanicos de la región. Este gran cuerpo de magma tonalítico ha sido mayor en la época de su emplazamiento; una gran falla inversa de bloque lo limita abruptamente hacia occidente y en base a su configuración elíptica su dimensión original pudo haber superado los 300 km^2, extendiéndose hacia el oeste por debajo de las sedimentitas de la Formación La Puerta, de edad carbonífera.

Este domo se interpreta como preplutónico, dado que en varios sectores de su costado oriental se aprecian penetraciones graníticas. Por otra parte existen dos dataciones (Castellote, 1985) que lo ubican en los 500 Ma.

El cuerpo dacítico alberga numerosos restos de intercalaciones parcialmente fagocitadas de la Formación La Lidia (cámbrica ?), amén de filonaciones aplíticas y de una gran cantidad de cuerpos elongados y diques hipabisales de pórfiros (graníticos, cuarcíferos, granodioríticos, delleníticos, tonalítico-dacíticos y gábricos) correspondientes a otro evento intrusivo totalmente desvinculado tanto del domo dacítico como de los granitoides. Algunos de estos pórfiros poseen hábito anular. Estos elementos hacen suponer que podría corresponder genéticamente a una enorme estructura dómica cripto-volcánica que, según Lira et al. (1993), sería posterior a los complejos graníticos.

Granitoides de la sierra Norte

Componen un grupo de granitoides calcoalcalinos, potásicos a moderadamente potásicos y de naturaleza diorito-tonalítica, con tendencia hacia términos diferenciados graníticos, incluyendo a sus protopegmatitas de contornos difusos dentro de las metamorfitas encajonantes.

Una variedad menos evolucionada de granitoides está representada por una tonalita-granodiorita, que es interpretada como un producto de fusión parcial de protolitos gnéisicos tonalítico-biotíticos macizos, muy conspicuos en el área de la sierra Norte. Los granitoides han sido agrupados en las siguientes unidades:

a) ***Granito de Ojo de Agua***; (homologable a la ***Formación Sumampa***, Castellote, 1978).

Es un granito de grano mediano a grueso, color gris rosado blanquecino, magnético, con cuarzo, microclino, biotita, escasa hornblenda, con epidoto, granate, apatita, circón y magnetita como accesorios. Su característica principal es la presencia de cristales de plagioclasa zonal con un borde blanquecino notable y abundantes inclusiones de biotita en microclino. Muestra una facies milonítica, porfiroide, en todo el borde oriental de la sierra de Sumampa.

Castellote (1985) obtuvo una edad K/Ar de 507 ± 15 Ma. (La Aguada). En cuanto al ambiente geodinámico de los granitoides, se puede decir que el conjunto posee un carácter sincinemático, evidenciando una marcada estructura foliada y abundancia de fenocristales de microclino iso-orientados (Lucero Michaut y Olsacher, 1981).

La geoquímica de elementos traza (Daziano, 1995) indica que el Zr, La, Sr, y Ba frente a SiO_2, TiO_2 y FeO/MgO evidencian fusión parcial de materiales corticales, con arcosas y/o grauvacas como rocas-fuente.

b) ***Granito de Ambargasta***; (homologable a la ***Formación Ambargasta***, Quartino, 1968). Incluye a la ***Tonalita de Quebrachos Colorados*** (Quartino, 1968). Es un granito rosado intenso, cuarzo feldespático, con abundante ortosa e intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato, no magnético, de grano fino a mediano. Abarca la sierra de Ambargasta, extendiéndose ampliamente hacia el sur, en el sector occidental de la sierra Norte.

Edades K/Ar obtenidas por Castellote (1985) indican los siguientes valores: La Totora, 528± 15 Ma; Las Colonias, 504 ± 15 Ma; San Miguel, 505 ± 15 Ma; Quebrachos Colorados, 520 ± 15 Ma; Quebrachos Colorados, 550 ± 20 Ma; Piedras Anchas, 521 ± 15 Ma.

Aplitas porfíricas de la región de Oncán

Filonianas aplo-pegmatíticas; corresponden a las ***Formaciones Ashpa Puca*** (Castellote, 1985) y ***Oncán*** (González et al., 1985).

Se componen de granitos aplíticos leucocráticos, pórfidos riolíticos y riodacíticos y aplitas porfíricas (oncanitas) con forma de stocks. Se encuentran principalmente en el granito de Ambargasta, mostrando una clara relación de intrusividad con respecto al mismo.

Las oncanitas (Lucero, 1949) poseen caracteres muy particulares que las diferencian acentuadamente de sus pares petrológicos, los pórfiros filónicos posteriores, que en conjunto individualizan a todo el ambiente de la sierra Norte como una provincia paragranítico-diasquistífera. Toman su nombre de la localidad de Oncán (Santiago del Estero), lugar del estratotipo (Videla Leániz, 1944), donde conforma un gran cuerpo elongado de dimensiones batolíticas.

Idénticas manifestaciones, si bien de mucha más reducida significación areal, son también bastante frecuentes entre la latitud de Deán Funes y la de Orcosuni (Lucero, 1949), en Quilino, sierra del Portillo, oeste de Deán Funes, oeste de La Lidia y Puesto El Coro.

Las oncanitas presentan al microscopio grandes individuos subidiomorfos de cuarzo de evidente formación intratelúrica (2 - 4 mm) poseedores de claras huellas de corrosión por parte de las megapastas, que ostentando caracteres netamente aplíticos (sacaroides) han producido profundas penetraciones muy ricas en sericita, con formación de estructuras de reacción con indicios de acciones invasoras de tipo *schläuche* (Drescher-Kaden, 1948). La cristalización de los restantes fenocristales, ortosa o microclino, y andesina-oligoclasa, fueron de carácter más tardío dentro de todo el grupo. Estos senos de corrosión delatan la existencia de un proceso cristalizante previo a la constitución de los rellenos sacaroides de la masa de fondo, la que poseyendo normalmente dimensiones granulares aplíticas, llega a identificarse en sus extremos granométricos, ora con mosaicos microcristalinos, ya con granulados graníticos-holocristalinos.

Por su composición, las asquistitas de referencia oscilan entre niveles graníticos y adamellíticos y evidentemente no son asimilables ni a microgranitos ni a verdaderos pórfiros; por otra parte, no parecen haber alcanzado niveles de evolución extrusiva.

Rapela et al. (1991) obtienen una edad Rb/Sr para los pórfidos de Oncán de 494 ± 11 Ma, similar a la propuesta por Lucero Michaut (1979).

Formación La Lidia

Se agrupa bajo este nombre (Lucero M., 1969) a rocas sedimentarias de posición estratigráfica dudosa, muy diagenizadas y de fuerte expresión tectónica, descriptas por primera vez por Bodenbender (1911), Toman su nombre de la estancia La Lidia, al suroeste de la sierra Norte, lugar donde se encuentra el estratotipo (Beder, 1922). Las mismas rocas son conocidas en Simbol Huasi, al noroeste de la sierra Norte (Bain Larrahona, 1940).

Se componen de psamitas y psefitas de carácter arcósico, grauváquico, sub y metagrauváquico, ricas en horizontes filíticos poseedores de abundante sericita y clorita en sus facies más foliadas; también es frecuente la presencia de xenomorfitas cordierítico-biotíticas de alto grado metamórfico equivalente, que disminuye hacia el norte sobre los contactos con los granitoides (Lucero Michaut, 1981). La parte clástica (dimensiones entre 1 y 4 cm) se compone esencialmente de material idéntico al de la matriz del conjunto, lo que indica su poca evolución. Los clastos provienen de metacuarcitas y esquistos micáceos con segregaciones de cuarzo blanco, liberadas por efectos cinéticos relacionados a discordancias erosivas internas.

La unidad aflora según dos fajas meridianas en el sector occidental de la sierra Norte, buzantes entre 80º y 45º al este, conformando potencias reales de entre 50 y 400 metros. La faja sur, entre Talayaco y El Coro, pasando por La Lidia, posee unos 20 km de desarrollo longitudinal, y la norte, entre Simbolhuasi y Nispo, unos 10 km, habiendo entre ambos una interrupción de 40 km en los que la formación ha sido reemplazada por los granitoides e hipabisales asquísticos posteriores. Estas mismas unidades provocan bruscos cambios locales de las actitudes espaciales de las sedimentitas, al igual que en sus extremos norte y sur, donde se advierte la existencia de procesos de granitización y/o porfirización, evidenciados en la composición analítica de los oligoelementos. Sus caracteres texturales predominantes se distribuyen entre laminares y oblados.

Se los interpreta como depósitos diamictíticos oligomícticos (conglomerados turbidíticos) hiperdiagenizados, genéticamente ligados a un protolito continental sedimentario.

La particularidad de la unidad es que constituye un basamento anametamórfico en el ámbito de las Sierras Pampeanas, con un incipiente grado de anquimetamorfismo. Se encuentra plegada según un orden decimétrico y separado del basamento gnéisico de alto grado por el este, por una falla submeridiana inversa.

La unidad se ubica tentativamente en el Cámbrico superior. Ha sido comparada recientemente con sedimentos igualmente deformados de la ***Formación San Luis*** (Ortiz et al., 1992) y, por su litología, con la ***Formación La Mermela*** (Hunicken y Pensa, 1980). De tal modo las diamictitas oligomícticas exóticas de la Formación La Lidia constituirían una litofacies clástica gruesa de borde, y las pelitas y litoarenitas de La Mermela, un efecto deposicional según cuñas clásticas

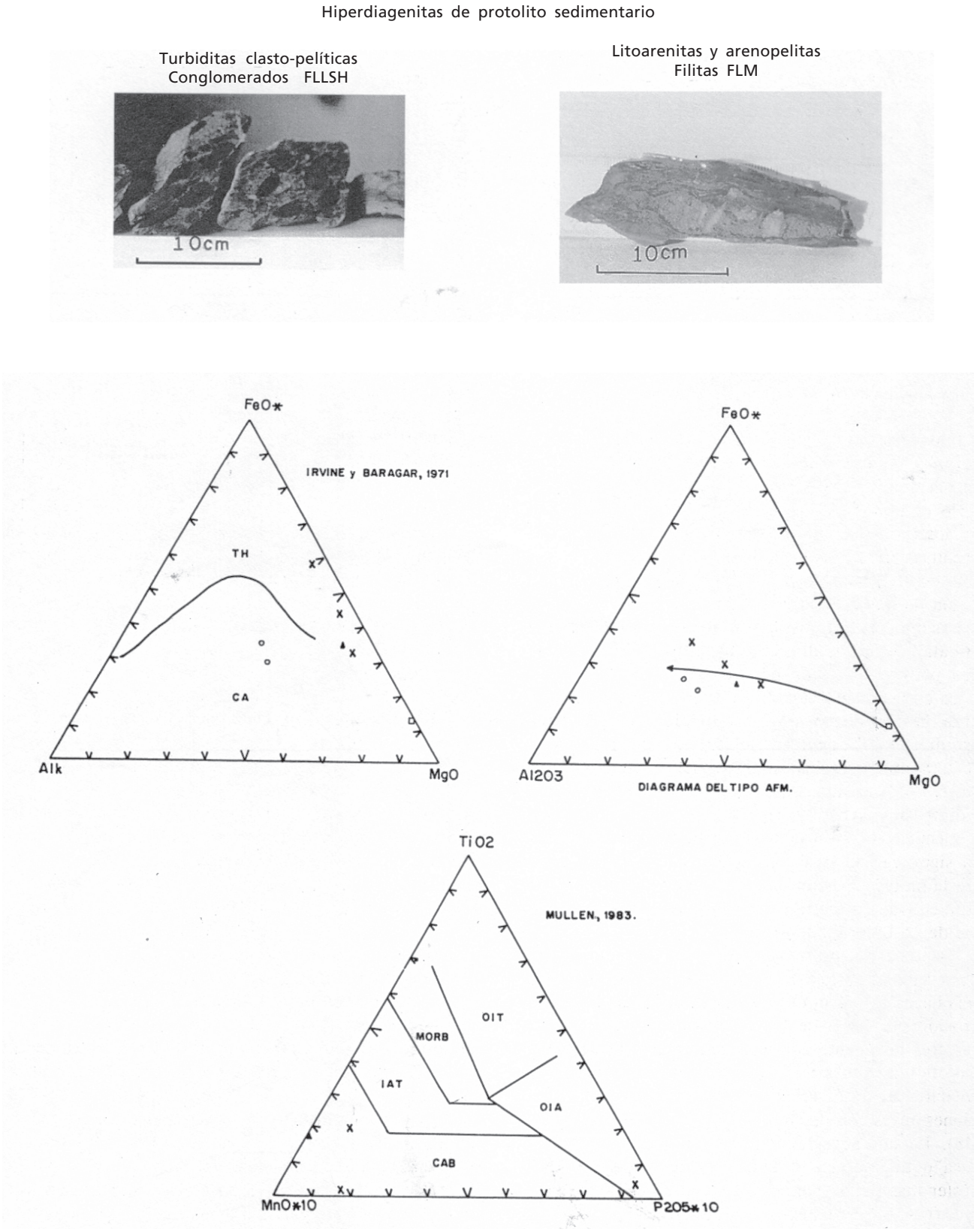


Figura 4. Diagramas composicionales de los complejos básicos y ultrabásicos.

progradantes desde el cratógeno oriental proterozoico. Sus protolitos corresponderían a sedimentitas detríticas y argiláceas que fueron la fuente detrítica de la Formación Puncoviscana. La herencia de un protolito continental de facies clásticas queda evidenciada en la mineralogía accesoria de las pelitas y en el grado de evolución diagenético alcanzado. En respuesta a una diagénesis profunda, recristalizaron sericita y más tarde clorita, comunicando una incipiente esquistosidad textural a estos materiales.

En definitiva, la Formación La Lidia pertenecería a facies marginales, mientras que la Formación La Mermela constituiría una facies de ambiente de plataforma distal.

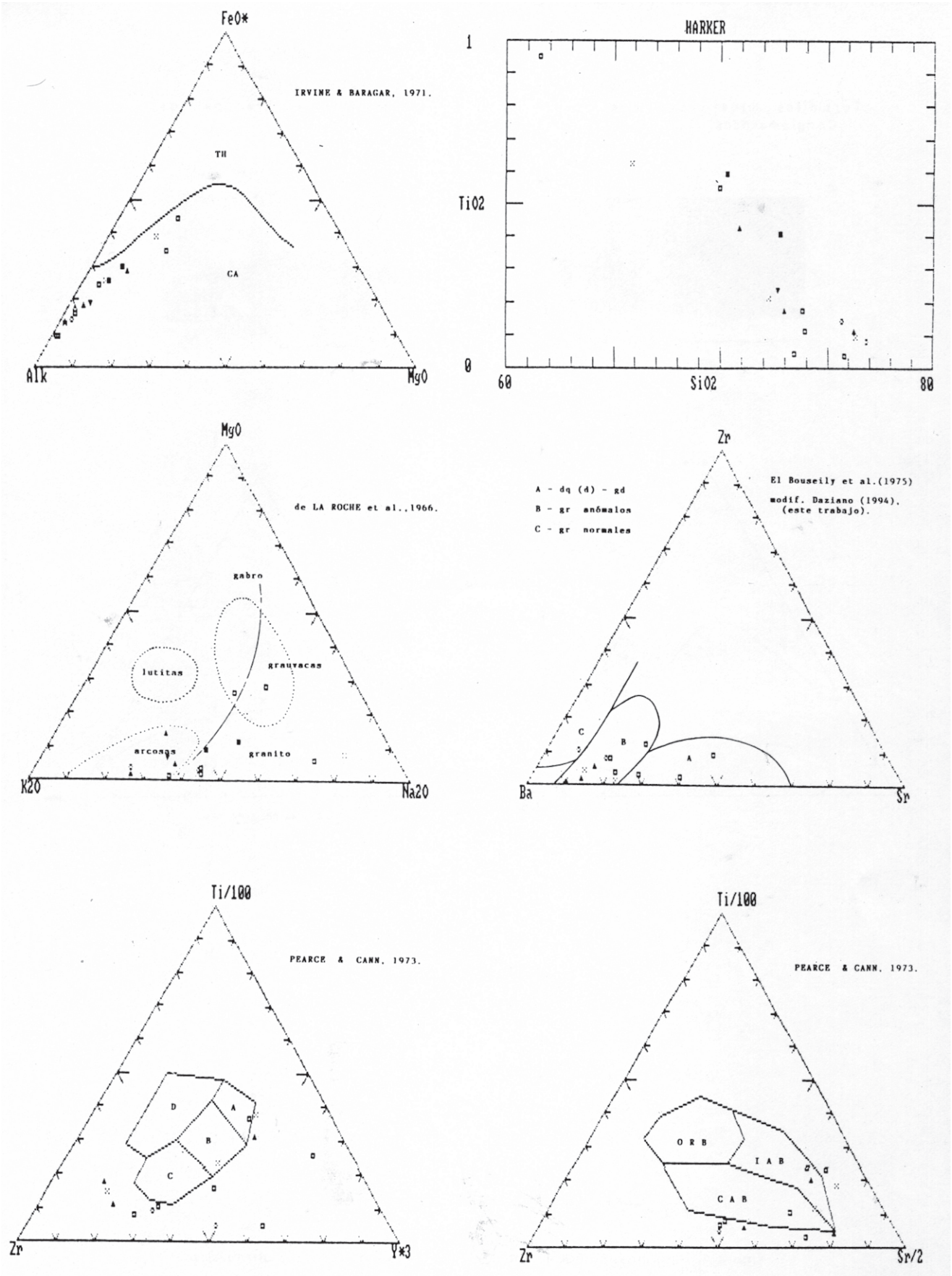


Figura 5. Diagramas composicionales de los granitoides de las sierras Norte y Chica.

La secuencia completa a partir de las áreas cratonizadas pre-pampeanas, sería: elementos turbidíticos clasto-pelíticos de la Formación La Lidia y litoarenitas, arenitas y pelitas de la Formación La Mermela.

Si bien no se cuenta con dataciones, se interpreta que el conjunto de las sierras Norte de Córdoba y de Guasapampa, corresponderían al Pampeano bajo.

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999

3) SISTEMA FAMATINIANO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS Y MAGMATISMO EOPALEOZOICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, DE LA CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

Carlos W. Rapela[1], Beatriz Coira[2], Alejandro J. Toselli[3] y Eduardo J. Llambías[1]

INTRODUCCIÓN

El magmatismo del Paleozoico inferior mejor desarrollado de América del Sur aflora en Argentina, con prolongaciones en Bolivia y extensiones más reducidas en el norte de Chile y el suroeste de Perú. Sus características pueden considerarse representativas de la evolución eopaleozoica en el suroeste del supercontinente de Gondwana. Afloramientos de rocas magmáticas y metamórficas de esta edad se encuentran en extensas regiones geológicas del centro y noroeste de Argentina. A partir de aproximadamente los 33º de latitud sur, los afloramientos son mucho más saltuarios, encontrándoselos sin embargo en el Macizo Nordpatagónico y en mucha menor abundancia en el Macizo del Deseado. No obstante esta amplia distribución, las comarcas geológico-morfoestructurales que incluyen los sectores arealmente más importantes de rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico inferior y medio son las del centro y noroeste argentino: Sierras Pampeanas Orientales, Cordillera Oriental, Sistema del Famatina y la Puna. El magmatismo de estas provincias pueden ser considerado el típico del ciclo Famatiniano, sintetizándose en este capítulo sus características principales.

La compleja evolución geotectónica en la cual se desarrolló el magmatismo Famatiniano y su relación con las secuencias sedimentarias de la Precordillera y el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, focaliza actualmente la atención de numerosos especialistas nacionales y extranjeros. Aunque la relación del magmatismo Famatiano y los posibles regímenes tectónicos son tratados en esta síntesis, los modelos geotectónicos globales no constituyen el objetivo de la misma. Se remite al lector interesado en estos aspectos a la bibliografía que se menciona a continuación, con la advertencia que es incompleta y al solo efecto de ilustrar sobre las problemáticas mayores en distintas áreas: Aceñolaza y Toselli (1988); Aceñolaza et al. (1990); Astini et al. (1995); Bahlburg (1991); Coira et al. (1982); Dalla Salda et al. (1992a, 1992b, 1993); Damm et al. (1990); Hervé et al. (1987); Lottner y Miller (1986); Omarini y Sureda (1993); Ramos et al. (1986, 1993); Rapela et al. (1990, 1992, 1998); Toselli et al. (1993); Willner (1990).

EL CICLO FAMATINIANO

La sistemática del magmatismo utilizada más ampliamente en la literatura geológica de la Argentina se basa en el reconocimiento de ciclos, que tienen fundamento cronológico y geológico-composicional. Los ciclos Pampeano, Famatiniano, Gondwánico y Andino han sido las principales subdivisiones propuestas (p.ej. Aceñolaza y Toselli 1973, Llambías et al., 1984). Haciendo coincidir la duración de los ciclos con los respectivos de formación y destrucción de supercontinentes, se pone a éstos en una perspectiva geológica más global. Con este enfoque, los límites entre los ciclos del Fanerozoico superior, donde los arreglos de placas están mejor conocidos, puede realizarse con cierta facilidad (Rapela y Llambías, 1998). En el Paleozoico inferior, sin embargo, existen diversos modelos y controversias sobre la evolución continental, con lo cual la taxonomía descansa sobre un número mayor de variables poco conocidas.

Definiendo al Famatiniano como el conjunto de procesos magmáticos, metamórficos, tectónicos y sedimentarios que condujeron al amalgamamiento final del suroeste de Gondwana, su límite cronológico superior está bastante bien definido (Rapela y Llambías, 1998). Los plutones post-orogénicos del Carbonífero inferior (granitos «G3», 310-340 Ma), que se emplazan en el ambiente cratonizado de las Sierras Pampeanas Orientales, conforman el evento granitoide póstumo de las mismas. Independientemente que este grupo sea interpretado como un plutonismo distal relacionado al inicio de la subducción gondwánica en la Cordillera Frontal, o una manifestación post-orogénica final, su emplazamiento a nivel de epizona señala la cratonización definitiva del orógeno.

El comienzo del ciclo Famatiniano no tiene por el contrario una definición geológica tan clara como su ocaso. La discordancia angular que separa a la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior - Cámbrico inferior) del Grupo Mesón (Cámbrico medio-tardío, 505-495 Ma en la escala de Gradstein y Ogg, 1996) en la Cordillera Oriental, relacionada a la fase diastrófica Tilcárica de la orogenia Pampeana, es identificada como la finalización del ciclo Pampeano (Rossi et al., 1992). La edad de los eventos metamórficos registrados a su vez en la Formación Puncoviscana, inferidos éstos de la distribución de datos K-Ar, se ubica mayoritariamente en el intervalo 534-569 Ma (Adams et al., 1990). Similarmente, en paragneises bandeados de las Sierras Pampeanas del noroeste, considerados como equivalentes de mayor grado metamórfico de la Formación Puncoviscana, la edad relicto del evento metamórfico pre-Famatiniano fue establecida por el método Rb-Sr en 548 ± 27 Ma (Bachmann et al., 1986). Por otro lado, el metamorfismo de alto grado (M2) dominante en las sierras de Córdoba no es Precámbrico sino de edad cámbrica inferior y media (métodos U-Pb en circón y Rb-Sr, Rapela y Pankhurst, 1996, Rapela et al., 1988), con lo que queda establecida una historia metamórfica muy similar entre este sector y las Sierras Pampeanas del noroeste.

En la escala geocronológica de Gradstein y Ogg (1996), los eventos metamórficos e intrusivos correspondientes a la orogenia Pampeana quedan mayoritariamente incluidos en-

1. CONICET-UNLP. Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº644, 1900 La Plata.
2. CONICET-UN Jujuy. Instituto de Geología y Minería.
3. CONICET-UN Tucumán. Instituto Miguel Lillo.

tonces dentro del Cámbrico inferior y medio (570-517 Ma), aunque sin duda la historia sedimentaria de los metasedimentos se extendió hasta el Precámbrico superior. Los nuevos estudios geocronológicos y petrológicos en las Sierras de Córdoba indican que la orogenia Pampeana fue de naturaleza colisional, iniciándose con una subducción sobre el margen pasivo de la Formación Puncoviscana, y culminando con una acreación continental durante el Cámbrico medio (Rapela et al., 1998). La interrupción de la subducción abarcó posiblemente todo el Cámbrico superior, lapso en el cual se produce el colapso del orógeno pampeano.

El comienzo del ciclo Famatiniano es asignado aquí en forma general al inicio del magmatismo de arco que se implantó casi inmediatamente después de la orogenia Pampeana en el margen proto-andino del supercontinente. La edad estratigráfica del volcanismo considerado de arco magmático esta relativamente bien acotada en la Puna y en el Sistema de Famatina. La manifestación más antigua de estas volcanitas es la registrada en el Tremadociano inferior (485-495 Ma, escala de Gradstein y Ogg, 1996) de la ***Formación Las Vicuñas*** en la Puna (Moya et al., 1993). Hacia el Arenigiano-Llanvirniano (464-485 Ma), este volcanismo había alcanzado su máximo desarrollo en la Puna y en Sistema de Famatina. En las Sierras Pampeanas, las intrusiones gabroicas de la sierra de Fiambalá, datadas con pobre precisión en 501 ± 20 Ma, e interpretadas como intrusiones sintectónicas profundas de un arco magmático (DeBari, 1994), estarían asociadas a estos eventos tempranos. Las edades más precisas han sido obtenidas recientemente en el plutonismo metaluminoso de la sierra de Chepes (496 ± 7 Ma, U-Pb, Pankhurst et al., 1998). Teniendo en cuenta estas observaciones, se toma aquí provisoriamente el límite de 500 Ma como inicio del ciclo Famatiniano. Este abarcaría, así definido, un lapso de 170 Ma, desde el Ordovícico al Carbonífero inferior (500-330 Ma). La gran mayoría de las asociaciones ígneas en las provincias geológicas que se tratan en este capítulo corresponderían, en esta subdivisión, al ciclo Famatiniano.

MARCO GEOLÓGICO DEL MAGMATISMO FAMATINIANO

Las unidades Famatinianas en las provincias geológicas que nos ocupan han sido objeto de numerosos estudios geológicos, petrográficos, geoquímicos y petrológicos, cuya revisión en detalle está fuera del alcance de este trabajo. Se remite al lector interesado en dicha información a obras anteriores de síntesis e investigación general: Caminos, (1979); Lucero Michaut, (1979); Gordillo y Lencinas, (1979); Turner y Méndez (1979), Turner y Mon (1979), de Alba (1979); Aceñolaza et al., (1988); Toselli y Rossi de Toselli (1990); Rapela et al., (1992). A los fines de que el lector pueda disponer de una rápida visión conjunta, en el cuadro 2 se presenta un esquema comparado de las características geológicas más salientes del magmatismo Famatiniano en las distintas provincias morfoestructurales. En el cuadro 3 se presenta, a su vez, un esquema de las asociaciones magmáticas famatinianas y la secuencia de regímenes tectónicos inferidos para las mismas.

Las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina consisten en una serie de bloques montañosos con orientación principal norte-sur, y separados entre sí por valles tectónicos (Figuras 1 y 6). Esta morfología actual es el resultado del levantamiento a lo largo de fallas inversas generadas por la orogenia andina durante el Terciario superior. Los límites de este dominio estructural característico de las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina son casi coincidentes con el segmento entre los 28º y 33º de latitud sur en que la placa de Nazca tiene una inclinación subhorizontal (Barazangui e Isacks, 1976; Jordan y Allmendinger, 1986). Efectivamente, estos bloques limitados por fallas que llegan hasta alturas que superan los 6.000 m como en el Sistema de Famatina, desaparecen a los 33º de latitud Sur, siendo las sierras de San Luis su extremo meridional (Figura1). Al sur de las mismas y hasta el río Colorado, sólo se encuentran asomos rocosos que no superan los 90-100 m que se consideran corresponden a la prolongación austral de las Sierras Pampeanas (Linares et al., 1980).

Caminos (1979) reconoció dos zonas o fajas litológicamente distintas dentro del basamento polimetamórfico de las Sierras Pampeanas (Figura 1). La faja occidental o Sierras Pampeanas occidentales está caracterizada por la ausencia de cuerpos batolíticos mayores, abundancia de rocas básicas, ultrabásicas y secuencias metacarbonáticas, con paragénesis metamórficas indicativas de condiciones de presión más altas que en el este de las Sierras Pampeanas. Resultados isotópicos Rb-Sr y U-Pb en la sierra de Pie de Palo, que es parte de las Sierras Pampeanas Occidentales, sugieren que éstas constituyen un basamento alóctono a Gondwana de edad proterozoica (c. 1.100 Ma), amalgamado a Gondwana durante el Ordovícico (Varela y Dalla Salda, 1993; Dalla Salda et al., 1993; McDonough et al., 1993).

En la faja oriental o Sierras Pampeanas orientales, se encuentran alojados numerosos cuerpos graníticos, desde plutones pequeños hasta cuerpos batolíticos mayores. Este plutonismo ácido predomina netamente sobre los cuerpos básicos y ultrabásicos, ausentes éstos en muchos sectores o restringidos a delgadas fajas paralelas a la foliación. El basamento metamórfico en el cual se emplaza el complejo plutónico se compone principalmente de filitas, esquistos bandeados y gneises. Los mármoles y anfibolitas se encuentran subordinados. El grado metamórfico varía desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y en algunos casos hasta granulitas. La sierra Norte de Córdoba, que es el sector más oriental de la Sierras Pampeanas orientales (Figura 1), además del complejo de metamorfitas y granitoides, presenta también unidades compuestas de volcanitas ácidas (riolitas y dacitas), piroclastitas ácidas y pórfidos graníticos (Lucero Michaut, 1979; Bonalumi, 1988).

El Sistema de Famatina constituye una extensa comarca ubicada entre las Sierras Pampeanas occidentales y las orientales, que hacia el norte pasa en forma gradual al ambiente de la Puna (Figura 6). Está constituido por rocas metamórficas e intrusivas del Precámbrico superior-Paleozoico inferior, sobre las que se asientan sedimentitas marinas y continentales, junto a volcanitas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Se diferencia de las Sierras Pampenas por la presencia de sedimentitas marinas y secuencias volcano-sedimentarias de edad ordovícica, que lo emparentan a su vez con el ambiente geológico de la Puna. Estas dos unidades representan niveles superficiales de la corteza, en contraposición con las Sierras Pampenas orientales que corresponden a niveles más profundos.

La Cordillera Oriental es la culminación austral de una faja andina que comprende a la Cordillera Oriental del Perú

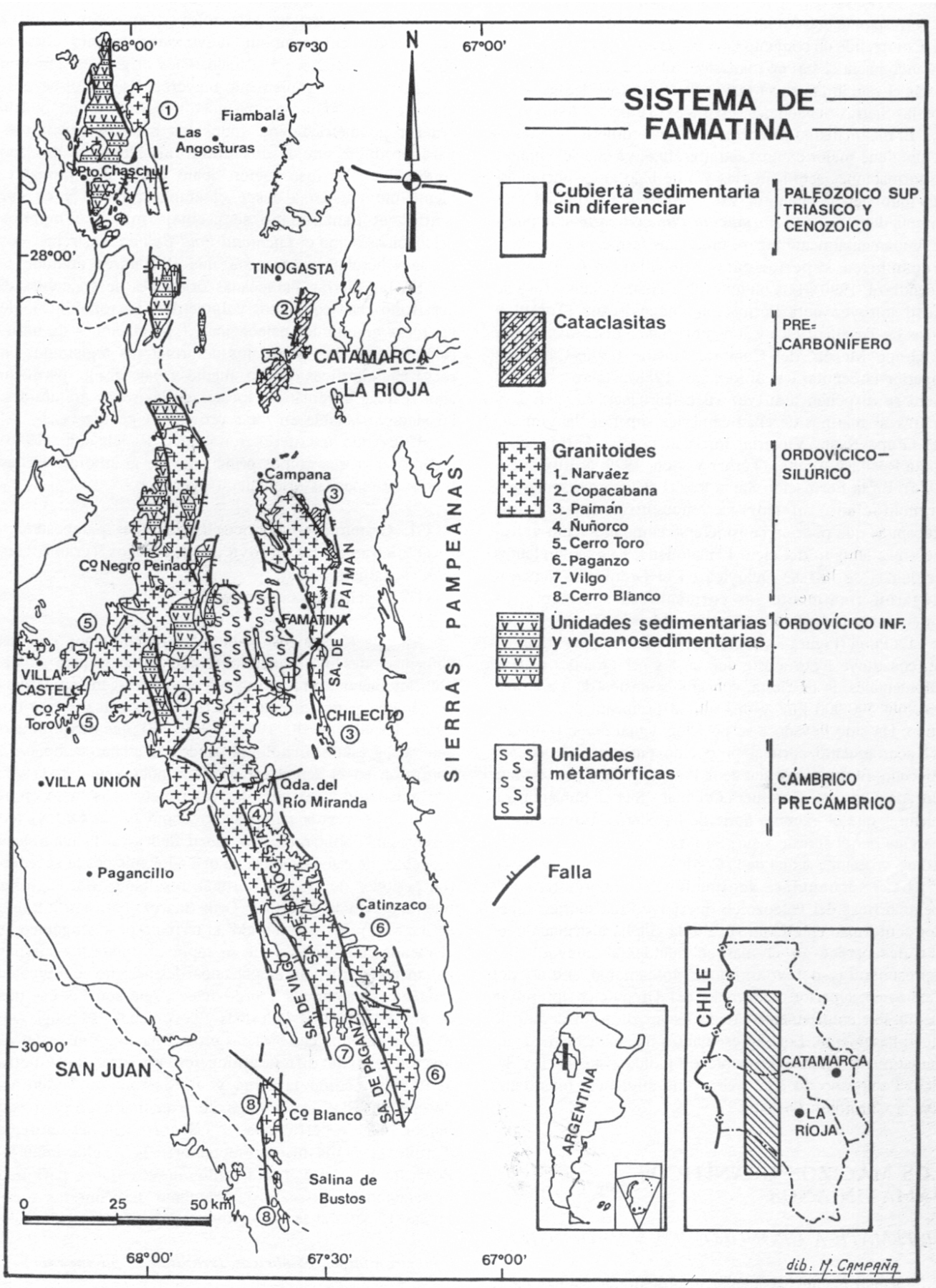


Figura 6. Mapa geológico pre-Mesozoico del Sistema de Famatina, con ubicación de las principales unidades de granitoides y volcanosedimentarias discutidas en el texto.

y las Cordilleras Oriental y Central de Bolivia (Turner y Mon, 1979). Al igual que en el Sistema de Famatina y Puna, se corresponde con los niveles más superficiales de la corteza. Comprende un conjunto de serranías marginales a la Puna pasando hacia el sur, en transición, a las Sierras Pampeanas. Hacia el este limita en su mayor parte con carácter tectónico con las Sierras Subandinas (Figura 8) (Turner y Mon, 1979).

El magmatismo paleozoico de la Cordillera Oriental es el que tiene mejor control estratigráfico, ya que se emplaza en formaciones sedimentarias y/o de bajo grado metamórfico que tienen buen registro fosilífero. La unidad más antigua del área es la ***Formación Puncoviscana***, compuesta fundamentalmente por sedimentitas turbidíticas de edad precámbrica superior-cámbrica inferior (Durand y Aceñolaza, 1990). Los plutones de Cañaní y Santa Rosa de Tastil intruyen a la Formación Puncoviscana (Toselli y Rossi de Toselli, 1990) y son cubiertos en discordancia por el Grupo Mesón, del Cámbrico medio tardío-Cámbrico superior (Aceñolaza y Bordonaro, 1988). Sobre este conjunto se disponen a su vez en discordancia las pelitas y grauvacas marinas de edad cámbrica superior-llanvirniana del Grupo Santa Victoria, formado por las Formaciones Santa Rosita y Acoite; (Turner y Mon, 1979; Salfity et al., 1984). En la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior - Tremadociano inferior) se encuentran intercaladas volcanitas que podrían considerarse como el evento volcánico más antiguo del ciclo Famatiniano. Los movimientos tectónicos de la fase Oclóyica en el Ordovícico superior plegaron finalmente las formaciones sedimentarias cámbricas y ordovícicas (Turner y Mon, 1979).

La Puna (Figura 8), prolongación del Altiplano boliviano, constituye junto a éste uno de los más grandes plateau continentales de la Tierra, con una extensión de aproximadamente 500.000 km² y una altitud promedio de 3.700 m s.n.m. Ha sido llevado a su posición actual como resultado del acortamiento cortical producido durante el Mioceno-Plioceno. El límite oriental de la Puna está dado por una faja plegada y corrida (Cordillera Oriental - Sierras Subandinas), mientras que el extremo norte de las Sierras Pampeanas lo margina por el sureste y sur. Su límite oeste lo constituye la cadena volcánica actual de la Cordillera Principal (Figura 8).

Las secuencias sedimentarias magmáticas y metamórficas del Paleozoico inferior y Precámbrico superior conforman en ella un zócalo de amplia distribución, el que desaparece en el margen occidental ahogado por representantes del voluminoso volcanismo andino del Cenozoico superior. Las rocas del Ordovícico inferior a medio son notoriamente las de mayor difusión dentro de dicho basamento. Los representantes magmáticos del ciclo Famatiniano están bastamente difundidos, no así los del ciclo Pampeano, lo cual marca una diferencia importante con la Cordillera Oriental.

LOS MACIZOS GRANÍTICOS FAMATINIANOS

SISTEMÁTICA CRONOLÓGICA Y GEOLOGÍA

La distribución espacial de los granitoides famatinianos en el centro y noroeste de la Argentina muestra macizos dispersos que se extienden desde el sur de Perú hasta la Patagonia, con un ancho de afloramientos expuestos a la latitud de 29º sur que supera los 500 kilómetros. Si se tiene en cuenta que el orógeno Famatiniano es el resultado de tectónicas compresivas paleozoicas y que sus rocas ya cratonizadas sufrieron un nuevo acortamiento cortical durante el Terciario, sus dimensiones originales debieron haber sido considerablemente mayores. Es obvio, no obstante, que ninguna reconstrucción palinspástica podría ordenar geométricamente todos los macizos granitoides para producir uno o dos cinturones lineales de tipo cordillerano. La distribución debió haber sido probablemente muy dispersa desde el emplazamiento y en ese sentido el Famatiniano se asemeja más a complejos paleozoicos como el *Lachland Fold Belt* en Australia o los macizos hercínicos europeos, que al cinturón andino.

En las Sierras Pampeanas orientales se encuentra el desarrollo más completo, volumétrico y cronológico, de las rocas granitoides paleozoicas. Las relaciones de intrusión respecto de los eventos deformativos registrados en rocas metamórficas de alto, medio y bajo grado, permiten aquí realizar sistemáticas locales de las rocas granitoides, no siempre posible en otras provincias geológicas.

Utilizando un criterio cronológico, Rapela et al. (1990) reconocieron tres grupos principales de granitoides en las Sierras Pampeanas orientales (Figura 7):

G1: Granitoides cámbricos (granitoides pampeanos).
G2: Granitoides ordovícico-devónicos (granitoides famatinianos).
G3: Granitoides carboníferos.

La relación de los granitoides famatinianos con las deformaciones más penetrativas fue utilizada para subdividir los mismos en pre-orogénicos, sin-orogénicos, tardío-orogénicos y post-orogénicos (p.ej. González Bonorino, 1950; Rapela et al., 1982, 1990). El uso taxonómico general de esta terminología puede sin embargo inducir a confusión en el actual estado de conocimiento, toda vez que existieron fases compresivas penetrativas tanto en el Cámbrico (eventos pampeanos) como en el Ordovícico (eventos famatinianos). No caben dudas de la naturaleza orogénica de estos eventos, ya que a los mismos le sucedieron períodos de ascenso cortical, resultantes del engrosamiento previo de la corteza (Ortiz Suárez et al., 1992; Baldo et al., 1995). En este sentido, el término post-orogénico es el menos ambiguo, ya que se aplica a todos los cuerpos netamente intrusivos emplazados después de los eventos orogénicos cámbricos y ordovícicos, que son los cuerpos tardíos del grupo G2 (silúricos y devónicos) y el grupo G3.

Las sistemáticas basadas en la relación con la deformación son de difícil aplicación en otras provincias geológicas, como la Puna y el Sistema de Famatina, porque en ellas los niveles de exposición cortical son mucho más superficiales, y las correlaciones con los distintos eventos tectono-metamórficos resulta incierta. Por este motivo y hasta tanto nuevos datos permitan correlaciones ciertas, es conveniente describir las rocas ígneas famatinianas por provincia geológica.

G1: Granitoides cámbricos (granitoides pampeanos)

El reconocimiento de las características de este grupo es el más dificultoso, debido a que en muchos sectores tiene sobreimpuesta más de una deformación penetrativa ade-

CUADRO 2. ESQUEMA COMPARATIVO DEL MAGMATISMO DEL PALEOZOICO INFERIOR EN DISTINTAS PROVINCIAS MORFOESTRUCTURALES DE LA ARGENTINA.

	Niveles de corteza expuestos	Basamento metamórfico		Granitoides		Rocas básicas y ultrabásicas	Volcanismo: Pampeano (**VP**) y Famatiniano (**VF**)	Mineralización
		Deformación	grado	Pampeanos	Famatinianos			
Sierrss Pampeanas Orientales (SPOR)		Deformación frágil Fajas miloníticas dúctiles pre-Carboníferas			G3: Carboníferos Post-orogénicos tardíos: Silúricos y Devónicos G2: Post-orogénicos tempranos			REE, U y Th asociadoss a G3. U y Pegmatitas con berilio y espodumeno asociadas a G2 post-orogénicos. Depósitos de W, Sn y Mn.
	Profundos, medios y superficiales. Relaciones entre ellos no conocidas	Fases penetrativas ordovícicas (orogenia Famatiniana)	Esquistos verdes a anfibolitas. Granulitas locales		Sin y tardio tectónicos: Ordovíco inf. y medio	Fajas básicas y ultrabásicas en las Sas. de Valle Fértil, Córdoba, SanLuis, Ancasti y Fiambalá.	**VF**: Muy escaso debido a la predominancia de niveles corticales medios. Riolitas y piroclastitas ácidas en la Sierra Norte de Córdoba.	Cr-Ni en fajas ultrabásicas.
	Medios y profundos	Fases penetrativas Precámbrico sup-Cámbrico medio (orogenia Pampeana)	Esquistos verdes a anfibolitas	G1:Cámbricos			**VP**: Como protolitos básicos, intermedios y ácidos en las secuencias metamórficas de las Sas.de Córdoba y San Luis	
Sistema de Famatina (SF)	Superficiales	Deformación frágil Fajas miloníticas dúctiles pre-Carboníferas	Zeolitas. Anqui-metamorfismo. Aureolas de contacto	No se observan	Granitoides Ordovícicos, post-Arenig.-LLanv.	Plutones de gabros y diques sinplutónicos calcoalcalinos a toleíticos.	**VF**: Sucesiones volcano-sedimentarias Arenigianas-Llanvirnianas, intermedias a ácidas, calcoalcaLinas.	
Cordillera Oriental (CO)	Superficiales a poco profundos	Polideformación regional de la F. Puncoviscana (Precámbr. sup. Cámb. medio: orogenia Pampeana)	Esquistos verdes a zeolitas Aureolas de contacto asociadas a plutones Pampeanos y Famatinianos	Plutones epizonales en el norte de la CO	Plutones epizonales ordovícicos en el sur de la CO		**VP**: Volcanismo ultrabásico y básico alcalino intercalado en las F. Lizoite y Santa Rosita. **VP**: volcanismo básico a ultrabásico alcalino intercalado en la F. Puncoviscana.	Depósitos de W
Puna	Superficiales a poco profundos	En el NE transición a la CO (F. Puncoviscana). En el sur al basamento polimetamórfico de las SP.	Variable de esquistos verdes a anfibolita	No se observan	Plutones epizonales ordovícicos	Continuación norte de las fajas ultrabásicas de SP Occidentales Salar de Pocitos, Cordones de Calalaste y Buenaventura	**VF**: Potente volcanismo Arenigiano-Llanvirniano: basaltos toleíticos y riolitas-dacitas calcoalcalinas **VF**: Volcanismo tremadociano ácido a intermedio en la F. Las Vicuñas.	Nb-Ta-Li-Be-Bi

más de los efectos del magmatismo famatiniano. Estudios recientes en las sierras de Córdoba indican que el magmatismo pampeano es muy complejo y heterogéneo, e incluye secuencias metaluminosas con granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita, foliadas, así como un muy desarrollado magmatismo peraluminoso con migmatitas y granitos cordieríticos, asociado a un evento metamórfico regional de alto grado (Baldo et al., 1995; Rapela y Pankhurst, 1996; Pérez et al., 1996). Relictos de este evento G1 se encuentran dispersos en muchos sectores de las Sierras Pampeanas septentrionales como en la sierra de Fiambalá (***Tonalita La Puntilla***, Grissom et al., 1991), en las sierras de Humaya y Narvaez en el Aconquija (González Bonorino, 1950) y en la sierra de Ancasti (tonalitas, dioritas, gabros y hornblenditas, Schalamuk et al., 1983; Lottner y Miller, 1986). Similarmente los pequeños plutones de tonalitas, de granodioritas y de granitos metamorfizados de las sierras de San Luis (Sato y Llambías, 1994), podrían correlacionarse con este evento.

G2: Granitoides ordovícico-devónicos (granitoides famatinianos)

Este grupo es el más abundante y complejo de todos, ya que comprende a cuerpos ígneos emplazados sincrónica o tardíamente respecto de las fases deformacionales ordovícicas, y a los post-orogénicos. Así, entre los cuerpos plutónicos emplazados tempranamente en la orogenia famatiniana, se encuentran aquellos asociados a los picos metamórficos y también otros emplazados durante la transición deformación dúctil-fracturación, por lo que su emplazamiento estuvo controlado en parte por fracturas. Los post-orogénicos tempranos se emplazaron en cambio en fracturas perfectamente definidas, pero la roca de caja, que conservaba todavía cierta temperatura, al recibir el impacto térmico de los plutones favoreció la formación de una aureola con deformación dúctil.

En las sierras de Chepes y Los Llanos la secuencia dominante de granodioritas metaluminosas con hornblenda y biotita que conforman estas sierras junto a granitos cordieríticos subordinados, ambos de edad ordovícica (Pankhurst et al., 1996), se emplazó contemporáneamente a la deformación dúctil que afectó a las rocas de caja (Dahlquist y Baldo, 1996). En otros casos, los granitoides sin-tectónicos forman cuerpos pequeños de unos pocos kilómetros cuadrados, lenticulares o con formas facolíticas, con contactos netos, con fuerte foliación en sus bordes, concordantes con la foliación regional. Los cuerpos mayores están asociados a cuerpos menores, de unos pocos metros cuadrados, de igual composición y textura, lo que revela un muy bajo contraste térmico con la caja. Están asociados a pegmatitas cuyas relaciones con la caja son similares. Las composiciones predominantes son tonalitas biotíticas a granodioritas biotítico-moscovíticas con granate. Estas composiciones reflejan una baja relación K_2O/Na_2O, propia de magmas saturados en agua a alta presión confinante. Los ejemplos más conocidos son la ***Tonalita Tolombón***, sierra de Quilmes, (Rapela, 1976b); ***Granitoides de La Pampa-Unquillo***, sierra de Ancasti, (Knüver y Miller, 1982); leucogranodioritas de la sierra de San Luis (Llambías et al., 1991).

Los granitoides tardío-tectónicos forman cuerpos algo mayores que los anteriores (***Granodiorita Cuchiyaco***, Rapela, 1976b; ***Granito El Alto***, Reissinger, 1983; ***Granito Loma Pelada***, Saavedra et al., 1985) hasta batolitos pequeños y polifásicos con zonación asimétrica (***Granito Cafayate***, Rapela y Shaw, 1979; ***Granito La Tapera***, López de Luchi, 1987), con edades entre 410 y 480 Ma. Algunos muestran en parte una estructura concordante con la estructura regional, pero en la mayoría de los casos los contactos son netos, truncando la estructura regional y desarrollando aureolas de contacto. La peraluminosidad es distintiva de este grupo, aun en los extremos tonalíticos y trondhjemíticos (Rapela et al., 1990). Granitos de dos micas con epidoto magmático y granate desarrollado en las facies graníticas diferenciados son muy comunes en el norte de las Sierras Pampeanas (Saavedra et al., 1987). Se observa una gran variación composicional desde tonalitas y trondhjemitas hasta granitos, aunque estos últimos y las granodioritas parecieran predominar. Asociado a este grupo de granitoides o a sus ocasionales diferenciados filonianos (pegmatitas turmaliníferas en algunos sectores), no se ha observado ninguna mineralización económica importante.

Los granitoides post-orogénicos son los que constituyen los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas orientales, como p. ej. los batolitos de Achala con algo más de 2.600 km^2 de extensión (400-358 Ma, Rapela et al., 1982; 1991c; Lira y Kireschbaum, 1990), Velasco en La Rioja (5.600 km^2), Capillitas en Catamarca y Las Chacras-Piedras Coloradas en San Luis (700 km^2, 408-317 Ma; Brogioni 1993). En todos los casos se trata de cuerpos discordantes, aunque localmente pueden ser concordantes por ablandamiento térmico de la caja, y desarrollan aureolas de contacto. Son claramente posteriores a los eventos orogénicos cámbricos y ordovícicos y en algunos casos, como en el plutón de El Morro (~ 380 Ma, Lema, 1980; Varela et al., 1994) contienen *roof pendants* girados de las metamorfitas de la caja con sus fases de deformación completas (Llambías y Malvicini, 1982).

Los grandes batolitos post-orogénicos son cuerpos compuestos que han sido emplazados en diferentes episodios (Rapela et al., 1982; Demange et al., 1993). Una característica común a ellos es la abundancia de facies porfiroides con megacristales de microclino. La facies más abundante suelen ser monzogranitos porfiroides con megacristales de microclino y biotita ± moscovita. Esta facies puede pasar gradualmente a otra con menor abundancia de megacristales, y a su vez ambas ser intruidas por monzo-leucogranitos moscovíticos y monzogranitos de grano fino (Lira y Kireschbaum, 1990). Facies de monzogranitos fuertemente peraluminosos con abundante cordierita, andalusita y sillimanita son particularmente abundantes en la faja batolítica central de las Sierras Pampeanas (Rapela et al., 1996), donde han sido descriptos en el norte de la sierra de Quilmes (Oyarzábal, 1988), en la sierra de Capillitas (Toselli e Indri, 1984), en las sierras de Zapata y Vinques (Toselli et al., 1992) y en la sierra Mazán (Schalamuk et al., 1989; Toselli et al., 1991). En las sierras de Córdoba y San Luis, las pegmatitas mineralizadas (Li, Be, Nb, Ta) y mineralizaciones de U y W (Cuney et al., 1989) se considera están relacionadas a los cuerpos post-orogénicos.

G3: Granitoides carboníferos de intraplaca

La actividad plutónica en las Sierras Pampeanas culmina durante el Carbonífero con la intrusión epizonal de

CUADRO 3. ESQUEMA DE LA SECUENCIA DE REGÍMENES TECTÓNICOS QUE SE INFIEREN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DEL MAGMATISMO FAMATINIANO EN LA PUNA, CORDILLERA ORIENTAL, SISTEMA DE FAMATINA Y SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

EDAD	RÉGIMEN TECTÓNICO	GRANITOIDES	VOLCANISMO	ROCAS ULTRABÁSICAS
Carbonífero inferior (~330 Ma)	Intracratónico, deformación frágil en las Sierras Pampeanas	Granitos y monzonitas de intraplaca en las Sierras Pampeanas		
Silúrico-Devónico (439-362 Ma)	Fajas miloníticas dúctiles en las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina	Batolitos post-orogénicos tardíos, alcalino-cálcicos, con facies dominantes de monzogranitos porfíricos	?	?
Llandeillano-Llandoveriano (469-439 Ma)	Obducción de corteza oceánica Colisión continental, deformaciones dúctiles penetrativas	Plutones peraluminosos en la Puna. Batolitos post-orogénicos tempranos, con abundantes facies de monzogranitos fuertemente peraluminosos en la faja batolítica central de las Sierras Pampeanas	?	Basaltos E-MORB y rocas ultrabásicas en la Precordillera
Tremadociano-Llanvirniano (510-476 Ma)	Margen convergente:⇒ arcos de islas⇒ colisión arcos de islas-continente?⇒ arcos cordilleranos continentales⇒ arcos cordilleranos internos	- Trondhjemitas y granitos peraluminosos en el sur de la C. Oriental, NO de las Sierras Pampeanas y Sierras de Córdoba - Secuencias granitoides metaluminosas en el S. de Famatina y Sas. de Los Llanos, Chepes, Ulapes y Valle Fértil. Magmatismo básico sin-plutónico	- Volcanismo riolítico en las sierras del Norte de Córdoba - Volcanismo de arco de islas en la Puna y el S de Famatina (OIB, toleitas de arco y calcoalcalinas)	- Fajas de gabronoritas y rocas ultrabásicas consanguíneas en la sierra de Fiambalá, Sistema del Famatina y sierra de Valle Fértil

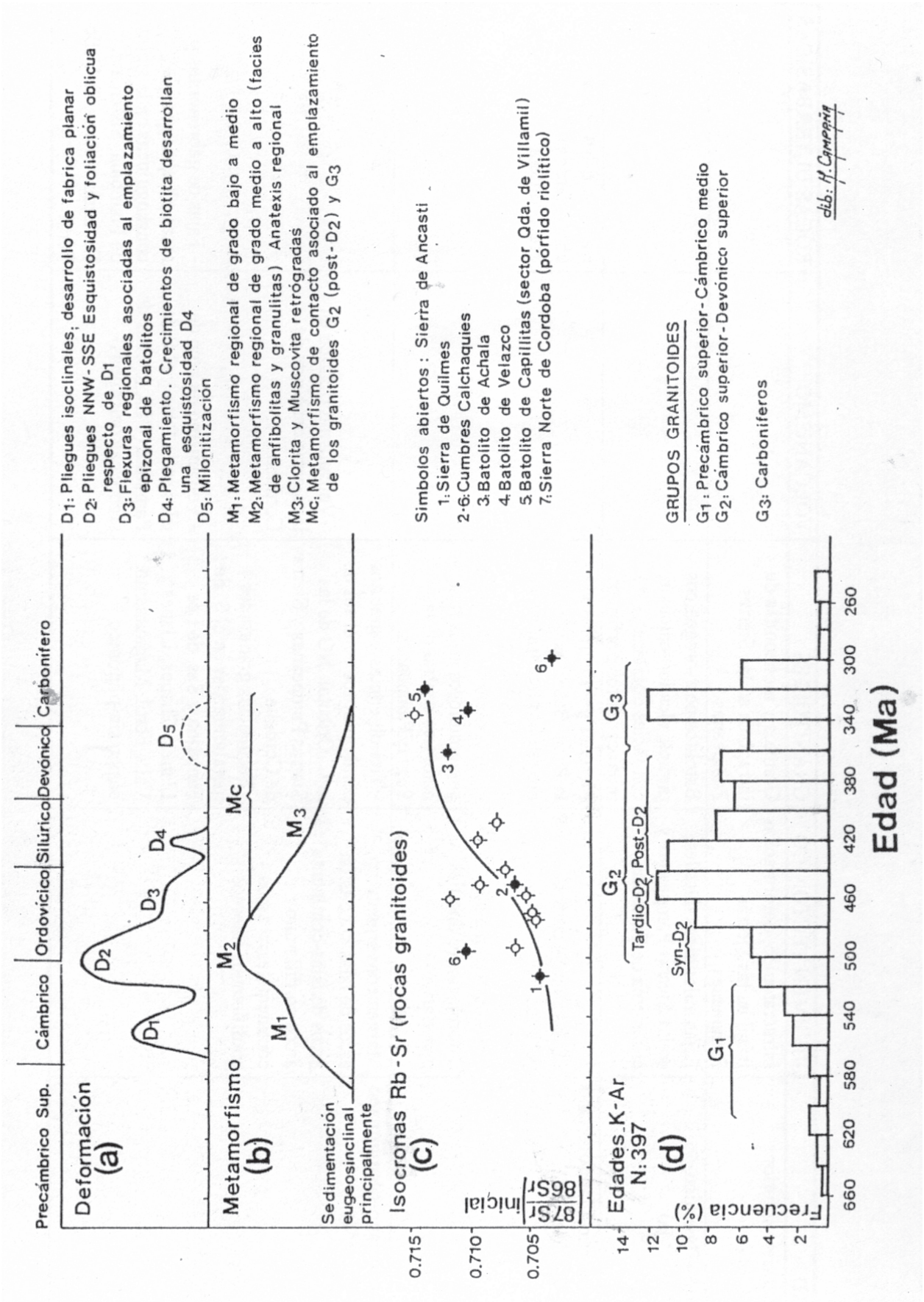


Figura 7. Síntesis cronológica de los episodios de deformación, metamorfismo y emplazamiento de granitoides en las Sierras Pampeanas Orientales.

plutones pequeños, a veces subcirculares, de granitos de tipo hipersolvus, con megacristales de feldespato alcalino y biotita ± hornblenda como por ejemplo el ***Granito Cerro Amarillo*** (Cumbres Calchaquíes, Rapela, 1976b); ***Granito Sauce Guacho*** (sierra de Ancasti, Reissinger, 1983; ***Granito Las Juntas*** (sierra de Ambato, Toselli, 1983); ***Granito Cumbre de Las Lajas*** (sierra de Aconquija, Toselli e Indri, 1984); ***Granito Los Ratones*** (sierra de Fiambalá, Grissom, 1991); granitos de la sierra de Zapata (Rapela et al., 1996); ***Granito del cerro Veladero*** (sierra de Umango, Cingolani et al., 1993). El emplazamiento de este grupo se produce en un ambiente cratonizado, con temperaturas regionales inferiores a los 300º C (Grissom, 1991), y están asociados a la culminación del ascenso de las Sierras Pampeanas. La composición litológica es en algunos casos muy distintiva, ya que se encuentran secuencias pobres en cuarzo que varían desde cuarzo-monzodioritas hasta sienogranitos (Rapela, 1976b, Cingolani et al., 1993) y en otros es exclusivamente monzo o sienogranítica. Aplitas se asocian comúnmente a los plutones, y en algunos casos también pórfidos cuarcíferos y riolitas (Grissom, 1991). Mineralización de elementos del grupo de las Tierras Raras y muy altas abundancias de U y Th (Lira y Ripley, 1989; Rapela et al., 1996) y Ta, W y Sn (Toselli et al., 1985; Grissom, 1991) han sido descriptas o reportadas en relación a estos granitos.

En el Sistema de Famatina el grupo granitoide predominante presenta edades entre 460 y 410 Ma (cf. histograma de edades, Rapela et al., 1992), lo cual los hace coetáneos con los plutones ordovícicos del grupo G2. En el Sistema de Famatina se encuentra una mayor proporción de cuerpos que tienen composición metaluminosa con biotita y hornblenda, e interacciones entre magmas básicos y ácidos, semejante a lo que se observa en las sierras de Los Llanos y Chepes (Pankhurst et al., 1996), por lo que estas últimas podrían considerarse su prolongación meridional. El ***Granito Nuñorco-Sañogasta*** constituye el núcleo central del Sistema de Famatina (Figura 6), el que aflora intruyendo con fenómenos de contacto las metamorfitas de bajo grado de la ***Formación Negro Peinado***. La facies dominante es un monzogranito biotítico, sin moscovita primaria, que se hace transicional a granodioritas equigranulares. Un rasgo característico es la ausencia de pegmatitas y la presencia de pórfiros graníticos y de diques de lamprófiros (Villar Fabre et al., 1973). El Granito Nuñorco-Sañogasta es posterior a la deformación de las secuencias volcano-sedimentarias del Arenigiano-Llanvirniano, por lo cual pueden considerarse como posttectónico respecto a esta deformación. A su vez los granitoides se encuentran deformados más o menos intensamente con rumbo nornoroeste.

Los granitoides de las sierras de Copacabana y Paimán (Figura 6) muestran una alineación nornoroeste a lo largo del contrafuerte oriental del Sistema de Famatina. Están limitados tanto en su parte superior como inferior por posibles corrimientos con vergencia hacia el oeste, de modo que hasta podrían ser alóctonos, no conociéndose aún la magnitud del desplazamiento. En la sierra de Paimán la roca de caja está constituida por metamorfitas de bajo grado (***Formación La Aguadita***), con trazas fósiles que indican una edad precámbrica. El contacto con los granitoides es tectónico, pero *roof- pendants* dentro de los mismos, con fenómenos de contacto y mineralización de wolframio, indican que ésta ha sido la roca de caja así como su nivel de emplazamiento epizonal. La roca de caja de los granitos en la sierra de Copacabana sólo se muestra en su extremo meridional y está constituida por esquistos bandeados de mediano grado. Litológicamente se caracterizan por una bimodalidad notable; un grupo ácido dominante, constituido por monzogranitos y granodioritas biotíticas y de dos micas, y otro grupo subordinado de composición intermedia-básica (Toselli y Aceñolaza, 1977; Lorenc y Pérez, 1987, Pérez, 1988; Durand et al., 1991). Ambos grupos muestran escasos fenómenos de mezcla entre sí, desarrollando en cambio una deformación cataclástica muy intensa. En la sierra de Paimán se ha reconocido un evento granítico más joven e intrusivo sobre los anteriores, correspondiente al Devónico superior, compuesto por plutones y diques leuco-monzograníticos y leuco-sienograníticos de características epizonales hasta subvolcánicas (Pérez y Kawashita, 1992).

Los ***Granitoides Cerro Toro*** constituyen los afloramientos del faldeo occidental del Famatina, intruyendo sin discontinuidad a las estribaciones orientales de la sierra de Umango, que forma parte de las Sierras Pampeanas occidentales (Saavedra et al., 1992). Se trata de granitoides sintectónicos, mesozonales, con una litología dominada por tonalitas equigranulares, de grano fino a grueso, y en forma muy restringida monzogranitos. Las variedades gabrodioríticas se presentan como diques y stocks. Una foliación marcada, sin cataclasis, con orientación nornoroeste, es característica. Hacia el sur, en afloramientos discontinuos y sin roca de caja visible, las mismas facies granitoides de cerro Toro reaparecen en la sierra de Vilgo y en cerro Blanco, constituyendo el extremo austral del Sistema de Famatina.

En la sierra de Paganzo (Figura 6) los granitoides constituyen el 80% de la misma e intruyen un basamento de esquistos y gneises de alto grado para el que fueron inferidas condiciones de P y T en el rango de 650 ± 50 ºC y 3,5 ± 0,5Kb (Saal, 1993). Los granitoides están compuestos por una suite de tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita transicionales entre ellas, intruidas por monzogranitos biotíticos antes de su completa cristalización, caracterizándose además por la abundancia de microenclaves y diques sin-plutónicos dioríticos e intrusiones gabro-dioríticas, comúnmente de composición toleítica (Saal, 1993). La edad Rb-Sr del complejo granitoide es de 450 ± 10 Ma (Saal, 1993).

En la Cordillera Oriental los cuerpos septentrionales como los de Tipayoc, Fundición, Cañaní y Santa Rosa de Tastil son indudablemente cámbricos (Bachmann et al., 1987), por lo que se los asigna al ciclo Pampeano y no son tratados aquí en detalle. Por el contrario, los situados en el sector central y meridional hasta la transición a las Sierras Pampeanas orientales son en su mayoría ordovícicos (edades U-Pb sobre monacita y circón entre 466 y 481 Ma, Lork et al., 1991, Lork y Bahlburg, 1993). Estos plutones ordovícicos intruyen epizonalmente a la ***Formación La Paya*** produciendo aureolas alargadas submeridionalmente que alcanzan hasta facies de hornfels piroxénicos. Han sido descriptos en la región central de la sierra de Cachi (Gallisky, 1983; Gallisky et al., 1990; Gallisky y Miller, 1990), en La Paya-Molinos (Schon y Miller, 1990a y b) y La Angostura (Cisterna, 1991). Las rocas predominantes son trondhjemitas de grano medio, con oligoclasa como feldespato dominante. Variedades porfíricas y pegmatoides aparecen en las

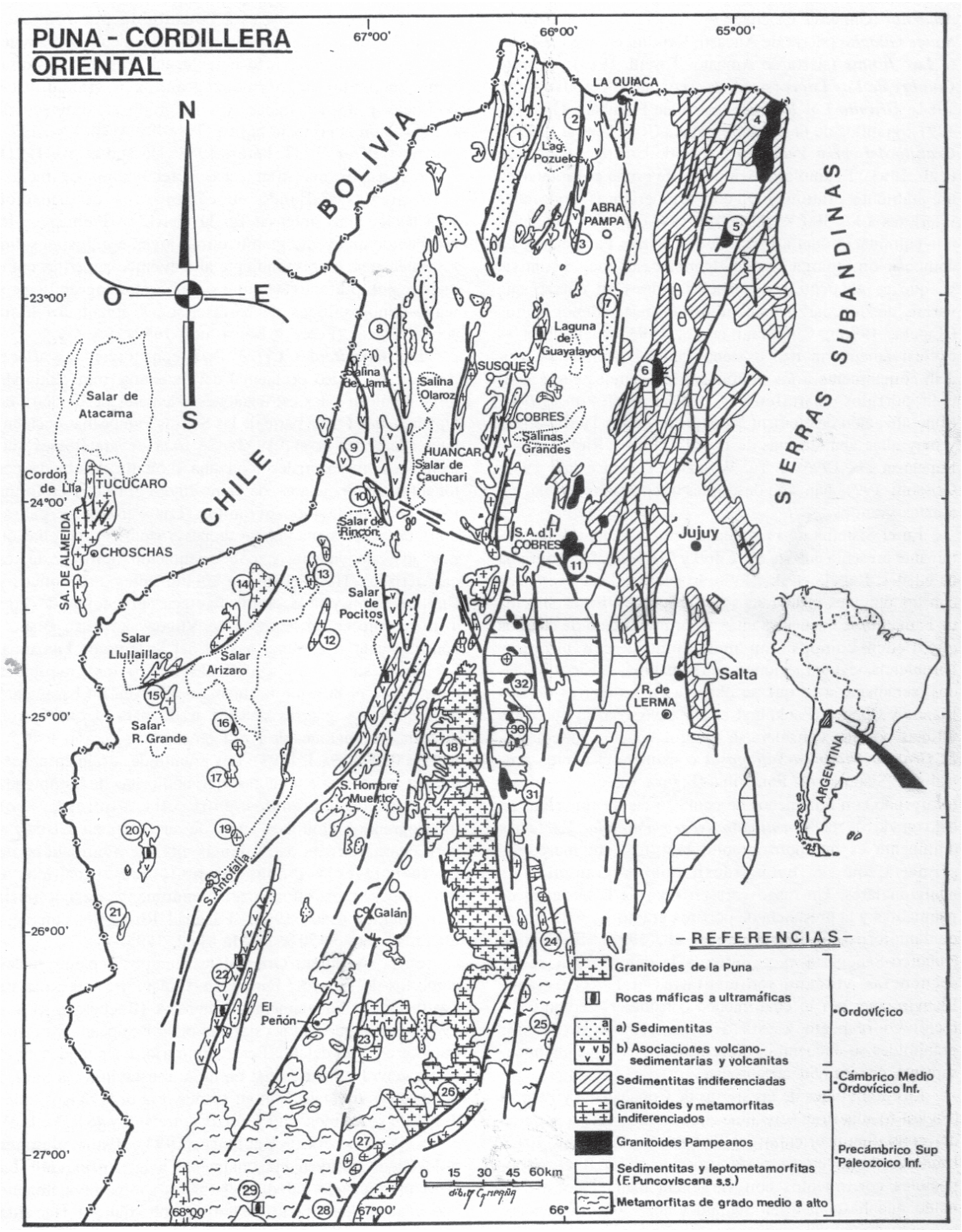


Figura 8. Mapa geológico pre-Mesozoico de la Puna y la Cordillera Oriental con ubicación de las principales localidades discutidas en el texto: 1) Sierra de la Rinconada; 2) Cordón de Escaya; 3) Sierra de Cochinoca; 7) Sierra de Aguilar; 8) Sierra de Olaroz; 9) Huaitiquina; 10) Sierra de Guayaos; 12) Sierra de Macón; 13) Cerro Chivinar; 14) Sierra de Taca-Taca; 15) Chuquilaqui; 16) Arita; 17) Archibarca; 18) Cumbres del Luracatao; 19) Antofalla; 20) Quebrada Honda; 21) Cerro Plegado - Campo Negro; 22) Sierra de Calalaste; 23; Sierra de Laguna Blanca; 24) Sierra del Cajón; 25) Sierra de Quilmes; 26) Sierra de Chango Real; 27) Sierra de Altohuasi; 28) Sierra de Fiambalá; 29) Mesada de los Zárate. Granitoides pampeanos del norte de la Cordillera Oriental: 4) (Cañani); 5) (Tipayoc); 6) (Cerro Fundición); 11) (Santa Rosa de Tastil). Granitoides pampeanos y famatinianos del sur de la Cordillera Oriental: 30) (Cachi); 31) (La Angostura); 32) (Aguas Calientes).

facies de borde o en escasos diques que tienen plagioclasas idiomorfas, granate y turmalina. Escasa biotita, moscovita (en parte primaria), circón, apatita, rutilo y allanita constituyen las principales fases accesorias que acompañan al cuarzo y la oligoclasa. Monzogranitos y granodioritas intruidas por fases graníticas tardías son también comunes, con moscovita, turmalina y, en grado variable, cordierita, sillimanita, granate y biotita.

Las rocas graníticas de la Puna no han sido estudiadas en detalle, aunque existen extensos afloramientos de las mismas (Figura 8). Cuerpos intrusivos de edad ordovícica se emplazan con rumbo submeridiano en la Faja Oriental de la Puna, prolongándose en las Cumbres de Luracatao y más al sur en transición a las Sierras Pampeanas (Figura 8). Edades precisas U-Pb en monacitas de estos granitoides se encuentran en el rango 467 y 476 ± 1 Ma, muy semejantes a los adyacentes del sur de la Cordillera Oriental (Lork y Bahlburg, 1993). Sus composiciones varían desde granitos porfiroides de dos micas sin deformación (Ochaquí y Salar de Diablillos) hasta monzogranitos/granodioritas de biotita ± hornblenda, caracterizados por su aspecto general de pórfiros y frecuentes signos de cataclasis, los que van desde una ligera orientación de sus componentes al desarrollo de una foliación gnéisica y micropliegues isoclinales. Estas últimas estructuras han sido interpretadas como evidencia de una deformación dúctil (Damm et al., 1990).

En la faja occidental, emplazados en sedimentitas ordovícicas o basamento metamórfico, se encuentran también cuerpos graníticos como los de sierra de Almeida-cordón de Lila (Chile, ver Figura 8), Taca-Taca, Archibarca, Arita, Antofalla, Chivinar, Chuquilaqui, con edades K-Ar comprendidas entre 502 y 425 Ma (Mpodozis et al., 1983; Damm et al., 1986, 1990; Palma et al., 1986). Están representados por cuerpos monzograníticos a sienograníticos de dos micas, de grano medio a grueso (Taca-Taca y Arita), monzogranitos biotíticos (Archibarca) o de granodioritas/granitos de biotita y hornblenda (sierra de Macón).

CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONALES DEL PLUTONISMO FAMATINIANO

La geoquímica de los granitoides famatinianos ha sido revisada recientemente en detalle por Rapela et al. (1992), del cual se extrae aquí una síntesis actualizada y al cual se remite para la bibliografía particular.

Exceptuando las sierras del sur de La Rioja y las unidades granodioríticas orientales de la sierra de Valle Fértil considerados aquí equivalentes coetáneos y composicionales de los granitoides del Sistema de Famatina, las unidades ordovícicas del grupo G2 de las Sierras Pampeanas Orientales, muestran algunas llamativas diferencias si se los compara con los batolitos cordilleranos de márgenes continentales: (a) composición peraluminosa predominante, aun en el rango de las tonalitas y granodioritas. Conspicua presencia en los grandes batolitos de unidades monzograníticas fuertemente peraluminosas con cordierita, sillimanita y/o andalusita, con altas relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$; (b) escasas unidades básicas formando parte de las masas batolíticas (< 5% en volumen); (c) las tonalitas y granodioritas tienen composiciones modales más ricas en cuarzo que las típicas cordilleranas; (d) la mayoría de las unidades cristalizan a partir de magmas ricos en agua, desarrollando enjambres de pegmatitas; (e) tienen relaciones Fe/Mg más bajas que el batolito de la costa del Perú y también que el grupo G3. Todas estas características apuntan a que el reciclamiento cortical tuvo una gran importancia en el origen de estos magmas, y prestan base a esquemas de tectónica global que incluyen colisiones continentales durante este período (Cuadro 3).

No todas las unidades ordovícicas del grupo G2 se originaron por fusión de materiales supracorticales. Especialmente el voluminoso plutonismo ordovícico inferior tardío-tectónico de las Sierras Pampeanas Orientales y el sur de la Cordillera Oriental se caracterizan por su composición peraluminosa y bajo contenido de elementos LIL, en facies que contienen moscovita primaria, espesartina, granate y epidoto magmático. La relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los cuerpos tardío-tectónicos de las Sierras Pampeanas Orientales y las trondhjemitas del sur de la Cordillera Oriental varía entre 0,7032 y 0,706, indicando que los magmas parentales peraluminosos no se derivaron de la fusión parcial de su entorno metasedimentario o equivalentes de la Formación Puncoviscana. Su fuente es probablemente una corteza inferior básica deprimida en elementos LIL, o de magmas derivados del manto superior en procesos de subplacado de la corteza continental, (Rapela et al., 1990; Galliski y Miller, 1990, Miller et al., 1991, Rossi et al., 1992).

Los granitoides del Sistema de Famatina y los de las sierras del sur de La Rioja se diferencian de los plutones ordovícicos de las Sierras Pampeanas Orientales y de la Cordillera Oriental en que la moscovita está prácticamente ausente del sistema, como no sea en los granitoides correspondientes a las sierras de Paimán-Copacabana. Tienen tendencias calcoalcalinas y composiciones desde meta- a peraluminosas. Esa característica es general para las intrusiones básicas circunscriptas y filones del sector norte de la sierra de Paimán y la sierra de Copacabana, que muestran una tendencia calcoalcalina. En los diagramas de discriminación tectónica en base a elementos traza LIL y HFS, la gran mayoría de las rocas graníticas del sistema de Famatina se ubica en el campo de los granitos de arco volcánico, con algunas transiciones a los granitos de intraplaca (Toselli et al., 1993).

Los granitoides ordovícicos emplazados en la faja oriental de la Puna son peraluminosos. Presentan diseños de sus elementos traza con altos contenidos de elementos LIL, U y Th, empobrecimiento en Ta y Hf, fuertes anomalías negativas de Eu y moderada pendiente de sus Tierras Raras, siendo sus relaciones La/Yb = 10-13, Ba/La = 10-17, Ba/Ta = 154-278, La/Ta = 10-27, características éstas de arco, aunque con cierta signatura de intraplaca. En el diagrama discriminatorio de Pearce et al. (1984), al igual que los del Sistema de Famatina, se ubican preferentemente en el campo de los granitos de arco, lindantes con el de intraplaca e ingresando en parte en este último. A diferencia de los cuerpos tardío-tectónicos de las Sierras Pampeanas Orientales y los de la Cordillera Oriental, los de la faja oriental alcanzan relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ muy altas, entre 0, 7145-0, 7185 (Omarini et al., 1984; Coira y Barbieri, 1989), indicativo de un componente supra-cortical en la fuente. Los cuerpos de la faja occidental presentan también carácter peraluminoso. Dentro de ellos se han diferenciado dos grupos: a) anorogénicos, como la ***Granodiorita Choschas*** y el ***Granito Tucuraro***, b) sinorogénicos como el ***Granito de Arita*** (Damm et al., 1990). El primero de ellos presenta alta concentración de Ga, Nb, Zr y tierras raras, y bajos

contenidos en elementos de transición. Los granitos sinorogénicos tienen alto contenido de elementos alcalinos y alcalino-térreos, U y Th, fuertes anomalías negativas de Eu y moderada pendiente de sus tierras raras.

Los grandes batolitos post-orogénicos temprano son exclusivos de las Sierras Pampeanas Orientales. El mejor estudiado es el ***Batolito de Achala*** (Figura 1), que contiene facies con características concurrentes de haberse generado por anatexis cortical: mineralogía y geoquímica peraluminosa, altas relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ y elementos traza tipo LIL (Rapela et al., 1991b). Comparado con las facies de granitos fuertemente peraluminosos con cordierita, sillimanita y/o andalusita, el batolito de Achala tiene sin embargo relaciones La/Yb mucho más altas, que sugieren proveniencia de niveles corticales mucho más profundos que aquellos, en el campo de estabilidad del granate (Rapela et al., 1996).

Los plutones post-orogénicos tardíos (carboníferos, grupo G3 de las Sierras Pampeanas Orientales) caen primariamente dentro o muy cerca del campo de los granitos de intraplaca en los diagramas de discriminación tectónica (Rapela et al., 1992) (Cuadro 3). Se caracterizan por tener muy elevados tenores de elementos LIL y HFS y tendencias monzoníticas, que sin embargo no llegan a ser alcalinas *s.s.* Pocos estudios geoquímicos de detalle se han realizado en este grupo, el que no obstante tiene importancia económica por su mineralización asociada de U y tierras raras.

ROCAS BÁSICAS Y ULTRABÁSICAS

Las rocas ultrabásicas de las Sierras Pampeanas forman hileras de cuerpos de dimensiones variables alojados saltuariamente en los complejos metamórficos, en dos fajas principales, denominadas occidental y central respectivamente (Villar, 1985). La faja occidental, que se aloja en las Sierras Pampeanas Occidentales, extendiéndose a la Puna (afloramientos de rocas ultrabásicas de salar de Pocitos, cordón de Calalaste y cordillera de San Buenaventura), no se trata en esta síntesis.

Entre los primeros productos magmáticos del ciclo famatiniano se encuentran, como se ha mencionado, los gabros y rocas ultrabásicas asociadas de la sierra de Fiambalá, exponente más occidental de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura1). Estos gabros noríticos estratificados se emplazaron sintectónicamente a 21-24 km de profundidad en una corteza en facies de anfibolitas (DeBari, 1994). Las noritas y su cortejo cumulático de dunitas, harzburgitas, lherzolitas y serpentinitas, muestran una geoquímica con enriquecimientos de elementos LIL como Ba, Cs, Rb y K y depresión en elementos HFS como Ti, Ta, Nb e Y, lo cual es característico de arcos magmáticos (Grissom et al., 1992, DeBari, 1994) (Cuadro 3). Se considera que los gabros noríticos de la sierra de Valle Fértil (Mirré, 1971) emplazados en gneises y anfibolitas, y los relictos de noritas anfibolitizadas de la sierra de Quilmes (Toselli et al., 1978), corresponden posiblemente al mismo evento magmático.

En las sierras del Norte de Córdoba y Santiago del Estero y en las sierras de Córdoba y San Luis se encuentran también asociaciones de rocas básicas y ultrabásicas, a las que se engloban dentro de las fajas central y oriental de Villar, (1985). Para estas asociaciones no se ha demostrado hasta el momento sincronicidad, ni relaciones genéticas mutuas entre los afloramientos de las sierras mencionadas más arriba, como parece haberlo en la faja occidental de las Sierras Pampeanas Occidentales y Puna. En las sierras de Córdoba existen varias corridas de cuerpos, con rumbo general N-S a nornoroeste, alojados en rocas de alto grado metamórfico. La litología de las rocas ultrabásicas varía según el sector considerado desde broncititas harzburgíticas, harzburgitas hasta lherzolitas y serpentinitas principalmente, a las que se asocian anfibolitas. Fueron explotadas como roca de aplicación, por cromita y también vermiculita y talco. El análisis geoquímico de las rocas de estas fajas, ha sugerido que sus protolitos fueron asociaciones de arco de islas y retroarco, afectados posteriormente por una deformación compresiva en facies de anfibolitas, que derivó en la serpentinización y uralitización de las rocas ultrabásicas y básicas respectivamente (Mutti, 1992).

En las sierras de San Luis (Figura 1), existen complejos máficos a ultramáficos, con predominio de rocas gabroides, emplazados en un basamento metamórfico en facies de anfibolitas de alto grado. El cuerpo de Las Águilas estudiado por Sabalúa et al. (1981) y Malvicini y Brogioni (1993) es tal vez el más importante; allí se describen facies cumuláticas de piroxenitas cumuláticas y melanoritas, con menor proporción de melagabronoritas, leuconoritas y peridotitas parcialmente serpentinizadas. La mineralización relacionada al mismo es rica en níquel, cobre y platinóideos y consiste en pirrotina, calcopirita, pentlandita, platinoídeos y cromita.

LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS FAMATINIANAS

CORDILLERA ORIENTAL

Diversas manifestaciones volcánicas yacen intercaladas en secuencias sedimentarias de edad cámbrica media hasta tremadociana, lapso que correspondería a la parte final de la orogenia pampeana y su transición al ciclo famatiniano. Los eventos volcánicos más tempranos se registran en la sección basal de secuencias de plataforma clástica de la Formación Lizoite (Cámbrico medio), con la que se inicia la transgresión marina en el sector. Han sido reconocidos en el río Yacoraite mantos de ankaramitas-picritas y niveles de hialoclastitas (Manca et al., 1989). Las ankaramitas y picritas son rocas vesiculares, con fenocristales de olivina forsterítica reemplazados por carbonatos, serpentina y clinopiroxeno del grupo de la salita. Sus pastas muestran flogopita y carbonatos junto a clinopiroxeno, olivina y ocasionalmente egirina-augita. Analcima y nefelina (> 10% del total) se disponen intersticialmente o rellenando vesículas.

En el río Yacoraite, se han identificado por otra parte volcanitas intercaladas con los depósitos de la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) (Manca et al., 1989). Corresponden a basanitas, basaltos alcalinos y traquitas a manera de mantos y diques. Las basanitas son rocas porfíricas con fenocristales (2-5%) de salita rica en titanio y olivina (Fo_{80-82}) intensamente reemplazada por carbonatos y serpentina. Nefelina y analcima (> 10% del total) asociadas a natrolita, mesolita y/o carbonatos se disponen intersticialmente en la pasta junto a clinopiroxeno, olivina, hornblenda basáltica y ocasional biotita. Los basaltos alcalinos presentan fenocristales (3-5%) de augita titanada y olivina (Fo_{78-84}) inmersos en pastas constituidas por plagioclasa (An_{52-50}) y augita, con clorita, carbonatos intersticiales a los que se asocian analcima y

nefelina (< 5%). Las traquitas exhiben anortoclasa como fenocristal y en la pasta junto a sanidina. El anfíbol, totalmente cloritizado, constituye el 20-25% del total de la roca.

Tanto las volcanitas intercaladas en la Formación Lizoite como en la Formación Santa Rosita muestran una definida ubicación en el campo alcalino, como lo indican sus relaciones $Na_2O + K_2O = 3, 8\text{-}4, 5$ vs $SiO_2 = 42, 8\text{-}46, 5$ y sus relaciones $Fe_2O_3/MgO = 1, 81\text{-}0, 9$ para valores de $TiO_2 = 2, 55\text{-}3, 1$, así como la presencia de nefelina y leucita normativos. Sus relaciones Ba/La vs La/Ta coinciden con los de volcanitas oceánicas de intraplaca (OIB). Las características geoquímicas señaladas sugieren un ambiente geotectónico extensional para el final del ciclo pampeano, hasta el Tremadociano inclusive, en la región de la Cordillera Oriental. Este ambiente se vincula posiblemente al colapso extensional post-orogénico, que siguió a los eventos compresionales pampeanos del Cámbrico inferior y medio

PUNA

Los primeros registros del volcanismo famatiniano han sido reconocidos al sudoeste del salar del Rincón en secuencias clásticas-piroclásticas marinas de plataforma del Tremadociano temprano (***Formación Las Vicuñas***, Moya et al., 1993) y descriptas como tobas riolíticas, tobas brechosas y tobas fenodacíticas (Koukharsky et al., 1988).

Durante el Arenigiano-Llanvirniano se alcanza la máxima expansión del volcanismo ordovícico, distribuyéndose en dos fajas (Figura 8). La faja oriental, de rumbo nornordeste, se extiende desde los 17º de latitud sur en territorio boliviano (Suárez Soruco, 1976) a lo largo del borde oriental de la Puna. Al sur de San Antonio de los Cobres se encuentra intensamente modificada como resultado de plutonización a lo largo de un eje de rumbo submeridiano, siendo difícil de diferenciar de metamorfitas asignables al Precámbrico aflorantes junto a ellas, conformando una faja polideformada. Está representada por secuencias turbidíticas de edad arenigiana-llanvirniana, en las que se intercalan lavas espilíticas en almohadillas y macizas, sucedidas gradualmente por lavas, brechas autoclásticas, criptodomos y rocas volcaniclásticas de composición dacítica-riolítica. Esta secuencia está intruida además por cuerpos consanguíneos poco profundos (Coira, 1974, 1975; Koukharsky y Mirré, 1974; Coira y Koukharsky, 1994).

Las espilitas son rocas finamente porfíricas, frecuentemente vesiculares. Albita ($An_{8\text{-}10}$) y minerales fémicos intensamente reemplazados por clorita, pistacita, clinozoisita y calcita, se distribuyen en pastas de frecuente textura variolítica. En algunos casos es posible reconocer entre los fémicos augita titanada, tremolita-actinolita e ilmeno-magnetita. Las lavas y criptodomos son de composición principalmente dacítica. Se caracterizan por la presencia de feldespato alcalino ($Ab_{70\text{-}90}/Or_{30\text{-}10}$) de llamativo desarrollo, oligoclasa ($An_{15\text{-}20}$), cuarzo y biotita. Es distintivo en estas rocas una intensa modificación (alteración hidrotermal-metamorfismo), con presencia de albita, epidoto, calcita, clorita, sericita y cuarzo, asociándose a la misma rasgos texturales indicadores de esfuerzos deformantes.

Esta faja oriental, denominada también faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1973), ha sido interpretada por dichos autores y Omarini et al. (1984) como una faja ordovícica-silúrica constituida en forma dominante por pórfiros riodacíticos en la Puna norte y granodioritas en Puna austral, en donde niveles erosivos más profundos expondrían los representantes plutónicos. El extremo sur de ésta correspondería a los complejos metamórficos de las Sierras Pampeanas, afectados por el plutonismo ordovícico, mientras que en la Puna norte incluiría secuencias sedimentario-volcánicas ordovícicas y plutonismo concomitante. Bahlburg (1990) ha señalado contactos intrusivos de las rocas de esta faja con los estratos ordovícicos plegados, no reconociendo rocas volcánicas, asignando estas secuencias a un ambiente intrusivo, en parte hipabisal. Puede observarse no obstante interestratificación con las sedimentitas ordovícicas, así como lavas almohadilladas, vesiculación, hialoclastitas y desarrollo de pepiritas que sugieren contemporaneidad entre sedimentación y magmatismo.

La faja occidental, volcano-sedimentaria, se extiende desde el cordón de Lila (Chile) por el oeste, hacia aguada de la Perdiz, laguna Múcar, salina de Jama, Filo de Pircas, sierra de Huaitiquina y Guayaos por el este y sureste (Figura 8).

En el cordón de Lila se intercalan, en una secuencia turbidítica de 3.000 m de edad arenigiana-llanvirniana, lavas toleíticas basáltico-andesíticas en la base, las que son sucedidas por lavas y rocas volcaniclásticas calcoalcalinas, dacíticas a riolíticas (Niemeyer, 1989). Hacia el este los productos del volcanismo explosivo dacítico-riolítico van siendo dominantes, como en aguada de la Perdiz (Breitkreutz, 1986), Huaitiquina (Coira y Barber, 1989), salina de Jama (Coira y Nullo, 1989) y Guayaos (Coira et al., 1987; Koukharsky et al., 1989). En estas secuencias están representados flujos piroclásticos submarinos, lapillitas y tobas cristalino-líticas a vítreas de composición dacítica a riolítica alternantes con niveles volcaniclásticos. Flujos lávicos andesíticos a basálticos, macizos o almohadillados, presentes en los niveles basales de dichas secuencias son, a diferencia de los del cordón de Lila, calcoalcalinos. Se encuentran usualmente reemplazados, tanto sus fenocristales (plagioclasa $An_{42\text{-}50}$, augita y olivina accesoria) como sus pastas, a albita-epidoto-clorita-actinolita como resultado de procesos metamórfico-hidrotermales. Diques gábricos a melagábricos de carácter alcalino, con fenocristales de labradorita ($An_{46\text{-}52}$), olivina ($Fo_{82\text{-}85}$) y augita atraviesan la secuencia.

En la Puna austral, en la sierra de Quebrada Honda, se reconocen en secuencias turbidíticas, gabros y basaltos-andesitas espilíticas (Coira, 1974), comparables a las toleítas del cordón de Lila, lo que podría estar en correspondencia con la posible continuidad de estas últimas hacia el sur. Formarían parte de dicha faja los gabros hornblendíferos del pie del volcán Antofalla (Coira, 1974), así como los cuerpos de serpentinitas lenticulares y concordantes y diques dioríticos piroxénicos alojados en leptometamorfitas del salar de Pocitos (Argañaraz et al., 1972), los que se extienden al sur en la sierra de Calalaste, acompañados por wehrlitas y gabros (Villar, 1975). Esta faja de cuerpos básicos y ultrabásicos podría prolongarse en los cuerpos de harzburgitas forsteríticas enstatíticas, diopsiditas wehrlíticas y serpentinitas del cordón de San Buenaventura, norte de Mesada de Zárate (Villar, 1975) y en los cuerpos de serpentinitas, harzburgitas, wehrlitas y clinopiroxenitas de las sierras de Cumichango, Toro Negro, Umango y Maz (Sierras Pampeanas Occidentales, figura 1).

Las volcanitas arenigianas-llanvirnianas de la Puna, representadas en sus episodios iniciales ya sea por espilitas en la faja oriental o por los basaltos-andesitas toleíticas de

la faja occidental, pueden diferenciarse sobre la base de la geoquímica de elementos traza. Las primeras muestran afinidades con basaltos de islas oceánicas y los segundos junto a las rocas gábricas de Quebrada Honda exhiben una mayor similitud con rocas de dorsales enriquecidas (E-MORB), pero con niveles más altos de Hf, U, Th, Ba y Cs, posibles indicadores de un metasomatismo de la fuente mantélica relacionado a los procesos de subducción.

En ambas fajas suceden al episodio inicial secuencias de rocas piroclásticas lávicas e intrusivas poco profundas de composición dacítico-riolítica y filiación calcoalcalina. En la faja oriental sus representantes son calcoalcalinos de alto potasio, mientras que en la faja occidental son de potasio normal. Muestran en su conjunto características geoquímicas de arco (enriquecimiento en LREE, altos contenidos de U, Th, K, Cs, Ba y bajos de La y Hf respecto a La), con relaciones Ba/La>10-22, La/Yb = 9-12 y La/Ta = 26-84 (Koukharsky et al., 1988; Breitkreutz et al., 1989) (Cuadro 3).

Los cuerpos de gabros a pórfiros melagábricos, de reducida representación, que cortan a manera de diques a las secuencias arenigianas-llanvirninanas de ambas fajas, presentan carácter alcalino, con relaciones FeO/MgO = 1, 19-1,69, TiO_2 = 3,39-3,93, Ba/La = 6, 4-9, 36 y Ta/La = 11, 1-11, 9. Sus diagramas extendidos de elementos trazas muestran diseños comparables a los basaltos oceánicos de intraplaca (OIB), indicando una posible relación con pulsos extensionales asociados a la evolución de los arcos.

SIERRAS DEL SISTEMA DE FAMATINA

Una característica importante del Sistema del Famatina es la presencia de un volcanismo ordovícico sincrónico con la depositación de sedimentitas marinas poco profundas conteniendo braquiópodos y trilobites eo-ordovícicos (Formaciones Portezuelo de las Minitas y Las Planchadas, Arenigiano; Formación Suri-Los Molles, Llanvirniano inferior; Turner, 1967; Maisonave, 1973; Lavandaio, 1973; De Alba, 1979; Aceñolaza y Toselli, 1977; Toselli et al., 1990). La edad estratigráfica de este volcanismo (Arenigiano - Llanvirniano) parece algo mayor que la del pico de edades radimétricas 455-410 Ma de los granitoides del Sistema de Famatina (ver Figura 4, Rapela et al., 1992), cualquiera sea la escala radimétrica reciente que se utilice.

Sus representantes son fundamentalmente de composición dacítica a riolítica y de naturaleza piroclástica y lávica. Se reconocen con carácter subordinado niveles basálticos e intrusiones riolíticas. Las rocas piroclásticas constituyen junto a las coladas andesítico-dacíticas los grupos litológicos más abundantes. Las volcanitas andesítico-dacíticas son rocas porfíricas fuertemente modificadas, con fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos cloríticos de biotita, piroxeno y/o anfíbol. La presencia de piedmontita, pumpellita y prehnita es distintivo de ellas e indicador del metamorfismo de muy bajo grado o alteración hidrotermal que las ha afectado. Las coladas basálticas, menos frecuentes, muestran serpentinización de sus fémicos, así como reemplazo a anfíbol y epidoto. Agregados cloríticos reemplazan a los fenocristales y microlitas de plagioclasa. Los niveles riolíticos son los de menor representación. Son porfiritas con fenocristales de cuarzo reabsorbidos, plagioclasa alterada a sericita y epidoto y ocasionales fémicos transformados a clorita, opacos y/o calcita, titanita, en una matriz de cuarzo, feldespato, clorita y opacos. En ocasiones muestran texturas granofíricas.

Estudios geoquímicos de las volcanitas del Sistema de Famatina han sido presentados por Toselli et al. (1990) y Mannheim (1993). La alteración que presentan las rocas hace difícil las caracterizaciones, que están basadas mayormente en los elementos inmóviles. Si bien se sugiere una génesis asociada a un arco magmático, se hace notar que los magmas son subalcalinos a moderadamente alcalinos (Toselli et al., 1991) y que el volcanismo tiene un carácter bimodal tanto en las erupciones sinsedimentarias como en los diques post-plutónicos (Mannheim, 1993).

LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LAS SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

En el sector oriental de las Sierras Pampeanas Orientales, en las sierras del Norte de Córdoba, sur de la provincia de Santiago del Estero (sierras de Sumampa y Ambargasta) y en la sierra de Guasayán se encuentran lavas, piroclastitas y rocas hipabisales (pórfiros) sobre el basamento de granitoides y metamorfitas (Lucero Michaut, 1979). Recientemente Millone et al., (1994) han reconocido estructuras tipo caldera en estas secuencias. En la sierra Norte de Córdoba, los pórfidos riolíticos de la zona de Oncán dieron una edad Rb-Sr de 494 ± 11 Ma (Rapela et al., 1991a). La preservación de estos productos volcánicos indica una historia de levantamiento muy diferente a la de los bloques adyacentes de Sierras Pampeanas.

Las rocas se presentan intensamente modificadas (argilitizadas-silicificadas). Al microscopio las volcanitas alteradas permiten reconocer la textura porfírica original, identificándose en las dacitas fenocristales de plagioclasa y biotita desferrizada en una pasta intensa e irregularmente silicificada, mientras que las riolitas exhiben cristales de ortosa y fémicos totalmente reemplazados y escasos. En el caso de los pórfiros riolíticos las pastas son granudas finas cuarzo-feldespáticas con evidencia de silicificación secundaria. Las tobas dacíticas a riolíticas muestran total desnaturalización del material vítreo, fundamentalmente silicificación del mismo. En la zona de Oncán la geoquímica de los pórfidos riolíticos indica que se trata de variedades de alta sílice (SiO_2 > 75%), suavemente peraluminosas. Aun en un estrecho rango de SiO_2 (75, 7-77, 7%) se observan variaciones significativas: con el incremento de acidez disminuyen el Mg, Fe y Ti y la relación La/Yb, en tanto se incrementan la relación Rb/Sr, el contenido total de tierras raras y la anomalía negativa de Eu. Estas variaciones fueron atribuidas a fraccionamiento de feldespatos, en tanto que la alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7109) a la presencia de un componente supracortical en la fuente o una extensiva contaminación con las rocas de caja durante el ascenso (Rapela et al., 1991a).

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999

4) PROTEROZOICO Y PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

Luis Dalla Salda[1], Alejandro Toselli[2], Roberto Caminos† y Carlos Gardini[3]

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Pampeanas constituyen la mayor unidad ígneo-metamórfica de la Argentina; las edades de sus metamorfitas y granitoides indican que evolucionaron entre el Neoproterozoico y el Paleozoico superior; desde este último a nuestros días han sido montañas de bloque de retroarco. Este complejo metamórfico desarrolló equivalentes restringidos en la Puna y el Macizo Nordpatagónico.

Una importante faja ubicada en la región oeste de las Sierras Pampeanas con características litológicas, patrones estructurales y evolución tectónica propia permitió su separación como Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos, 1979). Esta faja occidental está caracterizada por la presencia de abundantes derivados metamórficos de calizas, dolomías, rocas calcosilicáticas e ígneas básicas y ultrabásicas, así como por la escasez de granitoides.

Datos e interpretaciones geológicas regionales sobre las Sierras Pampeanas Occidentales aportados por González Bonorino (1950), Caminos (1973), Criado Roqué et al. (1981), Dalla Salda (1987), Dalla Salda et al. (1992 a y b, 1993), Toselli et al. (1992) muestran una larga y compleja evolución tectometamórfica e ígnea de este ambiente. Caminos (1979) lo describió en detalle, resumiendo su geología objetivamente.

LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES: EL CINTURÓN METAMÓRFICO

Las Sierras Pampeanas Occidentales están integradas por dos unidades litoestratigráficas mayores de distinta edad. La primera y más antigua está representada por afloramientos alargados o *inliers* de rocas metamórficas de alto grado de edad Grenville (1.000-1.100 Ma; Varela y Dalla Salda, 1993; Mc Donough et al., 1993; Ramos et al., 1993). La segunda, supracortical respecto al Grenville, es un grupo de metamorfitas que comprenden dos conjuntos separables por sus protolitos: la primera derivó de sedimentos y la segunda de rocas ígneas básicas y ultrabásicas. Esta unidad está caracterizada por metamorfitas de bajo a mediano grado y muestra metapelitas aluminosas, con asociaciones de clorita-moscovita-biotita-almadino.

Las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por componer un cinturón metamórfico integrado de norte a sur por las sierras de San Buenaventura, Fiambalá, Toro Negro, Cuminchango, Umango-Maz, Pie de Palo - Barboza, Valdivia, La Huerta, Valle Fértil y El Gigante.

La sierra de San Buenaventura se caracteriza por las migmatitas y los esquistos de la ***Formación Chango Real*** (Turner, 1962), que aloja en contacto tectónico lentes de rocas ultrabásicas poco deformadas y diques de volcanitas basálticas, ultramáficas y alcalinas (Villar 1975 a y b)

En el sureste de la sierra de Fiambalá, Caminos (1979) describió la faja metamórfica como compuesta por migmatitas, ortogneises y anfibolitas, con granolitas y granoblastitas (Villar et al., 1979). El protolito se interpretó como una asociación de pelitas, grauvacas y rocas calcosilicáticas metamorfizadas en dos eventos, uno de grado anfibolita y otro retrógrado (Page et al., 1992). Una faja básica-ultrabásica se desarrolla dentro del basamento granulítico controlada por un fracturamiento noroeste, que separa dos subzonas: una nordeste con hipersteno-plagioclasa y otra suroeste con clinopiroxeno-granate-cuarzo. Esta faja fue considerada de tipo alpina (Toselli et al., 1992); más recientemente Grissom et al. (1992) y Page et al. (1992) la interpretan como sintectónica, de edad ordovícica y parte de la raíz de un arco magmático protogondwánico, o como la expresión en las Sierras Pampeanas de la apertura de una cuenca ordovícica en la Puna. La presencia de granitoides cámbricos descriptos por estos últimos autores, y la hipótesis presentada por Dalla Salda et al. (1992 a y b), parecería confirmar la primera posibilidad.

En la sierra de Toro Negro son comunes las rocas en facies de esquistos verdes y de anfibolitas en transición a facies de granulitas; estas últimas predominan en el cordón de Cuminchango, donde las rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas, de formas lenticulares, se presentan con dirección N-S, (Villar 1975 a y b; Caminos 1979; Villar, 1985).

En la sierra de Maz fueron reconocidas tres zonas de metamorfismo regional dinamotérmico y dos eventos deformativos (Kilmurray y Dalla Salda 1971 a). El primer evento llegó a formar estaurolita, cianita y sillimanita (Grenvilliano?). El segundo, granate en facies de anfibolitas epidóticas, en una zona de esquistos (Famatiniano?). En ambos episodios hubo migmatización; posteriormente se emplazaron cuerpos graníticos menores que desarrollaron un metamorfismo térmico local.

En la sierra de Pie de Palo se reconocieron dos zonas metamórficas (Dalla Salda y Varela, 1984). Una, constituida por rocas en facies de medio a alto grado con granitización local (***Esquistos del Centro***), sufrió condiciones de presión media y alta temperatura; esta unidad fue datada como Grenvilliana, ca. 1.000 Ma, por Varela y Dalla Salda (1993) y Mc Donough et al. (1993). Su evolución polimetamórfica se inicia con facies de esquistos verdes, luego de anfibolitas y finalmente un episodio (con deformación) retrógrado de grado clorita. La otra zona fue caracterizada como de menor grado metamórfico y se denominó ***Metamorfitas Caucete***. Estas rocas derivaron de sedimentos químicos y clásticos, ricos en materia orgánica, acompañados por rocas ígneas básicas. Esta unidad fue asignada al Paleozoico inferior y comparada con la Caliza San Juan de la Precordillera (Linares et al., 1982).

En el cerro Valdivia dos eventos metamórficos en facies de esquistos verdes y anfibolitas, desarrollaron granate, biotita,

1. CONICET-UNLP. Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº644, 1900 La Plata.
2. CONICET-UN Tucumán. Instituto Miguel Lillo. Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
3. Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco y Pedernera, 5700. San Luis.

clorita y hornblenda; el primer evento fue el más significativo (Kilmurray y Dalla Salda, 1971 b; Dalla Salda y Rapela, 1972). Recientes investigaciones en el área, demostraron la presencia de rocas cuarcíticas con granate rico en manganeso, típicas de fondo oceánico (Dalla Salda et al., en preparación).

La sierra del Valle Fértil se caracteriza por rocas que alcanzaron facies de anfibolitas de alto grado, con ortosa, sillimanita y almandino, y facies de granulitas con gneises cordieríticos, asociados a rocas ultrabásicas. Ellas indican en general, presión baja para el principal evento metamórfico (Mirré, 1971). Asimismo han sido reconocidas facies de anfibolitas y granulitas, tanto en esta sierra como en la de La Huerta (Llano y Castro de Machuca, 1984). Vujovich (1992) interpretó una extensa zona de metabasitas como un arco islándico acretado durante el Precámbrico superior, en la sierra de La Huerta.

La sierra del Gigante está compuesta por un basamento cristalino integrado por dos bloques tectoestratigráficos con características litológicas y estructurales distintas: El Gigante, que constituye el cuerpo mayor de la sierra, y El Tala ubicado en el extremo norte. Las metamorfitas del bloque El Gigante se denominaron ***Complejo Metamórfico El Gigante***, integrado por los ***Esquistos Los Morteritos***, que forman bancos potentes de composiciones y fábricas variadas: micáceos, grafíticos y bandeados. Los micáceos son los más comunes (Gardini, 1992).

El ***Mármol El Gigante*** aflora en bancos de poca potencia, bandeados o macizos; son calcíticos con escasa moscovita, plagioclasa sódica, epidoto, biotita y grafito. Se reconocieron rocas con alta proporción de talco y tremolita, interpretadas como metadolomitas silíceas. La ***Anfibolita La Vinchuca*** se presenta en cuerpos lentiformes concordantes con la esquistosidad regional. Se distinguen variedades macizas y foliadas, compuestas por hornblenda y tremolita-actinolita, andesina-oligoclasa, biotita, clorita y cuarzo. El ***Gneis Quebrada Grande*** (cuarzo feldespático y calcosilicático) ocupa el tercio austral y el núcleo de la estructura central de la sierra. Los gneises calcosilicáticos se asocian a mármoles, esquistos y anfibolitas; presentan porfiroblastos de microclino y granate, además de cuarzo, oligoclasa, biotita, moscovita, epidoto y calcita. La ***Cuarcita Loma Cortada***, repetida tectónicamente ya sea por fallas o por plegamiento, es granoblástica y está constituida por cuarzo, escaso feldespato y micas.

El bloque El Tala se halla en contacto tectónico con el bloque El Gigante mediante una zona de cizalla siniestral y se caracteriza por contener a la ***Embrechita El Tala*** (Gardini 1992). Es de composición granítica, con porfiroblastos de microclino de formas ocelares acompañado por cuarzo, oligoclasa, biotita, moscovita, epidoto, calcita, apatita y titanita.

El metamorfismo principal M2, desarrolló facies de esquistos verdes, grado biotita y granate; localmente alcanzó facies de anfibolitas. El protolito de las metamorfitas se interpretó como parte de una secuencia sedimentaria marina, poco profunda, en la que se emplazaron rocas ígneas básicas.

LA ESTRUCTURACIÓN REGIONAL Y ALGUNAS RELACIONES METAMÓRFICAS

Trabajos de detalle (Dalla Salda y Varela, 1982; Kilmurray y Dalla Salda, 1971 a y b; Criado Roqué et al., 1981; Gardini, 1992), muestran tres lineaciones regionales nominadas como dominios estructurales (D), definidas por la dirección regional de pliegues y de estructuras planares. Fueron ordenados cronológicamente (Dalla Salda, 1987) para las Sierras Pampeanas de San Juan, San Luis, La Rioja y Córdoba como: D1= N70º -80º ; D2= N330º -340º y D3= N5º -20º.

El dominio relíctico D1, que está caracterizado por estructuras con bajo significado estadístico, se manifiesta a través de pliegues de gran amplitud y baja longitud, con planos axiales de inclinación oeste y escasas estructuras lineares y planares.

En la sierra de Pie de Palo y en el cerrito Barbosa este episodio está caracterizado por un 67% de pliegues con aplanamiento y un 3% de tipo cilíndricos abiertos, Dalla Salda y Varela (1982) denominaron a este episodio fase rifeana, puntualizando que su actividad tuvo lugar durante el Neoproterozoico (Grenville). El dominio tectónico principal D2 es el más conspicuo. En el cinturón occidental la orientación nornoroeste corresponde a pliegues volcados el 72% y sólo el 28% son pliegues abiertos, y los pliegues *kink* son escasos (Dalla Salda y Varela, 1982). Esta fase está regionalmente caracterizada por pliegues volcados hacia el oeste con plano axial y esquistosidad buzando al este y frecuentemente están asociados con fallas de bajo ángulo, paralelas a los planos axiales de los pliegues.

El dominio principal de la sierra de Valle Fértil, nornoroeste inclinando al este (Mirré, 1971), también fue identificado en la sierra de Pie de Palo por Dalla Salda y Varela (1982) y en la sierra de Maz (Kilmurray y Dalla Salda 1971b). Allí fue considerada como una fase de removilización cortical con plegamiento y sobre corrimientos de bajo ángulo.

El dominio estructural D3 está caracterizado por un 15% de pliegues por aplanamiento o flujo, la mayoría están representados por pliegues *kink*, clivaje de deslizamiento y fracturas, revelando su condición frágil durante la deformación de las rocas. En la sierra de Maz se caracteriza por pliegues con plano axial buzante hacia el oeste, a menudo asociados con fracturas que en las últimas fases llegan a predominar sobre el plegamiento (Kilmurray y Dalla Salda, 1971 a). En la sierra de Pie de Palo esta fase dio origen a pliegues abiertos y fallas, cuyo principal efecto metamórfico fue dinámico.

La estructura dominante de la sierra El Gigante se caracteriza por pliegues disarmónicos apretados isoclinales, asimétricos a volcados, con una vergencia al sur y ejes hundidos al oriente. Las metamorfitas presentan una foliación este - oeste con buzamientos al norte y sur en los sectores septentrionales y austral respectivamente; el cambio se produce en el área central, intensamente deformada. Se definieron cinco eventos tectónicos, algunos de los cuales se hallan asociados a los eventos metamórficos. Los dos primeros D1 y D2 poseen direcciones variables, son de carácter relíctico y se encuentran representados por pliegues intrafoliares contenidos en la foliación (S1), que a su vez es plegada isoclinamente, generando la foliación S2 y una lineación L2. El dominio D3, con una dirección promedio de N 75º, origina el estilo de plegamiento que caracteriza a la sierra y es el responsable de las figuras de interferencia más importantes, así como de una fuerte milonitización en la zona austral. La dirección D4=N 340º genera pliegues abiertos con leve vergencia al suroeste y es la causante del plegamiento antiforme del centro de la sierra y de la generación de figuras de interferencia macroscópicas . Consecuentemente se genera una foliación no penetrativa de igual dirección (S4), subparalela a los planos axiales . Durante este último evento la deformación evolucionó en una zona de

transición frágil - dúctil, originándose un incipiente clivaje de crenulación (S5), que evidencia una etapa póstuma de deformación.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

En esta faja occidental, la escasez de granitoides, así como la presencia de intrusivos básicos y ultrabásicos, llevó a la interpretación de un ambiente caracterizado por estrechas zonas de corteza adelgazada por rift, mecanismo que se asimiló a un basculamiento o a una migración orogénica, relacionando las fajas ultrabásicas a zonas de sutura de tipo alpino (Villar, 1985). Las asociaciones minerales de la zona más oriental de la faja, las paragénesis cianita-esturolita y cianita-sillimanita (Caminos, 1973), las cuales pueden ser asignadas a las series de presión media. El pico de presión y temperatura ha sido observado en la sierra de Fiambalá, donde Villar et al. (1979) describieron granolitas con hipersteno, plagioclasa, clinopiroxeno, granate y cuarzo.

Criado Roqué et al. (1981) y Dalla Salda (1987), considerando una actividad tectono- térmica generalizada en el Paleozoico inferior, relacionaron más el origen de la deformación y el metamorfismo a un régimen endógeno de removilización y acreción vertical de la corteza siálica, que a una extensiva interacción de placas rígidas.

El ensamble Sudamérica - Laurentia en un supercontinente del Precámbrico superior, teniendo un basamento grenvilliano en común, es avalado por datos paleomagnéticos y radimétricos (Dalla Salda et al., 1992 b y 1993; Dalziel et al., 1994). Recientes aportes (e.g. Ramos et al., 1993) concuerdan y consolidan esta propuesta. Por su parte, Mc Donough et al. (1993) proponen que la región de la sierra de Pie de Palo se habría formado por la acreción de arcos islándicos, con subsecuente metamorfismo y deformación que llevaron a engrosar la corteza y continentalizaron el margen occidental del terreno Pampia durante las postrimerías del Precámbrico medio (1, 1-1, 06 Ga). Omarini y Sureda (1993) consideran probable la aloctonía del Precámbrico al oeste del orógeno famatiniano, así como una ruptura del supercontinente neoproterozoico y la generación del océano Iapetus del Sur. Los mismos autores asignan el terreno Occidentalia (Dalla Salda et al., 1992 a y b) al bloque Arequipa-Belem-Antofalla, por un proceso de amalgamación acontecido entre el Cámbrico inferior y medio (colisión oclóyica-tacónica), previo a la formación de cuencas cambro - ordovícicas.

Dos eventos colisionales entre Laurentia oriental y Gondwana occidental, referidos a las orogenias tacónica y acádica, podrían ser la causa y origen del orógeno famatiniano, vinculado a la ruptura eocámbrica que generó el océano Iapetus del Sur (Dalla Salda et al., 1992, 1994). El terreno Occidentalia, que se extiende a lo largo de los Andes desde Arica (Perú) a Patagonia, está parcialmente cubierto por la plataforma carbonática - ordovícica de Precordillera y es parte del borde occidental de las Sierras Pampeanas.

En esta hipótesis la colisión tacónica fue precedida por un rifting neoproterozoico a eocámbrico que evolucionó en la ruptura de Laurentia - Gondwana y la apertura del océano de Iapetus del Sur. Posteriormente a esta ruptura se inicia un acercamiento de Laurentia y Gondwana; en él se visualizó el oeste de Gondwana como un margen activo (Ciclo Pampeano). Durante el Ordovícico (Ciclo Famatiniano = Tacónico= Oclóyico, clímax ca. 440-480 Ma) progresó la colisión afectando la corteza y el manto superior, desarrollándose un metamorfismo de media presión y alta temperatura con migmatización y emplazamiento de granitoides sintectónicos. Laurentia, durante una rotación en sentido horario alrededor de Gondwana, produjo la tectónica acádica.

La colisión tacónica se consideró responsable de la formación de la corteza continental ígneo - metamórfica de las Sierras Pampeanas y de la Patagonia. Ello es compatible con recientes investigaciones paleogeográficas (e.g. Dalziel et al., 1994) y con la interpretación de Braccacini (1960), quien presentó la región denominada orógeno colisional famatiniano (Dalla Salda et al., 1992 a y b, 1993) como el cratógeno central argentino.

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F. G. y BORDONARO, O., 1988. Presencia de Asaphiscus (Asaphiscidae, Trilobita) en la Formación Lizoite, Potrerillos, Salta y su significado geológico. Correlación Geológica, Serie 5:21-28, San Miguel de Tucumán.

ACEÑOLAZA, F. G. y TOSELLI, A. J., 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas 2:755-763.

ACEÑOLAZA, F. G. y TOSELLI, A. J., 1977. Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana, 14:55-81.

ACEÑOLAZA, F. G. y TOSELLI, A. J., 1988. El Sistema de Famatina, Argentina:su interpretación como orógeno de margen continental activo. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:A55-A67.

ACEÑOLAZA, F. G., MILLER, H. y TOSELLI, A. J., 1988. The Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian). Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. En:Giese, P. (Ed.): The Southern Central Andes, pp. 25-37. Springer Verlag, Lectures notes Earth Sciences 17.

ACEÑALOZA, F.G., MILLER, F. y TOSELLI, A.J. (Eds), 1990. El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino. Serie Correlación Geológica Nº 4, Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 227pp.

ADAMS, C., MILLER, H. y TOSELLI, A. J., 1990. Nuevas edades de metamor-fismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Eds.):El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino, pp. 209-219. Serie Correlación Geológica 4, San Miguel de Tucumán.

ARGAÑARAZ, R., VIRAMONTE, J. y ZALAZAR, L., 1972. Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:23-32.

ASTINI, R., BENEDETTO, J. L. y VACCARI, N. E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane:A geodynamic model. Bulletin Geological Society of America 107:253-273.

ASTINI, R., RAMOS, V.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E. y CAÑAS, F.L., 1996. La precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:293-324.

BACHMANN, G., GRAUERT, B. y MILLER, H., 1986. Isotopic dating of polymetamorphic metasediments from northwest Argentina. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, H. 9/10:1257-1268.

BACHMANN, G., GRAUERT, B., KRAMM, U., LORK, A. y MILLER, H., 1987. El magmatismo del Cámbrico medio/Cámbrico superior en el basamento del noroeste de Argentina:investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 6:125-127.

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

BAHLBURG, H., 1991. The ordovician back-arc to foreland succesor basin in the Argentinian-Chilean Puna:tectono-sedimentary trends and sea level changes. Special Publication International Association Sedimentology, 12:465-484.

BAIN LARRAHONA H. 1940. Estudio Geológico de la provincia de Córdoba. Boletín Informaciones Petroleras, 192.

BALDO, E. 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Inédito), 235 pags.

BALDO, E., SCHMIDT, C., BERTOLINO, S. y MARTÍNEZ, M., 1993. Características estructurales y petrográficas de las filitas del borde occidental de la Sierra de Pocho. Resúmenes. 9ª Reunión de Microtectónica. Mendoza.

BALDO, E. G., CASQUET, C. y GALINDO, C., 1995. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas). Argentina. Geogaceta, 19:51-54.

BALDO, E., MARTINO, R. y BONALUMI, A. Granolitas de Barrio El Canal, Villa Carlos Paz, Provincia de Córdoba (en preparación).

BARAZANGUI, M. e ISACKS, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, 4:686-692.

BEDER, R. 1922. Estudios Geológicos en la Sierra de Córdoba. Especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección General Geología e Hidrología, Boletín 33.

BODENBENDER, G., 1895. Devono y Gondwana en la República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 15(2-3): 201-252.

BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 19(1):2-211.

BONALUMI, A.A., 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, República Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:E47-E61.

BONALUMI, A. y GIGENA, A., 1982. Plan Oro. Prospección geológico-minera. Informe interno Dirección de Geología de la Provincia de Córdoba. 1:25-65. Córdoba (inédito)

BONALUMI, A. y GIGENA, A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento Calamuchita, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (1-2):73-81.

BONALUMI, A., MORENO, R., GIGENA, A. y SFRAGULLA, J. 1986. Mapa geológico del Departamento San Alberto. Córdoba. Dirección de Geología Córdoba. (inédito).

BRACACCINI, I. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, 10:6.

BREITKREUZ, C., 1986. Das Paleozoikum in den Kordilleren Nord Chiles (21-25 S). Geologisches Rundschau, 74:565-572.

BREITKREUZ, C., BAHLBURG, H., DELAKOWITZ, B. y PICHOWIAK, S., 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 2:171-189.

BROGIONI, N., 1993. El batolito de las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 54-60.

BUCHER, K. y FREY, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. Berlín. 318 pags.

CAFFE, P. 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, Departamentos de Punilla y Cruz del Eje. Provincia de Córdoba. Trabajo Final (inédito). Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, U. N. Córdoba.

CAFFE, P. y BALDO, E. Estructura del basamento metamórfico en el bloque situado al oeste de la Sierra de Cunuputo, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina (en prensa).

CAMINOS, R., 1973 Some granites, gneisses and metamorphic related rocks of Argentina. Special Publication, Geological Society South Africa, 3:333-338

CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En:Turner, J. C. M. (Ed.):Segundo Simposio Geología Regional Argentina, pp. 41-80. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

CASTELLOTE, P.R. 1985. Algunas observaciones geológicas en las Sierras de Ambargasta y Sumampa (Provincia de Sgo. del Estero). Acta Geológica Lilloana 16:2 (259 - 269).

CINGOLANI, C.A. y VARELA R. 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba, R. A. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1:9-35.

CINGOLANI, C. A., VARELA, R., DALLA SALDA, L. y KAWASHITA, K., 1993. Los granitoides del Cerro Veladero, río de La Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de hicrocarburos, Actas 4:68-74.

CISTERNAS, C. E., 1990. Granitoides del extremo norte de la sierra de Narvaez, Catamarca, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:32-35.

CISTERNAS, C. E., 1991. Características geológicas y geoquímicas de los granitoides de La Angostura, Valle Calchaquí, Salta, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, 1, Resúmenes Expandidos:217-220.

COIRA, B., 1974. Levantamiento geológico de la Hoja 9a-b, Salar de Antofalla, provincia de Catamarca. Servicio Geológico Nacional. informe inédito.

COIRA, B., 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la formación Acoite, Abra Pampa, provincia de Jujuy, Argentina. 2º Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas I:35-56.

COIRA, B. y BARBER, E., 1989. Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del río Huaytiquina. Asociación Geológica Argentina Revista, 44:68-77.

COIRA, B. y BARBIERI, M., 1989. Relaciones isotópicas de estroncio de volcanitas Cenozoicas de los Andes Centrales (22º - 24º 30', Puna, Argentina). Asociación Geológica Argentina Revista, 44:78-88.

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

COIRA, B. y NULLO, F., 1989. Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. Asociación Geológica Argentina Revista, 44:89-95.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Reviews, 18:303-332.

COIRA, B., KOUKHARSKY, M. y PÉREZ, A., 1987. Rocas volcánicas ordovícicas de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 4:312-315.

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

CONDIE, K. 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal succesions and their tectonic settings. American Journal of Science 282:341-357.

CRIADO ROQUÉ, P., MOMBRU, C. y RAMOS, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8º Congr. Geol. Arg., Relatorio: 155-192, San Luis.

CUNEY, M., LEROY, J., VALDIVIEZO, P. A., DAZIANO, C., GAMBA, M., ZARCO, A. J., MORELLO, O., NINCI, C. y MOLINA, P., 1989. Geochemistry of the uranium mineralized Achala granitic complex, Argentina:comparison with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europa. Metallogenesis of Uranium deposits, IAEA, TC-542/16:211-232.

DAHLQUIST, J. A. y BALDO, E., 1996. Metamorfismo y deformación Famatinianos en la Sierra de Chepes. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:393-410.Buenos Aires,

DALLA SALDA, L., 1984a. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (1-2):38-51.

DALLA SALDA, L., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba, 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:191-203

DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina, Tectonics 6(3):249-260.

DALLA SALDA, L. y RAPELA, C., 1972. El origen de la anfibolitas del Cerro Valdivia, provincia de San Juan. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:11-121.

DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, I:451-468.

DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 39 (1-2):68-93.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20:617-620.

DALLA SALDA, L., DALZIEL, I., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into the southern South America?. Geology 20:1059-1062.

DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:358-366.

DALZIEL, I., DALLA SALDA, L. y GAGAHAN, L. 1994. Laurentia - Gondwana interactions and the origin of Appalachian - pre Andean mountain system. Geological Society America, Buletin 106:143 - 252.

DAMM, K. W., PICHOWIAK, S. y TODT, W., 1986. Geochemie, Petrologie und Geochro-nologie der plutoniten und des metamorphen grundgebirges in Nord-Chile. Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen, A/66:73-146.

DAMM, K. W., PICHOWIAK, S., HARMON, R. S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. y NIEMEYER, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes:the basament revisited. En:Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska, pp. 101-126. Geological Society of America Special Paper 241, Boulder, Colorado.

DAZIANO, C. O., 1995. El Ciclo Pampeano en las Sierras de Córdoba (CPSC):Los Complejos Básicos-Ultrabásicos y los Granitoides parcialmente anatécticos, Argentina. Boletim de Resumos Expandidos. (168-170). 6º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1º Encontro de Geologia do Cone Sul. Porto Alegre, Brasil.

DAZIANO, C. O., 1995. Las filitas de la formación. La Mermela (FLM):un caso típico de hiperdiagenésis en depósitos aleuríticos de protolito sedimentario, Prov. de Córdoba, Argentina. Boletim de Resumos Expandidos (254-255). 6º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. (p. 1-6). 1º Encontro de Geologia do Cone Sul. Porto Alegre, Brasil.

DE ALBA, E., 1979. El Sistema de Famatina. En:Turner, J. C. M., (Ed.):Segundo Simposio Geología Regional Argentina, pp. 349-396. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

DEBARI, S. M., 1994. Petrogenesis of the Fiambalá intrusion, northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. Journal of Petrology, 35:679-713.

DEMANGE, M., ÁLVAREZ, J., LÓPEZ, L. y ZARCO, J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Córdoba, Argentina). 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:23-29.

DEMANGE, M., BALDO, E. y MARTINO, R., 1993. Estructural evolution of the Sierra de Córdoba (Argentina). Second Symposium of Andean Geodynamic, 513-517. Oxford.

DRESCHER-KADEN, F. K., 1948. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre generische Bedeutung. Springer Verlag.

DURAND, F. y ACEÑOLAZA, F. G., 1990. Caracteres faunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica 4:71-112.

DURAND, F.R., SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., TOSELLI, A.J., ROSSI de TOSELLI, J.N. y MEDINA, M., 1991. The mafic-felsic complex of the southern Paimán Range (La Rioja, Argentina): its significance in the Andean Lower Paleozoic magmatism. A preliminar study. Zentralblatt Geologie und Paläontologie, Teil 1 (1992), Jg. 1991: 1581-1595.

ESCAYOLA, M., 1994. Fajas ultramáficas de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y San Miguel. Departamento Calamuchita. Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral Inédita. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 227 págs.

ESCAYOLA, M., VILLAR, M. y PAGE, N., 1993. Elementos del Grupo de los Platinoideos en la Faja Central de Rocas Ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 1º Congreso Internacional del Platino. Actas I. Brasilia.

GALLISKI, M. A., 1983. Distrito Minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I:el basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi. Asociación Geológica Argentina Revista de, 38:209-224.

GALLISKI, M. A. y MILLER, H., 1990. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi:condicionamientos impuestos por tierras raras e implicancias tectónicas. Reunión de Transectas de América del Sur (Mar del Plata):58-62.

GALLISKI, M. A., TOSELLI, A. J. y SAAVEDRA, J., 1990. Petrology and geochemistry ofr the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. En: Kay, S.M. y Rapela, C. W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska, pp. 91-100. Geological Society of America Special paper 241, Boulder, Colorado.

GARDINI, C. 1992. Geología del basamento de la Sierra de El Gigante, Provincia de San Luis. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de San Luis, 249 pp.

GARZÓN, P. 1992. Petrografía y estructura de La Bolsa y alrededores, Sierra Chica de Córdoba. Trabajo Final (inédito). Departamento de Geología Básica, facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

GONZÁLEZ, R.R., CABRERA, M.A., BORTOLOTTI, P., CASTELLOTE, P., CUENYA, M.P., OMIL, D.M., MOYANO, R.O. y OJEDA, J.R., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquema-tización geográfica y temporal. Acta Geológica Lilloana, 16:289-318.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina. Revista, 5 (3):81-110.

GORDILLO, C., 1979. Observaciones sobre las petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 53 (1-2):3-44. Córdoba.

GORDILLO, C., 1984 . Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización.

Miscelánea 68:1-40, Academia Nacional de Ciencias Córdoba.
GORDILLO, C. y BONALUMI, A., 1987. Termobarometría de la faja migmática de "La Puerta", Departamento Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42:(3-4):255-266.
GORDILLO, C. y LENCINAS, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y de San Luis. En: Turner, J. C. M. (Ed.):Segundo Simposio Geología Regional Argentina, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
GRADSTEIN, F.M. y OGG, J., 1996. A Phanerozoic time scale. Episodes, v. 19: 3-5.
GRISSOM, G. C., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs:Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. Ph. D., Stanford University, p. 262, (inédito).
GRISSOM, G., DE BARI, S., PAGE, R., VILLAR, L., COLEMAN, R. y DE RAMÍREZ, 1992. The deep crust of an early Paleozoic arc, the Sierra de Fiambalá, NW Argentina. En:Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper, 265:189 - 200.
GUERESCHI, A. y BALDO, E., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino, 4:319-326.
HERVÉ, F., GODOY, E., PARADA, M. A., RAMOS, V., RAPELA, C. W., MPODOZIS, C. y DAVIDSON, J., 1987. A general view of the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. En:Monger, J. W. H. y Francheteau, J. (Eds.):Circum Pacific Orogenic Belts and the Evolution of the Pacific Ocean Basin, pp. 97-114. American Geophysical Union, Geodynamic Series 18:97-103.
HUNGENFORD, N., SIMS, J., LYONS, P., PIETERS, P. y STUART-SMITH, P., 1996. Magnetic interpretation of the geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas. Cooperative Proyect AGSO-SEGEMAR. Servicio Geológico Argentino (inédito).
HÜNICKEN, M. y PENSA, M., 1980. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Formación Chancaní) y de las filitas (Formación La Mermela) del borde occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa, Provincia de Córdoba. Boletín Academia Nacional Ciencias 53(3-4):255-285.
ISACKS, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, 93 B4:3211-3231.
JOHANNES, W., 1988. What controls partial melting in migmatites?. Journal of Metamorphic Geology 6:451-466.
JORDAN, T. E. y ALLMENDINGER, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of the Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286:737-764.
KAY, S. y ABBRUZZI, J., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the Central Andean «flat-slab» between 30º and 32º S. Tectonophysics 259: 15-28.
KILMURRAY, J. y DALLA SALDA, L., 1971a. Las fases de deformación y metamorfismo en las Sierras de Maz, provincia de La Rioja, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (2):245-263.
KILMURRAY, J. y DALLA SALDA, L., 1971b. Las fases de deformación y metamorfismo en el área del Cerro Valdivia, provincia de San Juan, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (1):25-39.
KNÜVER, M. y MILLER, H., 1982. Rb-Sr geochronology of the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges, NW Argentina). 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 3:457-471.
KOUKHARSKY, M. y MIRRÉ, J. C., 1974. Nuevas evidencias del vulcanismo ordovícico en la Puna. Asociación Geológica Argentina Revista, 29:128-134.
KOUKHARSKY, M., COIRA, B., BARBER, E. y HANNING, M., 1988. Geoquímica de vulcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicancias tectónicas. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 3:137-151.
KOUKHARSKY, M., COIRA, B. y MORELLO, O., 1989. Vulcanismo ordovícico de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, 44:207-216.
KRAEMER, P., ESCAYOLA, M. y MARTINO, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 30º LS - 32º LS. Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 50(1-4):47-59.
KRETZ, R., 1983. Symbols for rock - forming minerals. American Mineralogist. 68:277-279.
LAVANDAIO, E., 1973. Geología del cerro Taolar, Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:41-54.
LEMA, H.,1980. Geología de los afloramientos del Arroyo Peñas Blancas, Sierra de Yulto, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 35(1): 147-150.
LE ROUX, M., 1988. Cantera de Vermiculita La Saltona (Departamento Punilla, Pedanía San Antonio). Cartografía y consideraciones petrológico-estructurales. Trabajo Final. (inédito). Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, U. N. Córdoba.
LINARES, E. y GONZÁLEZ, R. R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina (1957-1987). Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie B, 628p., Buenos Aires.
LINARES, E., LLAMBÍAS, E. J. y LATORRE, C. O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asociación Geológica Argentina Revista de, 35:87-146.
LINARES, E., PANARELLO, H., VALENCIA, S. y GARCÍA, M., 1982. Isótopos de carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las sierras chica de Zonda y de Pie de Palo, Provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (1):80 - 90.
LIRA, R. y KIRSCHBAUM, A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S. M. y Rapela, C. W. (Eds.):Plutonism from Antarctica to Alaska, pp. 67-76. Geological Society of America Special Paper 241, Boulder, Colorado.
LIRA, R. y RIPLEY, E. M., 1989. Fluid inclusion studies of the Rodeo de los Molles; REE and Th deposit, Las Chacras batholith, Central Argentina. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54:663-671.
LIRA,R., MILLONE, H., KIRSCHBAUM, A. y MORENO, R., 1996. Granitoides calcoalcalinos de arco magmático en la sierra Norte de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:
LIRA, R., MILLONE, H.A., KIRSCHBAUM, A.M. y MORENO, R.S., 1997. Magmatic-arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10(2):157-178.
LLAMBÍAS, E. J. y MALVICINI, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las sierras de El Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37:100-143.
LLAMBÍAS, E. J., CAMINOS, R. y RAPELA, C. W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:85-117.
LLAMBÍAS, E. J., CINGOLANI, C., VARELA, R., PROZZI, C., ORTIZ SUÁREZ, A., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. 6º Congreso Geológico Chileno, 1, Resúmenes Expandidos:187-191.
LLANO, J. y CASTRO de MACHUCA, B., 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la Quebrada de Yanzi, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:243-263.
LÓPEZ DE LUCHI, M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, provincia de San Luis. 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 4:84-87.
LORENC, M. y PÉREZ, W.A., 1987. Las rocas ígneas del extremo norte de la Sierra de Paimán, provincia de La Rioja, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 111-114.
LORK, A. y BAHLBURG, H., 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2do. Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 1-6
LORK, A., MILLER, H. y KRAMM, U., 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basament. Journal of South American Earth Sciences, 2:147-153.
LORK, A., GRAUERT, B., KRAMM, U. y MILLER, H., 1991. U-Pb investigations of monazite and polyphase zircon: implications for age and petrogenesis of trondhjemites of the southern Cordillera Oriental, NW Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos:298-302.
LOTTNER, U. S. y MILLER, H., 1986. The Sierra de Ancasti as an example of the structurally controlled magmatic evolution in the Lower Paleozoic basement of the NW-Argentine Andes. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1:1269-1281.
LUCERO M., H.N., 1949. Estudio geológico y petrográfico de la sección de la Sierra Norte entre Dean Funes y Quilino. Tesis doctoral, Facultad Ciencias Exactas, Físi-

cas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita).

LUCERO, H. N. 1958. Sobre las psamitas y conglomerados arcósicos intercalados en el basamento de la Sierra Norte de Córdoba. Comunicaciones del Museo de mineralogía y Geología de la Universidad Nacional de Córdoba, Boletín 34.

LUCERO MICHAUT, H.N., 1969. Descripción geológica de las hojas 16h (Pozo Grande) y l7h (Chuña Huasi) Escala l:200. 000. Dirección Nacional Geología y Mimería, Boletín 107.

LUCERO MICHAUT, N., 1970. Descripción geológica de la hoja 19h (Cruz del Eje), Escala 1:200.000 - Dirección Nacional de Minería. Boletin 179.

LUCERO MICHAUT, N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En:Turner, J. C. M. (Ed.):Segundo Simposio Geología Regional Argentina, pp. 293-348. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

LUCERO MICHAUT, H. N., 1981/82. Contribución al conocimiento geológico del cordón oriental de la Sierra de Norte de Córdoba entre Simbolar y el límite con Santiago del Estero-Provincia de Córdoba. Boletín Asociación Geológica de Córdoba.

LUCERO MICHAUT, H. N. y DAZIANO, C. O., 1984/85. Sobre la presencia de rocas pertenecientes a la Formación La Lidia-Simblohuasi en el bajo faldeo cccidental de la Sierra de Sauce-Puncu (Sierra Norte de Córdoba), Boletín Asociación Geológica de Córdoba, 7:411-415.

LUCERO MICHAUT, H. N. y GAMKOSIÁN, A., 1995. Mapa Geológico de la provincia de Córdoba, 1:500. 000. Secretaría de Minería de la Nación. Buenos Aires.

LUCERO MICHAUT, H. N. y OLSACHER, J., 1981. Descripción Geológica de la Córdoba. Tomo 4 (1- 4):223-235, Córdoba.

MAISONAVE, H. M., 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:75-87.

MALVICINI, L. y BROGIONI, N., 1993. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos «Las Águilas Este», provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina Revista, 48:3-20.

MANCA, N., COIRA, B., BARBER, E. y PÉREZ, A., 1989. Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy. Asociación Geológica Argentina Revista, 44:237-245.

MANNHEIM, R., 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:147-155.

MARTINO, R., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Córdoba. (inédita), 174 pags.

MARTINO, R., 1992. Estructura de los mármoles de Corral de Carnero, Pampa de San Luis; Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 47 (4):417-429.

MARTINO, R., 1993a. La faja de deformación "Guamanes":petrografía, estructura interna y Significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 48 (1):21-32

MARTINO, R., 1993b. Las fajas de deformación de las Sierras Pampeanas, Argentina Central: Reseña general. Informe beca externa CONICET. (Inédito).

MARTINO, R. y KRAEMER, P., 1990. Estructura de los mármoles y rocas asociadas de Iguazú, Sierra Grande, Provincia de Córdoba. 6ª Reunión de Microtectónica. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias de Buenos Aires. 8:35-39.

MARTINO, R., LAW, R. y SIMPSON, C., 1993a. Evidence for orthogonal contractional orogeny in The Pampean Ranges of Córdoba, Central Argentina. EOS 74 (16):302.

MARTINO, R., LAW, R. y SIMPSON, C., 1993b. Tectonic - (Ocloyic) - aged west - directed ductile thrust in basement rocks of The Sierras Pampeanas Aregntinas. GSA. Abstracts with Programs 25(6) A 233.

MARTINO, R., MUNN, B., KRAEMER, P., ESCAYOLA, M. y GUERESCHI, A., 1994a. Thermobarometry at 32º LS in the Pampean Ranges near Córdoba, Argentina. Abstracts GSA with programs, A-226.

MARTINO, R., ESCAYOLA, M. y SAAL, A., 1994b. Estructura del cuerpo de "kinzigita"del Río Santa Rosa, Departamento Calamuchita. Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 49 (1-2):3-10.

MARTINO, R., SIMPSON, C. y LAW, R., 1994c. Ductile thrusting in Pampean Ranges: its relationships with the Ocloyic deformetion and tectonic significance. IGCP, Meeting Project 319-376. Nova Scotia, Canadá.

MARTINO, R., KRAEMER, P., ESCAYOLA, M., GIAMBASTIANI, M. y ARNOSIO, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32ºLS. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4):60-77).

MARTINO, R., GUERESCHI, A. y GIAMBASTIANI, M., El sinformal de la Sierra Blanca:petrología y evolución estructural, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Enviado a Revista de la Asociación Geológica Argentina.

MASSABIE, A., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. (2):153-173.

McDONOUGH, M. R., RAMOS, V. A., ISACHSEN, C. E., BOWRING, S. A. y VUJOVICH, G. I., 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan:sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:340-342.

MÉNDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. y VIERA, V., 1973. Faja eruptiva de la Puna oriental. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:89-100.

MILLER, C. F., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W. y TOSELLI, A. J., 1991. Génesis de los granitoides Paleozoicos peraluminosos, áreas Tafí del Valle y Cafayate, Sierras Pampeanas, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, 1, Resúmenes Expandidos:36-39.

MILLONE, H. A., MORENO, R. S., LIRA, R. y KIRSCHBAUM, A., 1994. An ancient collapse breccia and caldera-type structures spatially associated with regional Mn-Ba mineralization in the Sierra Norte Tanges, Córdoba province, Argentina. 9 IAGOD Symposium, Institut of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, China.

MIRRÉ, J. C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional de alto grado:la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26:113-127.

MOYA, C., MALANCA, S., HONGN, F. D. y BAHLBURG, H., 1993. El Tremadoc temprano en la Puna occidental Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:20-30.

MPODOZIS, C., HERVÉ, F., DAVIDSON, J. y RIVANO, S., 1983. Los granitoides de Cerro de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del paleozoico inferior en los Andes del norte de Chile. Revista Geológica de Chile, 18:3-14.

MUTTI, D., 1991. Las rocas ultrabásicas de la Provincia de Córdoba. Interpretación geológica e implicancias geotectónicas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales de la Universidad de La Plata 1:185-196.

MUTTI, D. I., 1992. Las rocas ultrabásicas-básicas de la provincia de Córdoba:interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. En:Brodtkorb, M. K. y Scahalamuk, I. B. (Eds.):Primera Jornada de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de rocas Ultrabásicas, pp. 411-432. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata.

NIEMEYER, H., 1989. El complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, región de Antofagasta:significado tectónico. Revista Geológica de Chile, 16:163.

OLSACHER, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20h, Los Gigantes. Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 90.

OLSACHER, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 21h Cerro Champaquí. Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 1-64.

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

OMARINI, R. y SUREDA, R., 1994. El basamento centroandino y sus cuencas marginales entre el rift irúyico (515 Ma) y la colisión oclóyica (435 Ma). 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:491-497.

OMARINI, R., VIRAMONTE, J. G., CORDANI, U., SALFITY, J. y KAWASHITS, K., 1984. Estudio isotópico de la faja eruptiva de la Puna a los 22º 35'S, Argentina. 2º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:258-269.

ORTIZ SUÁREZ, A., PROZZI, C. y LLAMBÍAS, E. J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48:269-277.

OYARZÁBAL, F. R., 1988. Geología del Basamento Cristalino del extremo NE de la Sierra de Quilmes, Salta. Tesis Doctoral. Facultad de Cs. Naturales e Instituto M. Lillo. Universidad Nacional Tucumán. (Inédita).

PAGE, S., PAGE, R. y VIRUEL, M., 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca. Asociación Geológica Argentina, Revista 47 (40):373 - 388.

PALMA, M. A., PÁRICA, P. D. y RAMOS, V. A., 1986. El granito de Archibarca. Su edad y significado tectónico, provincia de Catarmarca. Asociación Geológica Argentina Revista, 41:414-419.

PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J., BALDO, E., DAHLQUIST, J. y PASCUA, I., 1996. Sierra de Los Llanos, Malanzán and Chepes:Ordovician I and S-type granitic magmatism in the Famatinian Orogen. 13º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas (en prensa).

PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., SAAVEDRA, J., BALDO, E., DAHLQUIST, J., PASCUA, I. y FANNING, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C.W., (Eds.). The Proto-Andean Margin of South America: Special Publication of the Geological Society, London (en prensa).

PASCHETTA, A., 1952. Contribución al conocimiento de los esquistos cristalinos del oeste de la Sierra de Córdoba. Comunicaciones del Museo de Mineralogía y Geología. 15:1-59. Córdoba.

PASTORE, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la Sierra de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 36:1-67.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25:956-983.

PÉREZ, E., 1994. Cartografía y petrografía de las facies graníticas del borde oriental del Batolito de Achala y su encajonante metamórfico. Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. U. N. Córdoba

PÉREZ, M. B., RAPELA, C. W. y BALDO, E. G., 1996. Geología de los granitoides del sector septentrional de la Sierra Chica de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:493-506.

PÉREZ, W.A., 1988. Evidencias preliminares de mezcla de magmas en el norte de la Sierra de Paimán, República Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 3:I45-I62.

PÉREZ, W. y KAWASHITA, K., 1992. K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from the Sierra de Paimán, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 5:251-254.

PUGLIESE, L., 1994. Geoquímica y Petrogénesis del complejo máfico-ultramáfico estratificado del Cerro La Cocha- Bosque Alegre-Sierra de Córdoba, Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba.

QUARTINO, B., TABACCI, E. y DE LA IGLESIA, A., 1968. Geología y recursos minerales de las sierras de Ambargasta y Sumampa (Santiago del Estero). Dirección Provincial de Minería de Santiago del Estero (inédito).

RAMOS, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Earl y Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes 11(3):168-174.

RAMOS, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30º-33º S lat.). En: Reutter, K., Scheuber, E. y Wigger, P. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution: 249-261. Springer Verlag. Berlín.

RAMOS, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. Ciencia Hoy 6(32): 24-29.

RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J. M. y PALMA, M. A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5:855-880.

RAMOS, V., VUJOVICH, G., KAY, S. M. y McDONOUGH, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas occidentales:la Sierra de Pie de Palo y su intergración al supercontinente Proterozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:343-357.

RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I. y DALLMEYER, R. D., 1996. Los klippes y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 134º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:377-392.

RAPELA, C. W., 1976a. El basamento metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. Asociación Geológica Argentina Revista, 31:203-222.

RAPELA, C. W., 1976b. Las rocas graníticas de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. Asociación Geológica Argentina Revista, 31:260-278.

RAPELA, C. W. y LLAMBÍAS, E., 1998. El magmatismo gondwánico y los ciclos fanerozoicos. (este volumen).

RAPELA, C. W. y PANKHURST, R. J., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba:pre-Famatinian subduction? and crustal melting. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:491-492.

RAPELA, C. W. y SHAW, D. M., 1979. Trace and major element models of the granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43:1117-1129.

RAPELA, C. W., HEAMAN, L. y McNUTT, R. H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. Journal of Geology, 90:574-582.

RAPELA, C. W., TOSELLI, A., HEAMAN, L. y SAAVEDRA, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas:An inner Cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En:Kay, S. M. y Rapela, C. W. (Eds.):Plutonism fron Antarctica to Alaska, pp. 77-90. Geological Society of America Special Paper 241, Boulder, Colorado.

RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J. y BONALUMI, A. A., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, 1, Resúmenes Expandidos:19-22.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., KIRSCHBAUM, A. y BALDO, E.G.A., 1991b. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: ¿Evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Ampliados: 40-43.

RAPELA, C. W., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. International Geology Review, 34(11):1081-1142.

RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J., TOSELLI, A. y PELLITERO, E., 1996. El plutonismo fuertemente peraluminoso de las Sierras Pampeanas Orientales. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:337-354.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J. y GALINDO, E., 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, En: Pankhurst, R.J y Rapela, C.W., (Eds.). The Proto-Andean Margin of South America: Special Publication of the Geological Society, London (en prensa).

RASMUSS, J., 1916. Rasgos geológicos generales sobre las Sierras Pampeanas. Dirección Minas, Geología e Hidrología, Boletín 13.

REISSINGER, M., 1983. Evolución geoquímica de las rocas plutónicas. Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie, 59:101-112.

RIMANN, E., 1918. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. Boletín Academia Nacional de Ciencias 23:129-202. Córdoba.

ROSSI de TOSELLI, J. y TOSELLI, A., 1979. Caracterización de las Sierras Pampeanas Septentrionales de la República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:595-607, Neuquén.

ROSSI, J. N., TOSELLI, A. J. y DURAND, F. R., 1992. Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico. Estudios Geológicos, 48:279-287.

SAAL, A. 1985. La kinzigita del Río Santa Rosa. Trabajo Final. Departamento de Geología Básica, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional Córdoba.

SAAL., A.E., 1993. El basamento cristalino de la Sierra de Paganzo, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral inédita, Facultad de Ciencias Exactas, Física y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba, 2 vol.

SAAVEDRA, J., TOSELLI, A. J., ROSSI de TOSELLI, J. N. y GARCÍA SÁNCHEZ, A., 1985. The origin of the two-micas granites of the Loma Pelada pluton, northwest Argentina. Lithos, 18:179-185.

SAAVEDRA, J., TOSELLI, A. J., ROSSI de TOSELLI, J. N. y RAPELA, C. W., 1987. Role of tectonism and fractional crystallization in the origin of Lower Paleozoic epidote-bearing granitoids, northwestern Argentina. Geology, 15:709-713.

SAAVEDRA, J., PELLITERO-PASCUAL, E., ROSSI, J.N. y TOSELLI, A.J., 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 5 (1): 21-32.

SABALÚA, J., CHABERT, M. y SANTAMARÍA, G., 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Águilas, provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:497-507.

SAIEG, A., 1994. Cartografía y petrografía de las rocas metamórficas y plutónicas,

entre las localidades de La Cumbre y Cruz Grande. Dtos Punilla- Colón. Trabajo Final. Dto. de Geología Básica. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba.

SALFITY, A. J., GORUSTOVICH, S. A. y MOYA, C., 1984. Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino. International Symposium Central-Andean Tectonics and Relations with Natural Resources. Academia Nacional de Ciencias de Bolivia, La Paz.

SALFITY, J., GORUSTOVICH, M., MOYA, M. y AMENGUAL, R., 1984. Marco teórico de la sedimentación y efusividad cenozoica en la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino Actas I:539-554.

SATO, A. M. y LLAMBÍAS, E. J., 1994. Granitoides pre-cinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:1200-1204.

SCHALAMUK, I., DALLA SALDA, L., ANGELELLI, V., FERNÁNDEZ, R. y ETCHEVERRY, R., 1983. Rocas máficas y ultramáficas. Petrología y mineralización. Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie, 59:113-136.

SCHALAMUK, I., TOSELLI, A., SAAVEDRA, J., ECHEVESTE, H. y FERNÁNDEZ, R., 1989. Geología y mineralización del sector este de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología Revista 20 (1-4):1-12.

SCHON, C. y MILLER, H., 1990a. Desarrollo bifásico del complejo intrusivo al SW de Cachi, provincia de Salta, NW Argentino. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 1:137-140.

SCHON, C. y MILLER, H., 1990b. The evolution of the Lower Paleozoic trondhjemite-granite suites SW of Cachi, NW Argentina. Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, 1:363-366.

STELZNER, A., 1875. Comunicaciones sobre la Geología y Mineralogía de la provincia de Córdoba.

STUART-SMITH, P., MIRÓ, R., PIETERS, P., LYONS, P., SIMS, J. y CAMACHO, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:147-148.

SUÁREZ SORUCO, R., 1976. El Sistema Ordovícico en Bolivia. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 2:111-223.

SUREDA, R., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la Provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 33(4):299-324.

TOSELLI, G.A., 1983. Petrografía del stock granitoide de Las Juntas y metamorfitas encajantes, Sierra de Ambato, provincia de Catamarca. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista 14 (1-2): 15-24.

TOSELLI, A.J. y ACEÑOLAZA, F.G., 1977. Geología de los cuerpos gábricos de la zona de Campanas, Dpto. Famatina, provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana 13 (7): 205-218.

TOSELLI, A. J. e INDRI, D. A., 1984. Consideraciones sobre los silicatos de aluminio en el Granito Capillitas, Catamarca. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:205-215.

TOSELLI, A. J. y ROSSI de TOSELLI, J. N., 1990. Plutonismo en la Formación Puncoviscana. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A.J. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino, pp. 209-219. Serie Correlación Geológica 4, San Miguel de Tucumán.

TOSELLI, A., ROSSI, J. y TOSELLI, G., 1977. El gabro coronítico del Co. San lorenzo. Revista Asociación Geológica Argentina.

TOSELLI, A. J., ROSSI de TOSELLI, J. N. y RAPELA, C. W., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes. Asociación Geológica Argentina Revista, 33:105-121.

TOSELLI, A.J., ROSSI de TOSELLI, J.N., SAAVEDRA, J., GARCÍA, A., DÍAZ TADEI, R., FARÍAS, E., y MEDINA, M.E., 1985. El granito especializado (Sn, W, Ta, Li, Rb, Cs, P) de Los Alisos, Tucumán. Asociación Geológica Argentina, Revista, 40 (1-2):120-123.

TOSELLI, A. J., SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., ROSSI de TOSELLI, J. N., ACEÑOLAZA, F. G. y MEDINA, M., 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. Asociación Geológica Argentina Revista, 45:313-322.

TOSELLI, G. A., SAAVEDRA, J., DEL VALLE CÓRDOBA, G. y MEDINA, M. E., 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona de Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca. Asociación Geológica Argentina Revista, 46:36-50.

TOSELLI, A., DALLA SALDA, L. y CAMINOS, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior de Argentina. En: Gutiérrez Marco, Saavedra y Redano (Eds): Paleozoico Inferior de Ibero - América. 279 - 309.

TOSELLI, G. A., SAAVEDRA, J., DEL VALLE CÓRDOBA, G. y MEDINA, M. E., 1992. Los granitos peraluminosos de la Sierra de Vinquis, Cerro Negro y Zapata (Sierras Pampeanas), provincia de Catamarca, Argentina. Estudios Geológicos 48:247-256.

TOSELLI, A., ROSSI de TOSELLI, J., PELLITERO, E. y SAAVEDRA, J., 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:7-15.

TURNER, J., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca). Asociación Geológica Argentina, Revista 17 (1 -2):11-45.

TURNER, J. C. M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b Chaschuil (provincias de Catamarca y la Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 106.

TURNER, J. C. M. y MÉNDEZ, V., 1979. Puna. En:Turner, J. C. M. (Ed.):Segundo Simposio Geología Regional Argentina, pp. 13-56. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

TURNER, J. C. M. y MON, R., 1979. Cordillera Oriental. En:Turner, J. C. M. (Ed.):2º Simposio Geología Regional Argentina, pp. 57-93. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

VARELA, R. y DALLA SALDA, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. Asociación Geológica Argentina Revista, 47:271-275.

VARELA, R., LLAMBÍAS, E., CINGOLANI, C. y SATO, A., 1994. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:1249-1253.

VIDELA LEÁNIZ, J., 1944. Observaciones Geológicas en la Sierra de Ambargasta (Provincia de Sgo. del Estero). Tesis Doctoral - Universidad Nacional de Córdoba (inédito).

VILLAR, L., 1975 a. Los basaltos alcalinos de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. 6º Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, pág. 54.

VILLAR, L. M., 1975b. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2º Congreso Ibero- Americano Geología Económica, Actas 3:135-155.

VILLAR, L., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 3(4):610-632.

VILLAR, L., GODEAS, M. y SEGAL, S., 1979. El basamento facies anfibolita-granolita y la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. 7º Congreso Geológico Argentino Actas, 2:521-526.

VILLAR, L., CANDIANI, J., MIRÓ, R. y SEGAL, S. 1993. El gabro estratificado del Co. San Lorenzo, 12º Congreso geológico Argentino, Actas 5:175-181.

VILLAR FABRE, J.F., GONZÁLEZ, R. y TOSELLI, A., 1973. Los lamprófiros intrusivos del granito de la Cuesta Miranda. Acta Geológica Lilloana 13 (3): 23-60.

VUJOVICH, G., 1992. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del sector occidental de la Sierra de la Huerta, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Plata (inédita).

VUJOVICH, G. y KAY, S., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica e intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:273-292

WILLNER, A. P., 1990. División tectonometamórfica del basamento del noroeste Argentino. En:Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Eds.):El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino, pp. 113-159. Serie Correlación Geológica 4, San Miguel de Tucumán.

WILLNER, A. P. y MILLER, H., 1982. Poliphase metamorphism in the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges, NW-Argentina) and its relation to deformation. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3:441-455.

WINKLER, H., 1978. Petrogénesis de las rocas metamórficas. Edit. Blume. Madrid. 346 pags.

ZUÁSQUITA, J., 1992. Estructura y petrografía de un sector de la Sierra Chica de Córdoba, entre La Bolsa y el Embalse Los Molinos. Trabajo Final (inédito). Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba.

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (7): 169- 187, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 7

CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DEL NOROESTE ARGENTINO

Florencio G. Aceñolaza, Luis A. Buatois, M. Gabriela Mángano, Susana B. Esteban, M. Franco Tortello y Guillermo F. Aceñolaza

INTRODUCCIÓN

Las sucesiones cambro-ordovícicas del noroeste de la República Argentina están ampliamente representadas en el territorio de las provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán, La Rioja y el subsuelo de Santiago del Estero, Chaco y Formosa. Las mismas se acumularon en dos amplias cuencas (cuenca del noroeste argentino y cuenca del Famatina), las cuales han sido objeto de una particular evolución tectogenética, lo que derivó en la articulación de diferentes modalidades deposicionales. Sus respectivas unidades estratigráficas merecen un minucioso análisis tendiente a establecer con claridad sus características, sus relaciones verticales y laterales y las particularidades de los eventos acaecidos durante su historia geológica.

En el marco regional es factible hacer una adecuada descripción de los diferentes afloramientos que hoy se observan en Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sierras Pampeanas septentrionales. Sin embargo, existe una mayor dificultad para interpretar en este conjunto a las rocas aflorantes en el Sistema de Famatina y, normalmente, el panorama es mucho más complejo cuando se trata de incorporar al modelo regional la cuenca de Precordillera (Ramos et al., 1984; Aceñolaza y Toselli, 1988; Dalla Salda et al., 1992).

Las unidades analizadas en esta revisión representan en conjunto a los ciclos Pampeano y Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1981) y expresan una amplia gama de ambientes marinos, desde sistemas turbidíticos hasta plataformas de variadas dimensiones, regiones litorales y abanicos deltaicos. A su vez, las sedimentitas pueden ser tanto de naturaleza siliciclástica, carbonática y volcanoclástica, albergar intercalaciones volcánicas, estar intruidas por cuerpos plutónicos y, en algunos sectores, presentar un bajo grado de metamorfismo.

A continuación se exponen las características y distribución de las distintas unidades estratigráficas de edad cambro-ordovícica de las denominadas cuencas del noroeste argentino y Famatina, haciendo referencia al contenido fosilífero de las mismas y enfatizando la naturaleza de los ambientes en los cuales se originaron. Asimismo, se discuten los marcos tectónicos postulados para los distintos lapsos estudiados.

CÁMBRICO

El Cámbrico muestra un importante desarrollo en la cuenca del noroeste argentino, encontrándose afloramientos en las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Es necesario señalar que el mismo forma parte de dos diferentes secuencias tectono-sedimentarias, el ciclo Pampeano (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) y el ciclo Famatiniano (Cámbrico medio-Devónico superior). Entre ambas media un importante evento orogenético (Fase Tilcárica) que dio lugar a una neta discordancia angular entre ambos ciclos.

Numerosos autores, desde fines del siglo XIX, han aportado valiosa información relacionada con estos depósitos. Kayser (1876, 1897), Brackebusch (1883), Keidel (1907, 1910, 1943), Bonarelli (1921), Hausen (1925), Feruglio (1931), Windhausen (1931), Sgrosso (1939, 1943), De Ferraris (1940), Herrero Ducloux (1940), entre muchos otros, proveyeron conocimientos geológico-paleontológicos que sirvieron de importante base a estudios posteriores.

CÁMBRICO INFERIOR

La secuencia basal está representada por un complejo de rocas esencialmente pelíticas, cuarcíticas, conglomerádicas y calcáreas fuertemente deformadas y, en ciertas regiones, afectadas por un metamorfismo de bajo grado. Este conjunto se reconoce con el nombre genérico de ***Formación Puncoviscana*** (Turner, 1960a) y tiene la particularidad de contener fósiles que representan al Vendiano (Precámbrico superior) y al Tommotiano (Cámbrico inferior) (Figura 1). Dado el grado de deformación que presentan estas rocas, los pisos anteriormente mencionados se reconocen exclusivamente por su contenido icnofósil.

En el caso particular de los niveles tommotianos, puede afirmarse que ellos se encuentran en el ámbito de Sierras Pampeanas, como es el caso de la sierra de la Ovejería, en Catamarca, donde se registra la icnoespecie *Oldhamia radiata*. Asimismo, otros afloramientos portadores de *Oldhamia radiata*, *O. flabellata*, *Protichnites*, *Didymorphichnus*, *Monomorphichnus* y *Diplichnites* corresponden a distintas localidades de las provincias de Salta y Jujuy (véase lámina 1), como ser Muñano, San Antonio de los Cobres, Palermo, Purmamarca y Cuesta de Aparzo (Aceñolaza y Durand, 1984a, 1986; Durand y Aceñolaza, 1990).

No se tiene la certeza de que los niveles basales de pizarras (***Formación La Aguadita***) en el Sistema de Famatina se correspondan con los del piso Tommotiano, aunque se infieren asignables al mismo ciclo tectono-sedimentario.

Debe destacarse que los afloramientos que tienen las trazas fósiles tommotianas están normalmente representados

Cátedra de Geología Regional Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Miguel Lillo 205, Tucumán (4000), Argentina.

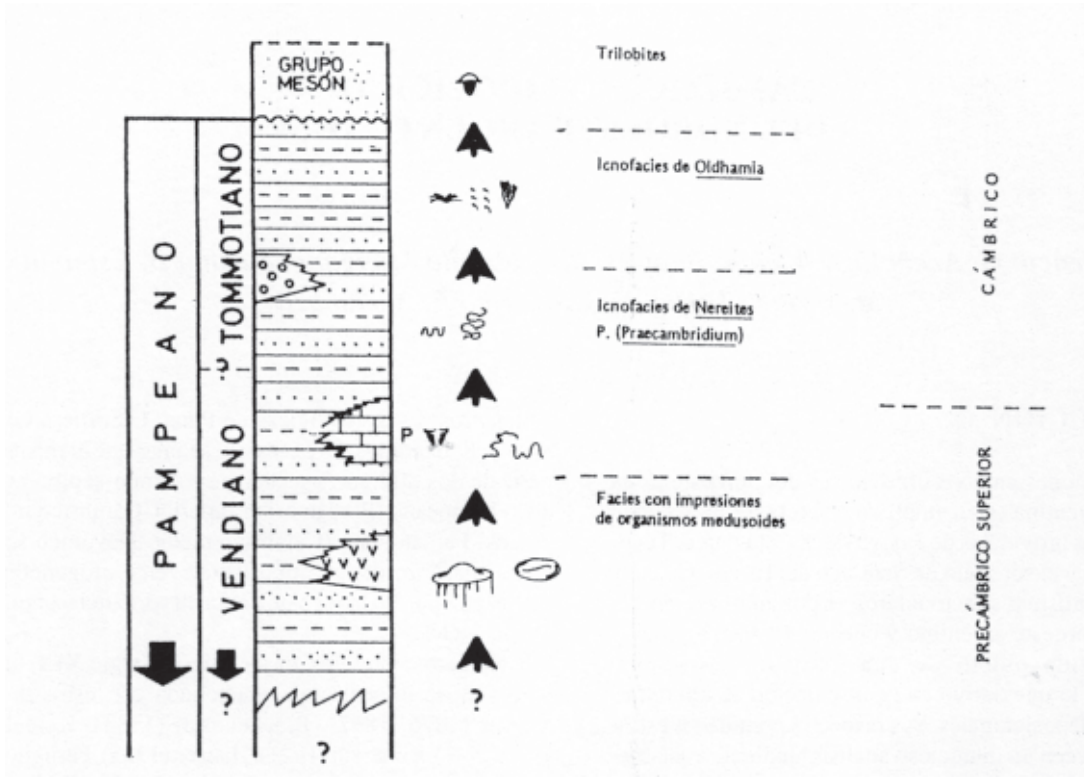


Figura 1. Esquema de la sucesión bioestratigráfica de la Formación Puncoviscana (basado en Durand y Aceñolaza, 1990).

por facies distales, caracterizadas por pelitas y arcilitas negras, grises, verdosas o pardas, normalmente interestratificadas con esporádicos niveles de cuarcitas oscuras (Jezek, 1990).

La cuenca donde tuvo lugar la depositación de estas secuencias se considera emplazada entre el macizo de Arequipa al oeste y el cratón Brasileño-Río de la Plata al este (Aceñolaza y Durand, 1986). Baldis y Omarini (1984) proponen una posición marginal o intracontinental para esta cuenca, mientras otros autores (Jezek, 1990) discuten la existencia de un área continental hacia el oeste.

CÁMBRICO MEDIO Y SUPERIOR

Discordantemente sobre las rocas antes mencionadas, se dispone una potente secuencia sedimentaria clástica cuyos principales afloramientos se reconocen desde la frontera argentino-boliviana (sierra de Santa Victoria) hasta Tucumán (sierra del Campo). Asimismo cabe indicar que también ha sido identificada en perforaciones profundas realizadas en Santiago del Estero y Formosa.

La secuencia comprende, en gran parte, al denominado ***Grupo Mesón***, el cual está integrado por rocas fundamentalmente cuarcítico-arenosas que, de base a techo, se reconocen con los nombres formacionales de ***Lizoite*** (Turner, 1960a), ***Campanario*** (Turner, 1960a) y ***Chalhualmayoc*** (Turner, 1963). Así también, los tramos basales de los ***Grupos Santa Victoria*** (Cordillera Oriental) y ***Cachiyuyo*** (Famatina) son actualmente asignados al Cámbrico superior alto (ej. Benedetto, 1977; Aceñolaza, 1983; Moya, 1988; Manca, 1993; Tortello y Aceñolaza, 1993; Rao et al., 1994; Tortello y Esteban, 1997). No obstante, estos últimos grupos serán tratados con detenimiento en la sección correspondiente al Ordovícico inferior.

El ***Grupo Mesón*** alcanza su mayor desarrollo en la Cordillera Oriental, donde exhibe una potencia que varía entre 160 m en la quebrada de Incamayo hasta 3300 m en la sierra de Santa Victoria. A continuación se describen los caracteres exhibidos por las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc en dos áreas representativas de la Cordillera Oriental: la mencionada sierra de Santa Victoria y la quebrada de Humahuaca.

En la sierra de Santa Victoria, la ***Formación Lizoite*** se inicia con un conglomerado basal con clastos de cuarcitas que llega a tener 27 m de potencia en la zona del cerro Cóndor. Se suceden areniscas cuarcíticas de colores claros, rojizos, rosados y blanquecinos, de grano mediano a fino, muy coherentes, masivas y con estratificación cruzada. Se intercalan paquetes delgados de lutitas verde oliva que varían a colores pardo-verdosos. En la zona de Iruya son frecuentes las intercalaciones conglomerádicas. Las mismas se componen de clastos subangulosos de cuarzo, cuarcitas moradas, rojizas y esquistos oscuros, distribuidos en capas que no sobrepasan los 2 a 3 m de potencia.

Hacia arriba, en concordancia, se dispone la ***Formación Campanario***, que en el cerro homónimo tiene su localidad tipo. La misma está constituida por areniscas rojizas y moradas con intercalaciones pelíticas de igual color. Son abundantes las estructuras sedimentarias y particularmente se destacan los niveles que contienen *Skolithos*. El paso de esta unidad a la ***Formación Chalhualmayoc*** es normal y se reconoce por el cambio neto de las características de las cuarcitas, las cuales pasan a constituir bancos homogéneos de color blanquecino o grisáceo, interrumpidas por escasos niveles pelíticos.

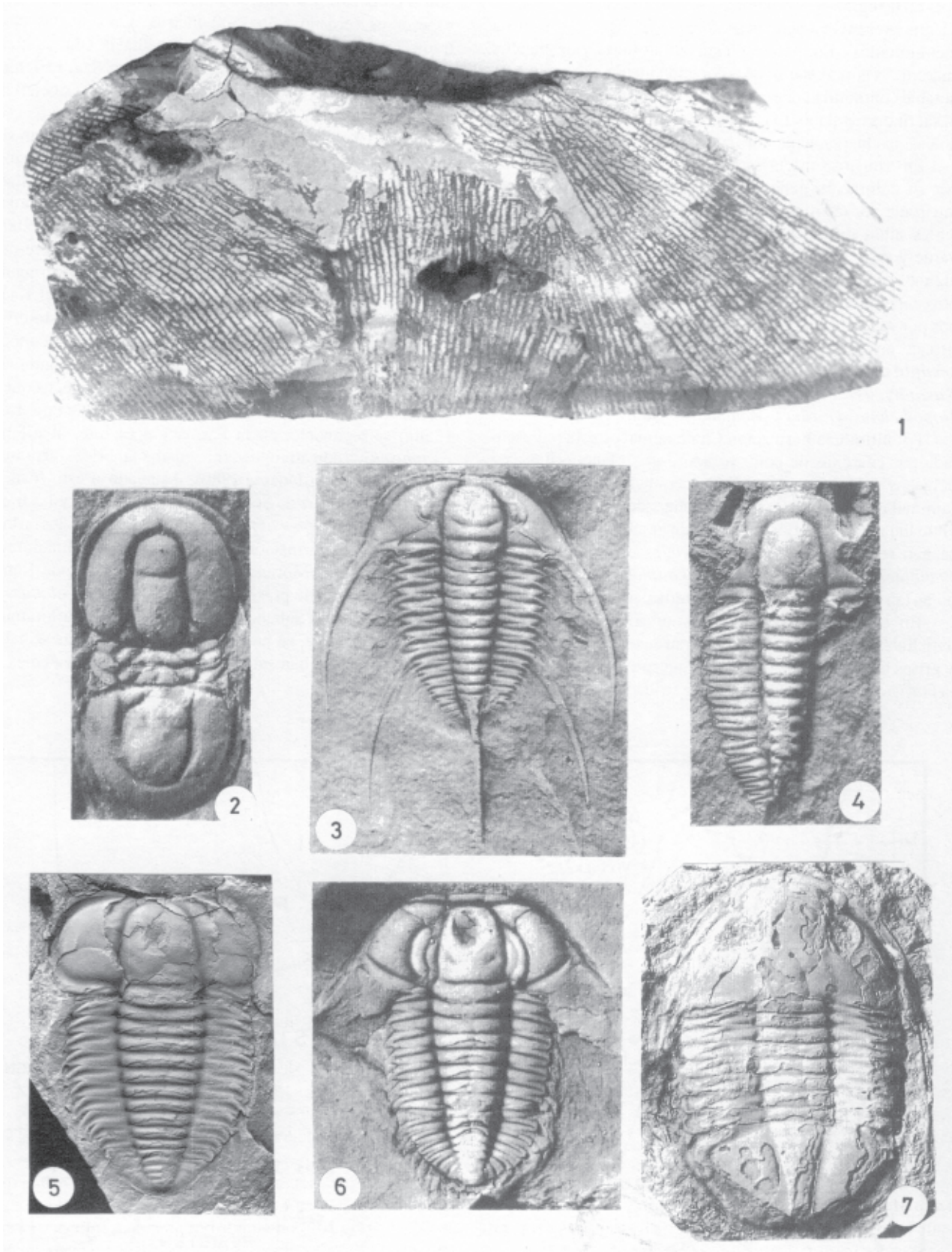


Lámina 1. Graptolitos y trilobites característicos del Eopaleozoico argentino. 1) *Rhabdinopora flabelliformis*, Tremadociano inferior, x0,6; 2) *Micragnostus vilonii*, Cámbrico superior alto-Tremadociano inferior, x10,6 (Harrington y Leanza, 1957: fig. 13.7); 3) *Parabolina argentina*, Cámbrico superior alto-Tremadociano inferior, x5 (Harrington y Leanza, 1957: fig. 25.1); 4) *Angelina hyeronimi*, Cámbrico superior alto-Tremadociano inferior, x4,2 (Harrington y Leanza, 1957: fig. 35.11); 5) *Jujuyaspis keideli*, Tremadociano inferior, x2,0; 6) *Pseudokainnella keideli*, Tremadociano superior, x8,2 (Harrington y Leanza, 1957: fig. 52.5); 7) *Merlinia megacantha*, Arenigiano, x1,5 (Harrington y Leanza, 1957: fig. 89.1)

En la región de la quebrada de Humahuaca, la Formación Lizoite presenta caracteres litológicos similares a los arriba mencionados. En general está constituida por bancos cuarcíticos homogéneos, de coloración blanquecina, con una notable continuidad lateral. Su base exhibe un conglomerado basal fino a mediano. El contenido fosilífero está representado casi exclusivamente por icnofósiles.

En la misma zona, la Formación Campanario se distingue por su coloración generalmente rojiza a verdosa, estando integrada por cuarcitas finas, laminadas, que presentan potentes intercalaciones de bancos pelíticos morado oscuro, verde y rosa. La abundante perturbación biogénica, que en algunos sectores se presenta como verdaderas *pipe rocks*, es otro carácter distintivo. Estudios sobre la icnofauna realizados por Aceñolaza (1978) y Manca (1986) permitieron identificar, en distintos niveles, la existencia de *Cruziana semiplicata*, *Didymaulichnus*, *Bergaueria*, *Laevicyclus*, *Rusophycus*, *Planolites*, *Conostichus*, *Arthrophycus*, *Isopodichnus*, *Gordia* y *Monomorphichnus*.

Por último, la Formación Chalhualmayoc está representada por cuarcitas de color rosado a gris blanquecino, con delgadas intercalaciones conglomerádicas y de areniscas laminadas. En distintas localidades de la quebrada de Humahuaca donde afloran niveles de granulometría más fina se han reconocido trazas fósiles, tales como *Cruziana* y *Planolites,* y fundamentalmente *Skolithos*, cuya frecuencia no es tan importante como en la unidad anterior.

En el área de Aguilar, constituyendo el núcleo del anticlinal de la sierra de Cajas, afloran cuarcitas blanquecinas y grises bien estratificadas que se interpretan equivalentes a la Formación Chalhualmayoc y que se identifican localmente con el nombre de ***Formación Padrioc*** (Aceñolaza, 1968). Su espesor es cercano a los 500 metros. Las mismas pasan transicionalmente y en concordancia a pelitas de edad cámbrica superior pertenecientes a la base del Grupo Santa Victoria, con *Parabolina (Neoparabolina) argentina* (Aceñolaza, 1968).

En la provincia geológica de Puna, estas rocas han sido registradas fundamentalmente en las localidades de Potrerillos, sierra de Cobres, Lipán, Cangrejillos, sierra de Aguilar y Abra Pampa. Es en la primera localidad donde Aceñolaza (1973) describió una secuencia de aproximadamente 200 m constituida por cuarcitas conglomerádicas de matriz verdosa que dan lugar a cuarcitas masivas, con abundantes estructuras sedimentarias y con pseudomorfos de pirita. En el flanco occidental de la sierra de Cobres, Schwab (1973) describió una secuencia de 350 m de cuarcitas en las que reconocen abundantes estructuras sedimentarias tales como óndulas y estratificación diagonal, especialmente en los bancos que se superponen al conglomerado basal. En la zona de Potrerillos (Salta) se reconoció, en la Formación Lizoite, al trilobite *Asaphiscus*, indicativo de una edad cámbrica media-alta (Aceñolaza y Bordonaro, 1989). Asociado a este fósil, se identificaron restos de braquiópodos articulados y las trazas *Cruziana* y *Rusophycus*. Son también notorios los afloramientos de las Formaciones Campanario y Chalhualmayoc en la zona de El Moreno y Laguna Blanca, donde Ramos (1973) determinó la presencia de *Rusophycus bilobatus*.

En las Sierras Subandinas se han localizado afloramientos cuarcíticos que, en base a su litología y sin que se hallan detectado fósiles, han sido asignados como equivalentes del Grupo Mesón.

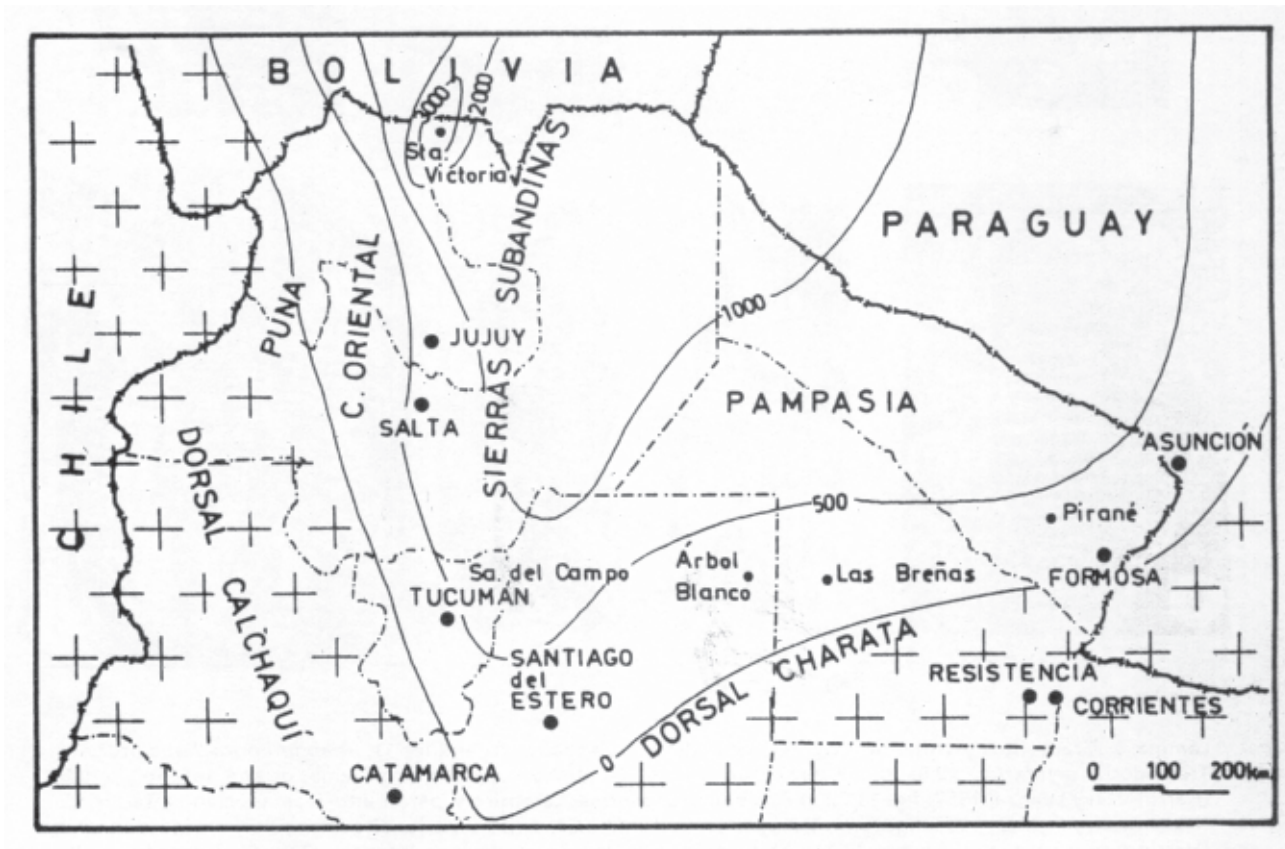
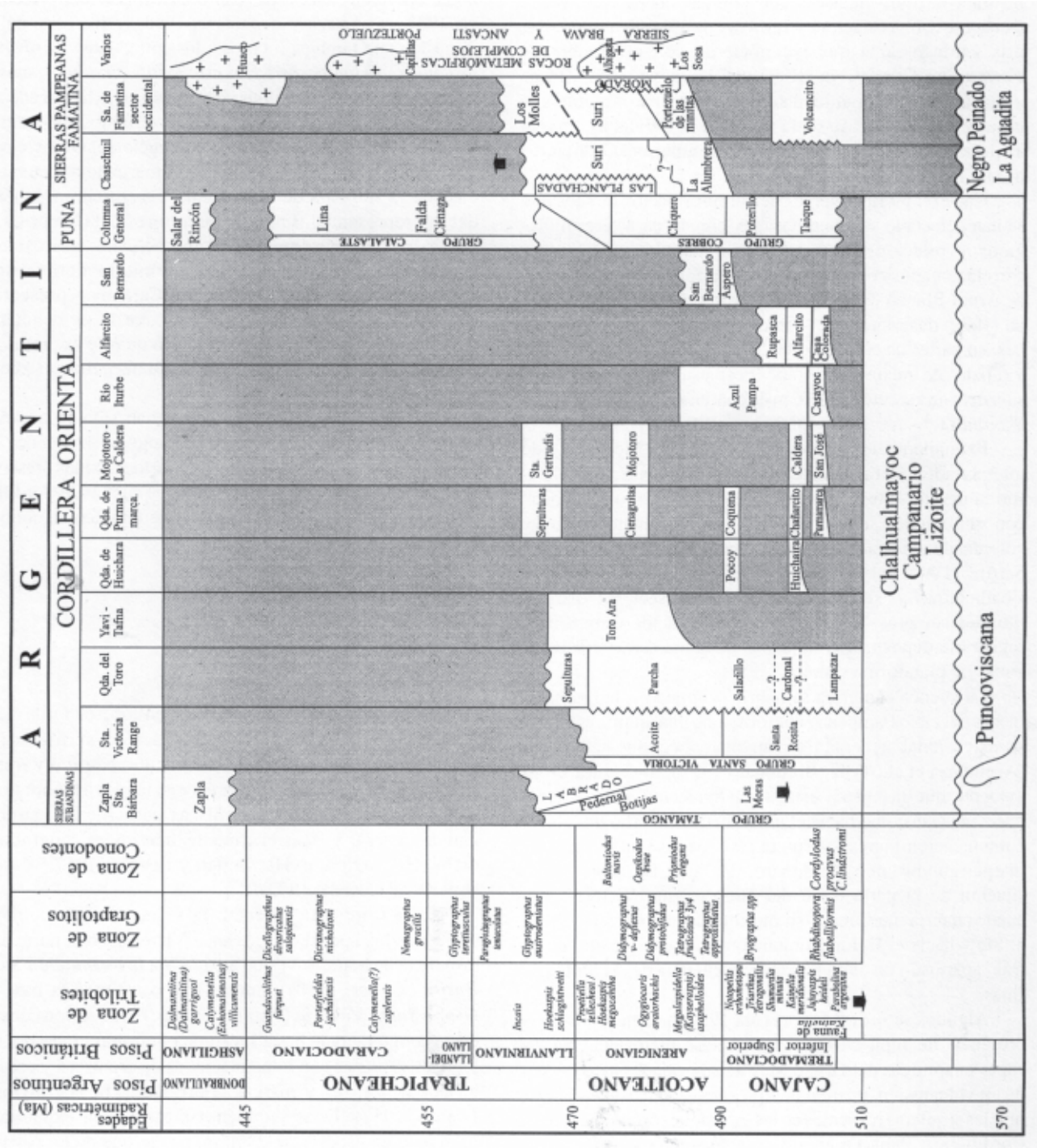


Figura 2. Mapa isopáquico del Cámbrico superior del noroeste argentino (basado en Aceñolaza et al., 1982)

CUADRO 1. CRONOESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES AFLORANTES EN LAS SIERRAS SUBANDINAS, CORDILLERA ORIENTAL, PUNA, SIERRAS PAMPEANAS Y FAMATINA.



En la sierra de Santa Bárbara (Salta) se presentan niveles cuarcíticos hacia la base del ***Grupo Tamango***, los cuales fueron correlacionados con los estratos cuspidales del Grupo Mesón (Aceñolaza y González, 1977). En las sierras de La Candelaria (Salta) y del Campo (Tucumán), Ricci y Villanueva (1969), Mon (1971) y Porto y Danieli (1992) describieron una secuencia de ortocuarcitas de color rosado a morado que hacia arriba pasan a areniscas de grano mediano a fino, micáceas con laminación paralela y con frecuentes intercalaciones lutíticas y limolíticas de color gris verdoso, a la que reconocieron con el nombre de ***Formación Candelaria*** (Ricci y Villanueva, 1969). Debe destacarse que esta unidad se inicia con un conglomerado basal y que, en el caso de la sierra de la Candelaria, pasan arriba a niveles pelíticos del Cámbrico superior - Ordovícico basal (Tortello et al., 1996).

Cabe acotar finalmente que por información de subsuelo se han detectado sedimentitas que, por sus caracteres litológicos y relaciones estratigráficas, también podrían ser correlacionados con el Grupo Mesón. Ello ocurre en la zona de Árbol Blanco (Santiago del Estero), donde Mingramm et al. (1979) describieron 234 m de cuarcitas grises blanquecinas, en partes de color rojo violado, y lutitas grises verdosas y rojizas. Asimismo, en Pirané (Formosa) se reconoció en el subsuelo una sección de 496 m de cuarcitas rojo- violadas con *Skolithos*.

El ambiente de sedimentación del Grupo Mesón ha sido interpretado reiteradamente como perteneciente a una plataforma marino-litoral. Aceñolaza et al. (1982) lo relacionan con una cuenca somera de fondo plano, abundantemente colonizada especialmente en sus términos medios. Sánchez y Salfity (1990) interpretan que las Formaciones Lizoite y Chalhualmayoc se corresponderían con sectores marino-litorales someros, mientras que la Formación Campanario registraría depositación de ondas de arena característica de zonas de plataforma somera.

La cuenca cámbrica se habría originado sobre el basamento del ciclo Pampeano conformando una amplia estructura extensional generada en un marco continental mayor (Aceñolaza et al., 1982; Bordonaro 1992a, b) (Figura 2). Es evidente que la misma estaba relativamente aislada, tanto hacia el oeste como hacia el norte, lo que impidió una fluida comunicación faunística con el resto de las plataformas del margen gondwánico (Bordonaro, 1992a, b). Durante la depositación de la parte basal del Grupo Santa Victoria, esta cuenca habría modificado su morfología, ampliándose hacia el SO y hacia el E. La disminución de la energía del medio trajo aparejado un aumento en la frecuencia de las litologías finas.

Algunos autores (Manca et al., 1987) han mencionado la presencia de supuestas coladas lávicas intercaladas en las capas cuarcíticas del Grupo Mesón, sugiriendo la existencia de un volcanismo alcalino de tipo extensional. Sin embargo, niveles similares presentes en las sucesiones ordovícicas de la Cordillera y Puna Oriental han sido reinterpretados como rocas intrusivas (Breitkreuz et al., 1989; véase Arenigiano-Llanvirniano). Es de indicarse que el escaso espesor de estos niveles (0,2-1,5 m), sumado a su asociación con facies litorales depositadas por encima del nivel de profundidad de fragmentación por volátiles, arrojan dudas acerca de la posibilidad de emplazamiento de coladas lávicas cohesivas en tales ambientes.

ORDOVÍCICO

ORDOVÍCICO INFERIOR

Uno de los temas importantes abordados en los últimos tiempos a nivel internacional es la determinación del límite Cámbrico-Ordovícico. La definición del mismo basado en la posición de *Rhabdinopora flabelliformis sociale-Boeckaspis hirsuta* (Bruton et al., 1982) o en *Jujuyaspis keideli* (Aceñolaza, 1983; Aceñolaza y Aceñolaza, 1992) forma parte de una discusión que también incluye a los conodontes *Cordylodus proavus-C. oklahomensis-Hirsustodontus hirsutus* y, más recientemente, *Iapethognathus*. Si bien aún no se ha llegado a un acuerdo definitivo, se conviene que en términos generales las mencionadas especies representan el inicio del Ordovícico.

Lo antes mencionado debe ser remarcado por cuanto la base de la Biozona de *Parabolina argentina* en América del Sur representa los niveles superiores del Cámbrico, no así la base del Ordovícico, como ha sido clásicamente considerado. Esta situación ha permitido definir pisos locales entre los cuales el término «Cajano» representa el Cámbrico cuspidal y Tremadociano de la nomenclatura inglesa. Este piso regional es seguido en este esquema por los pisos Acoiteano, Trapicheano y Donbrauliano (Aceñolaza, 1992) (véase cuadro 1).

Estratos del Ordovícico inferior han sido reconocidos tanto en el ámbito del Famatina como en la cuenca del noroeste argentino. En este último caso, los mismos presentan su mejor desarrollo en las provincias geológicas de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, si bien también se conocen afloramientos en el sector de la Puna.

TREMADOCIANO

Cuenca del noroeste argentino.

En la cuenca del noroeste argentino, el Ordovícico basal se encuentra representado por sedimentitas siliciclásticas, que consisten básicamente en lutitas y areniscas finas, las cuales suelen aparecer en mayor o menor grado asociadas con bancos de areniscas cuarcíticas, cuarcitas, calizas, margas y, ocasionalmente, horizontes conglomerádicos (Harrington, in Harrington y Leanza, 1957; véase la síntesis de Cuerda, 1973).

En la Cordillera Oriental, la secuencia más completa corresponde al perfil del río Santa Victoria, en el norte de la provincia de Salta, y ha sido asignada a la ***Formación Santa Rosita*** (Turner, 1960a), unidad que constituye la base del ***Grupo Santa Victoria*** (Turner, 1964a). Esta sección consiste en un conglomerado basal sucedido por lutitas grises oscuras y grises verdosas con intercalaciones de areniscas y escasos bancos de calizas y margas (Harrington, in Harrington y Leanza, 1957). Estas sedimentitas están bien expuestas y presentan un espesor de 2300 m, por lo que dicho perfil es considerado como la localidad clásica de la transición cambro-ordovícica del noroeste argentino. Su contenido fosilífero consiste en una rica fauna de trilobites, braquiópodos, graptolitos, gastrópodos, bivalvos, cefalópodos y equinodermos. En base al estudio de la trilobitofauna y la graptofauna, es posible asignar a esta unidad una edad que comprende el Cámbrico cuspidal y todo el Tremadociano.

Existen muchas otras localidades con afloramientos que se presentan, en forma discontinua, a lo largo de la Cordillera Oriental. Debido a los cambios faciales en sentido lateral y vertical que exhiben los depósitos del Ordovícico basal en esta región, éstos han recibido numerosos nombres formacionales de carácter local cuyo detalle excede el objetivo de la presente síntesis (cuadro 1). Información acerca de las distintas unidades definidas ha sido proporcionada por Harrington y Leanza (1957), Chayle (1981) y Moya (1988), entre otros. De todos modos, es importante mencionar aquí la típica sección de la sierra de Cajas (provincia de Jujuy), los numerosos afloramientos situados a ambos lados de la quebrada de Humahuaca, así como aquellos localizados en la quebrada de Incamayo y en las proximidades de la ciudad de Salta. En general, las secciones australes poseen un espesor menor al exhibido por aquellas más septentrionales.

Con respecto a la Puna, en la zona del salar de Cauchari afloran cuarcitas y limolitas con escasos restos orgánicos. Las mismas fueron asignadas a las ***Formaciones Taique*** y ***Potrerillo*** (Schwab, 1973), las cuales constituyen las unidades inferiores del ***Grupo Cobres*** (Aceñolaza, 1983). Por su parte, la secuencia más fosilífera conocida para el Ordovícico basal de esta provincia geológica se encuentra localizada al oeste del salar del Rincón, en el extremo noroccidental de la Puna salteña (Moya et al., 1993). Dicha secuencia ha sido asignada a la ***Formación Las Vicuñas*** y está integrada por lutitas oscuras, escasos niveles de areniscas y calizas, tobas ácidas y tobas brechosas fenodacíticas (Koukharsky, 1988; Moya et al., 1993). Esta Formación ha sido atribuida al Tremadociano inferior en base a su fauna de trilobites y constituye la evidencia del evento volcánico más antiguo registrado en el Ordovícico del noroeste argentino.

Finalmente, en el ámbito de las Sierras Subandinas, el paso del Cámbrico al Ordovícico se reconoce en una sección localizada en el flanco occidental de la sierra de Santa Bárbara, frente a la localidad de Piquete, en la provincia de Jujuy. La misma consiste en una secuencia de areniscas y pelitas que ha aportado escasos restos de trilobites y que ha sido asignada a la ***Formación Las Moras*** (Aceñolaza y González, 1977), unidad que conforma la base del ***Grupo Tamango*** (Aceñolaza y Toselli, 1981). Otro afloramiento con similares caracteres litológicos se encuentra en el flanco occidental de la sierra de La Candelaria, en el sur de la provincia de Salta (Ricci y Villanueva, 1969).

La bioestratigrafía de los afloramientos mencionados se ha basado fundamentalmente en el estudio de los trilobites y graptolitos, al que se ha agregado, más recientemente, el de los conodontes. En función de las faunas de trilobites, Harrington y Leanza (1957) han definido las Biozonas de *Parabolina argentina*, *Kainella meridionalis*, *Triarthrus tetragonalis-Shumardia minutula* y *Notopeltis orthometopa*, (véase lámina 2) las cuales fueron reconocidas en numerosas localidades del noroeste argentino. Como fuera mencionado, la Biozona de *P. argentina* comprendería en parte al Cámbrico superior cuspidal. Probablemente el inicio del Piso Tremadociano estaría marcado por la presencia del trilobite *Jujuyaspis keideli* Kobayashi (Aceñolaza, 1983; Salfity et al., 1984; Rao et al., 1994; Moya et al., 1994). Por su parte, las zonaciones con graptolitos han cobrado importancia a partir de los trabajos de Turner (1959) y se basan fundamentalmente en las formas *Rhabdinopora flabelliforme* (Eichwald) y sus variedades (Tremadociano inferior) y *Bryograptus kjerulfi* Lapworth y *Adelograptus* (Tremadociano superior) (Moya et al., 1994). Por otro lado, el estudio de las faunas de conodontes del noroeste suscita gran interés en virtud de que éstas se hallan asociadas con trilobites y graptolitos, hecho que permite establecer las relaciones temporales entre las especies de estos grupos (Sarmiento y García López, 1993). En la zona de la sierra de Cajas, se han reconocido asociaciones de conodontes característicos del límite Cámbrico-Ordovícico (Biozona de *Cordylodus proavus* y Biozona de *Cordylodus intermedius*) y del Tremadociano inferior (Biozona de *Cordylodus angulatus*) (Hünicken et al., 1985; Rao y Hünicken, 1990). Asimismo, conodontes asignados al límite y al Tremadociano superior fueron identificados en el área de Purmamarca (Bultynck y Martin, 1982; Sarmiento y García López, 1993).

En cuanto al paleoambiente, debe señalarse que los depósitos del Tremadociano de la cuenca del noroeste son en general interpretados como acumulados en una plataforma marina estable (Figura 3). En tal sentido, Harrington y Leanza (1957) y Ramos (1972) han reconocido, en la región que abarca fundamentalmente las provincias geológicas de Sierras Subandinas y Cordillera Oriental, una zonación lateral de facies que, de este a oeste, incluye depósitos intermareales, de plataforma intermedia y de plataforma más distal (Ramos, 1986). Por su parte, Moya (1988) estudió de manera integral las secuencias del Ordovícico inferior del sector austral de la Cordillera Oriental y propone un esquema paleoambiental en el que se distingue un área occidental, que podría corresponderse con una zona restringida, y un área oriental que podría interpretarse como un sector de plataforma mejor oxigenada, la cual se prolonga hacia el este en el ámbito de las Sierras Subandinas. Asimismo, una secuencia del Tremadociano inferior de la sierra de Mojotoro, próxima a la ciudad de Salta, es interpretada como depósitos de zonas de transición línea de costa-mar afuera, correspondientes a una plataforma también dominada por olas y tormentas (Juárez y Boso, 1993). A su vez, la sucesión tremadociana aflorante en las cercanías de Purmamarca ha sido recientemente interpretada como el producto de la sedimentación en un ambiente submareal en el cual se habrían desarrollado complejos de ondas de arena, dominando los procesos mareales con respecto a los de tormenta (Mángano et al., 1994).

En lo referente al marco tectónico de la sedimentación, los modelos tradicionales tendían a considerar a la cuenca del noroeste como formada en un margen pasivo, previo al emplazamiento de un arco magmático. Sin embargo, las evidencias de volcanismo tremadociano ácido y de tipo explosivo documentado por Moya et al. (1993) para la Puna Occidental arrojan dudas sobre tal esquema. Estos nuevos datos parecen sugerir que el arco volcánico ya estaba activo durante el Tremadociano, por lo que la cuenca del noroeste podría haberse formado en un sector de retroarco desarrollado a partir de la ruptura de la dorsal Calchaquí en el Cámbrico superior.

Cuenca del Famatina

Los niveles ordovícicos más antiguos de la cuenca del Famatina corresponden a lutitas negras con intercalaciones de limolitas arenosas y delgados bancos de margas y calizas margosas, que comprenden la ***Formación Volcancito*** (Harrington en Harrington y Leanza, 1957) y que constituye

la unidad basal del ***Grupo Cachiyuyo*** (Aceñolaza y Toselli, 1981). El basamento de la cuenca está constituido por la ***Formación Negro Peinado***, unidad sobre la que persisten serias dudas en cuanto a su edad y significado estratigráfico. Si bien Turner (1960b, 1964b) la consideró de edad precámbrica, otros autores han sugerido una edad ordovícica para la misma (e.g. de Alba, 1979; Toselli, 1978; Durand et al., 1994).

La localidad tipo de la Formación Volcancito aflora en la región del río Volcancito, en el flanco oriental de la sierra del Famatina. Estudios posteriores realizados por Alderete (1968) permitieron determinar la presencia de un pequeño afloramiento de la Formación Volcancito en el extremo austral de la citada sierra, en el sector denominado quebrada del Portezuelo de la Alumbrera.

En la región de río Volcancito, esta unidad aflora en una franja larga y angosta de orientación meridional, desde la Peña Negra del río Achavil hasta el Filo Azul. Aquí, la base de la secuencia ordovícica no ha podido ser observada, pues los afloramientos comienzan con una falla que los separa de la Formación Negro

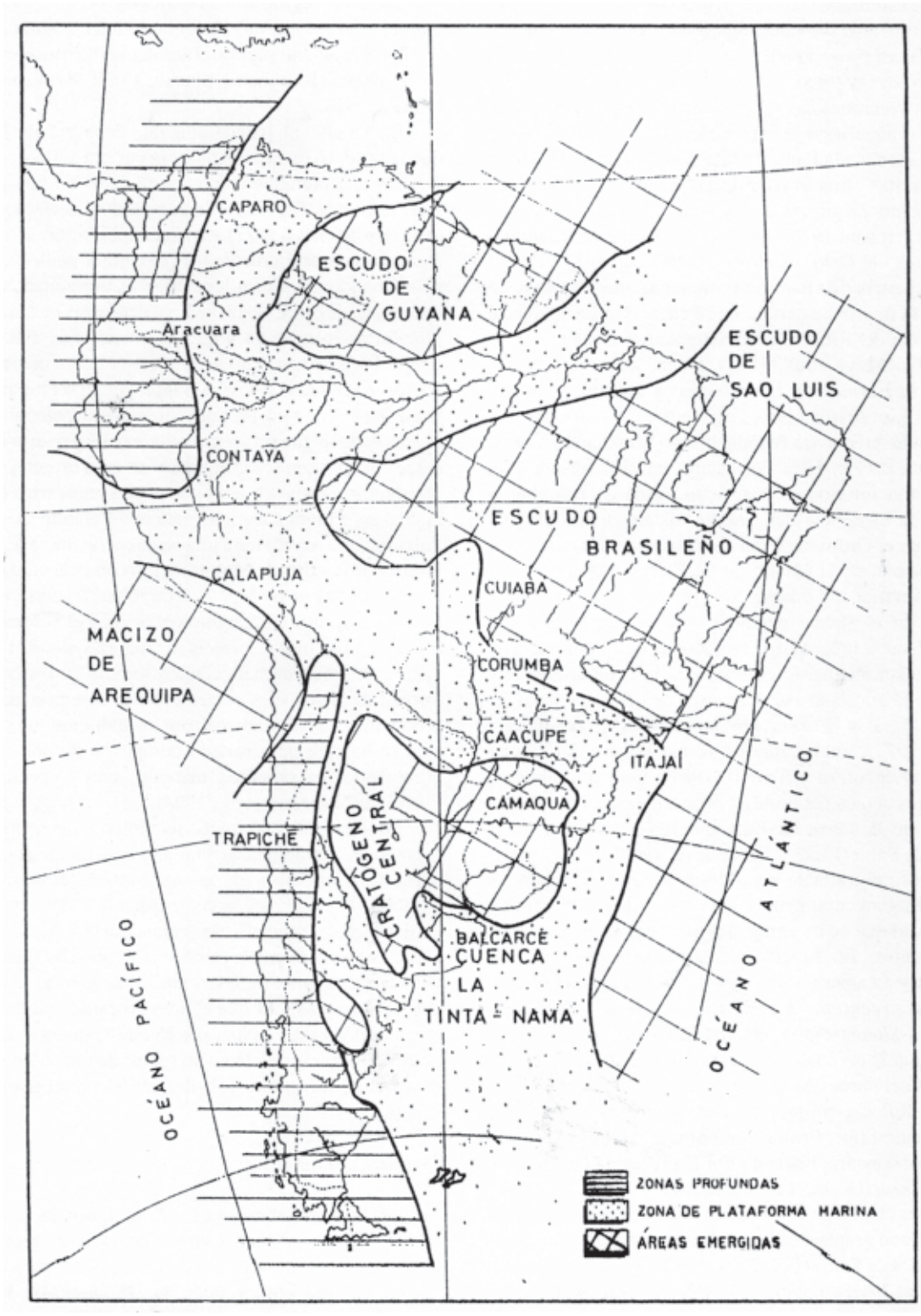


Figura 3. Esquema paleogeográfico del Ordovícico inferior de América del Sur (basado en Aceñolaza, 1992)

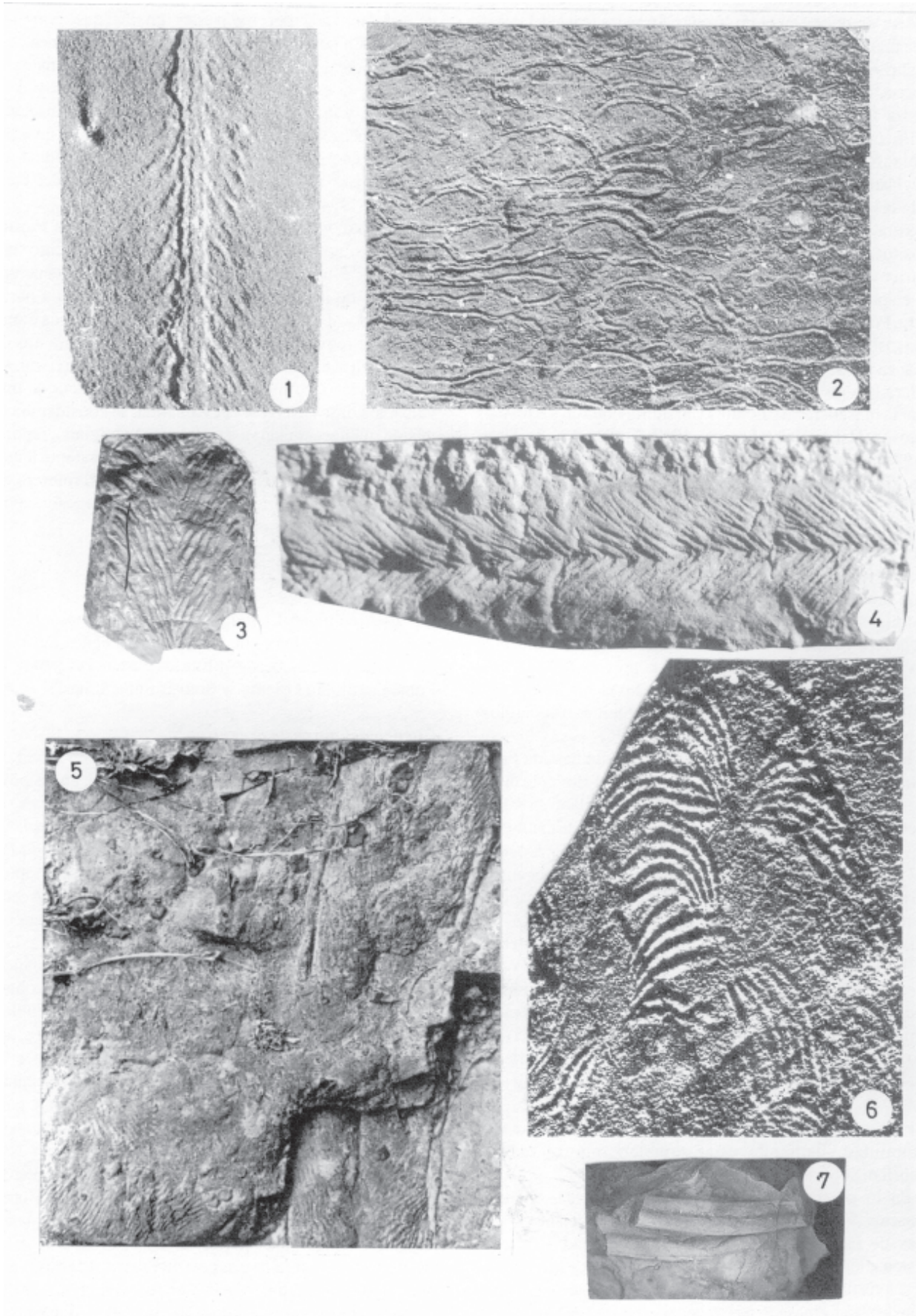


Lámina 2. Trazas fósiles características del Paleozoico inferior argentino: 1) *Protichnites* sp., Cámbrico, x1 (Aceñolaza, 1978: fig. 17); 2) *Nereites* saltensis, x0,2 (Aceñolaza, 1978: fig. 12); 3- 4) *Cruziana furcífera*, x0,8; 5) *Cruziana semiplacata*, x0,6; 6) *Oldhamia radiata*, x3 (Aceñolaza, 1978: fig.13); 7) *Didymaulichnus* sp., x1,2.

Peinado. En cuanto al límite superior, presenta una discordancia angular con la Formación Agua Colorada (Carbonífero), la cual puede ser observada en el río Volcancito, aguas arriba del puesto homónimo. El espesor asignado a la Formación Volcancito en esta localidad varía según los autores. Para Harrington (en Harrington y Leanza, 1957), la secuencia tiene un espesor de 350 m, mientras que para Toselli (1975, 1977) ésta posee 600 metros.

En la quebrada del Portezuelo de la Alumbrera, la Formación Volcancito consiste en sedimentitas siliciclásticas de grano fino y de color oscuro que han sido afectadas por metamorfismo de bajo grado. El espesor aproximado de esta secuencia es de 150 metros. Estos depósitos se encuentran intruidos por numerosos cuerpos porfíricos de composición riodacítica-riolítica asignados a la etapas póstumas de la intrusión granítica.

La Formación Volcancito es portadora de una abundante fauna fósil. En particular, su trilobitofauna llevó a Harrington y Leanza (1957) a asignarle una edad tremadociana temprana. Para la región del río Volcancito numerosos autores han citado la presencia de trilobites y braquiópodos en los niveles margosos (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1964b; Toselli, 1975), como así también graptolites para los sedimentos finos (Turner, 1959; Toselli, 1975; Aceñolaza y Durand, 1984b). Allí afloran niveles con fauna de *Parabolina argentina* así como *Rhabdinopora flabelliforme* (Eichwald). Esta última es particularmente abundante en los afloramientos de la Peña Negra del río Achavil, ubicada más al norte de la región antes mencionada. Allí, los graptolites dendroideos constituyen el elemento casi exclusivo de la fauna fósil (Aceñolaza y Durand, 1984b). En la quebrada del Portezuelo de la Alumbrera, se ha mencionado la presencia de escasos trilobites (agnóstidos y ciclopígidos), braquiópodos inarticulados y pequeños crustáceos plantónicos (filocáridos) (Tortello y Esteban, 1995; Esteban, 1996).

La fauna de trilobites, y la recientemente hallada fauna de conodontes y graptolitos, de la región del río Volcancito representa el Cámbrico cuspidal - Tremadociano basal, lo que convierte a este perfil en el referente del límite cámbrico-ordovícico en el Sistema de Famatina (Tortello y Esteban, 1997 y en prensa; Albanesi et al., en prensa). En cuanto a la trilobitofauna de la quebrada del Portezuelo de la Alumbrera, la misma estaría indicando en principio una edad tremadociana superior o aún más joven (Esteban, 1993b; Tortello y Esteban, 1995; Esteban, 1996). Por su parte, la graptofauna hallada en Peña Negra y Puesto Volcancito representaría para algunos autores al Tremadociano inferior (Turner, 1959; Toselli, 1975), en tanto que para otros indicaría el Tremadociano inferior alto - Tremadociano superior (Aceñolaza y Durand, 1984b). En suma, el ciclo sedimentario basal de la cuenca del Famatina abarcaría en principio al Tremadociano en su totalidad, pudiendo estar también representado el Cámbrico superior alto.

En lo concerniente al ambiente de depositación de la Formación Volcancito, la misma exhibe considerables variaciones de facies sedimentarias de una localidad a otra. La sucesión aflorante en la quebrada del Portezuelo de la Alumbrera se habría originado mayormente en un ambiente de sedimentación de plataforma externa por debajo del nivel de base de olas de tormenta (Esteban, 1993a). Por su parte, las secuencias de la región de río Volcancito - Peña Negra representarían un ambiente de planicie cuencal (Esteban, 1994), con la excepción de los niveles basales de la sección de río Volcancito, los cuales registrarían depositación en un ambiente de plataforma. La sedimentación representada por la Formación Volcancito estuvo caracterizada por momentos en los que dominaba la depositación por decantación y períodos con sedimentación de tipo episódica. Las coloraciones oscuras predominantes en la secuencia, la escasez o ausencia de trazas fósiles y de fauna bentónica, y la preservación de una delicada laminación paralela en ambas localidades indican la existencia de un ambiente reductor, que sugiere el desarrollo de un extendido evento anóxico hacia la base de la columna ordovícica del Famatina (Esteban, 1994).

El marco tectónico de sedimentación de la Formación Volcancito no ha sido estudiado con detenimiento hasta el momento. Sin embargo Clemens (1993), al mencionar la presencia de un arco volcánico en el Famatina a partir del Cámbrico y al considerar a la cuenca eopaleozoica como una cuenca de retroarco, deja sentadas las bases para una discusión futura acerca de la existencia o no de un arco durante el Tremadociano. Si bien se conocía la existencia de un arco volcánico ordovícico para el Famatina, se consideraba que el mismo había actuado a partir del Arenigiano, aportando abundante material a la cuenca mientras se depositaban las Formaciones Portezuelo de las Minitas-La Alumbrera y Suri-Molles, con posterioridad al momento de depositación de la Formación Volcancito.

ARENIGIANO-LLANVIRNIANO

El Arenigiano-Llanvirniano se halla representado tanto en la cuenca del Famatina, como en la cuenca del noroeste argentino, abarcando esta última las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Cuenca del noroeste argentino

En lo concerniente a la Puna Occidental, en las proximidades del límite argentino-chileno, afloran rocas volcaniclásticas, localmente con intercalaciones volcánicas, que han sido asignadas a la ***Formación Aguada de la Perdiz***, de edad arenigiana media de acuerdo con su fauna graptolítica (cf. Aceñolaza y Durand, 1975; Breitkreuz, 1986; Aceñolaza y Baldis, 1987; Bahlburg y Breitkreuz, 1991). Esta unidad alcanzaría un espesor de alrededor de 1500 metros. La Formación Aguada de la Perdiz constituye una sucesión granodecreciente integrada por lavas basálticas, tobas brechosas y brechas de almohadilla, que son sucedidas por areniscas volcaniclásticas gradadas, tobas silíceas y ocasionales lavas basálticas (Bahlburg, 1991; Coira y Barber, 1987). Por su parte, Koukharsky et al. (1987) han señalado la presencia de niveles espilíticos intercalados con potentes sucesiones de rocas piroclásticas mesosilícicas a ácidas en la sierra de Guayaos.

Por encima de la Formación Aguada de la Perdiz, se disponen potentes sucesiones de areniscas y pelitas intercaladas con niveles piroclásticos de tobas y chonitas, que constituyen la ***Formación Coquena***. Esta unidad supera los 2600 m de espesor y alberga una importante fauna de graptolites que sugiere que su edad oscilaría entre el Arenigiano tardío y el Llanvirniano (cf. Aceñolaza y Baldis, 1987; Bahlburg et al., 1988; Bahlburg et al., 1990). Las Formaciones Aguada de La Perdiz y Coquena constituyen las unidades basales del denominado ***Grupo Calalaste*** (Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Baldis, 1987). Bahlburg et al. (1990) han

postulado reemplazar este esquema litoestratigráfico por una sucesión de unidades de facies. En la propuesta de estos autores, la Formación Aguada de la Perdiz equivaldría a las denominadas «Sucesiones Volcanosedimentarias», mientras que la Formación Coquena correspondería a grandes rasgos al «Sistema Turbidítico Inferior» (unidad basal del denominado «Complejo Turbidítico de Puna»).

A su vez, en el oeste de Salta y norte de Catamarca se han reconocido numerosos stocks graníticos, cuyas edades eran en principio asignadas al Silúrico o al Carbonífero, y que en base a nuevas dataciones radimétricas han sido reasignadas al Ordovícico, conformando la denominada ***Faja Eruptiva de la Puna Occidental*** (Palma et al., 1986). Unidades ígneo-sedimentarias parcialmente equivalentes a las aquí descriptas afloran también en territorio chileno, conformando el «Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón del Lila», las «Capas de Argomedo» y los cuerpos intrusivos de la sierra de Almeida (Niemeyer et al., 1985; Breitkreuz, 1986; Palma et al., 1986; Breitkreuz et al., 1989).

Desde un punto de vista paleoambiental, los primeros estudios sedimentológicos de detalle de las sucesiones volcaniclásticas de la Puna Occidental fueron realizados por Bahlburg et al. (1988), Breitkreuz et al. (1989) y Bahlburg (1991). Para el intervalo en cuestión, este último ha diferenciado una sucesión volcánico - sedimentaria de talud volcaniclástico que se habría originado durante el Arenigiano medio, y un sistema turbidítico inferior formado durante el Arenigiano tardío-Llanvirniano. El talud volcaniclástico se habría desarrollado en el flanco este de un arco volcánico y su dinámica sedimentaria habría estado regulada por el predominio de procesos vinculados al vulcanismo, tales como corrientes de turbidez y flujos de detritos volcaniclásticos (Breitkreuz et al., 1989; Bahlburg, 1990). Por su parte, el sistema turbidítico comprende depósitos de canal, albardón, lóbulo, franja de lóbulo y planicie cuencal (Bahlburg et al., 1988; Bahlburg, 1990). De acuerdo a Bahlburg (1991), la sedimentación en el sector de Puna habría estado controlada mayormente por el tectonismo y sólo en forma complementaria por las variaciones del nivel del mar.

En la Puna Oriental, Coira (1973) identificó rocas volcánicas intercaladas con la Formación Acoite (unidad arenigiana a la cual nos referiremos con mayor detalle al tratar la estratigrafía de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas). Posteriormente, Koukharsky y Mirré (1974) y Coira (1979) mencionaron la presencia de espilitas sucedidas estratigráficamente por ignimbritas submarinas y riolitas intercaladas con sedimentitas ordovícicas. Estas volcanitas conformarían la denominada ***Faja Eruptiva de la Puna Oriental*** (Méndez et al., 1973). Recientemente, Bahlburg et al. (1988, 1990), Bahlburg y Breitkreuz (1991) y Bahlburg (1991) han puesto en duda la validez de esta interpretación. Según estos autores, las supuestas rocas volcánicas serían en realidad diques básicos e intrusivos graníticos superficiales, posteriores a la sedimentación ordovícica.

En Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, el intervalo que incluye términos asignados al lapso que va entre el Tremadociano superior y el Llanvirniano inferior, al que denominamos «Acoiteano», está representado mayoritariamente por sucesiones sedimentarias epiclásticas, que han recibido distintos nombres formacionales en las diversas áreas (Figura 3). La existencia de numerosos nombres locales impide el tratamiento en esta revisión de la totalidad de las unidades definidas, por lo que mencionaremos únicamente las que se consideran más significativas.

En el norte de la provincia de Jujuy y noroeste de Salta, estas sedimentitas comprenden la ***Formación Acoite***, unidad que apoya sobre la Formación Santa Rosita y marca el tope del Grupo Santa Victoria (Turner, 1964a). La Formación Acoite presenta su mayor potencia en las cercanías de La Quiaca, donde Turner (1964c) estimó un espesor superior a los 3000 m, y es probablemente la unidad más importante de todas las que representan este intervalo. Esta unidad está dominantemente integrada por sedimentitas de grano fino, principalmente pelitas y areniscas muy finas.

La Formación Acoite alberga una variada fauna, integrada mayoritariamente por graptolites, trilobites y braquiópodos, cuyo estudio ha permitido asignar una edad arenigiana a tal unidad (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1960a). A su vez, la Formación Acoite es sucedida, en la sierra de Cajas, por la ***Formación Sepulturas*** de alrededor de 80 m de espesor (Aceñolaza, 1968). Esta unidad está integrada por areniscas calcáreas, calizas y lutitas de tonalidades rojizas. Aceñolaza (1968) le asignó una edad llanvirniana inferior en base a su fauna de trilobites y braquiópodos. En la sierra de Zapla, Monaldi et al. (1986) han reconocido cuatro formaciones descriptas por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957), de base a techo, ***Zanjón***, ***Centinela***, ***Capillas*** y ***Labrado***, que cubrirían el lapso arenigiano inferior-llanvirniano. Estas cuatro unidades totalizan un espesor superior a los 1300 m y albergan una fauna de trilobites y bivalvos.

En líneas generales, la distribución y espesor de las sucesiones de las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental indican que las sedimentitas del piso Acoiteano poseen una mayor distribución areal, evidenciado por una progresiva ampliación de los depocentros de la cuenca.

Si bien la información sedimentológica de detalle es aún escasa, resulta claro que los depósitos arenigiano-llanvirnianos se originaron en una extensa plataforma marina (Figura 4). Astini y Waisfeld (1993) y Astini (1994) han interpretado una sucesión de las Formaciones Acoite y Sepulturas aflorante al oeste de Purmamarca como el producto de sedimentación en una plataforma progresivamente más somera que culmina en una progradación deltaica. De acuerdo con estos autores, las plataformas exhibirían una marcada ingerencia de las tormentas, evidenciándose también procesos mareales hacia los sectores deltaicos.

En lo referente al marco tectónico en el cual se habría desarrollado la cuenca sedimentaria del noroeste argentino, existen interpretaciones conflictivas. El primer modelo de evolución geotectónica fue presentado por Coira et al. (1982), quienes interpretaron la existencia de un margen activo con subducción hacia el este en la periferia del sector occidental del Gondwana. En este modelo, las unidades sedimentarias de Puna Occidental corresponderían a un ambiente de antearco y el arco magmático sería coincidente con la Faja Eruptiva de Puna Oriental. La subducción habría cesado con la colisión del terreno alóctono del Macizo de Arequipa (Ramos, 1988). Ramos (1986) realizó algunas precisiones a la propuesta de Coira et al. (1982), distinguiendo dos segmentos en el arco ordovícico. El segmento norte se desarrolló sobre corteza episiálica o cuasioceánica y corresponde a un arco de islas volcánicas. El segmento sur se desarrolló sobre corteza continental y se continúa hacia el sur en las Sierras

Pampeanas de Ancasti, Córdoba y San Luis. Las rocas básicas y ultrabásicas de Puna austral son interpretadas como remanentes de un complejo de subducción de edad eopaleozoica. Posteriormente, Palma et al. (1986) sugirieron la existencia de un segundo arco magmático al interpretar a la Faja Eruptiva de la Puna Occidental como las raíces de un arco volcánico ubicado al oeste del postulado por Coira et al. (1982). Consecuentemente, las sucesiones sedimentarias de la Puna se habrían originado en una cuenca de interarco (Coira y Nullo, 1987).

Contraponiéndose a este grupo de modelos geotectónicos, Breitkreuz et al. (1989), Bahlburg y Breitkreuz (1991) y Bahlburg (1991) consideraron la existencia de un único arco magmático, aproximadamente coincidente con la Faja Eruptiva de la Puna Occidental, aduciendo que las supuestas volcanitas de la Puna Oriental son en realidad cuerpos subvolcánicos e intrusivos superficiales vinculados con el plegamiento de los sedimentos ordovícicos. De acuerdo con estos autores, la sedimentación habría tenido lugar en una cuenca de retroarco. El arco volcánico habría estado activo durante el Arenigiano medio, extinguiéndose durante el Llanvirniano. Las sucesiones sedimentarias de la Puna se habrían originado en ambientes profundos a relativamente profundos desarrollados en las adyacencias del arco volcánico. Por su parte, los depósitos de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas se habrían formado en sectores de plataforma emplazados en posiciones distales con respecto al arco volcánico.

Cuenca del Famatina

En la cuenca del Famatina, el intervalo arenigiano-llanvirniano se encuentra representado por los restantes componentes del ***Grupo Cachiyuyo***. Por encima de la Formación Volcancito, se presentan dos unidades que pueden considerarse equivalentes: la ***Formación Portezuelo de las Minitas*** y la ***Formación La Alumbrera*** (Lavandaio, 1973; Aceñolaza y Toselli, 1981). En particular, la Formación Portezuelo de las Minitas consiste en conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones volcánicas, habiendo sido reconocida únicamente en la zona de cerro Tolar-Cuchilla Negra (norte de La Rioja), donde su espesor máximo es de alrededor de 1500 m (Lavandaio, 1973). Estas dos Formaciones son portadoras de una fauna graptolítica que sugiere una edad arenigiana para las mismas (Aceñolaza y Gutierrez Marco, 1999).

A ambas unidades se le sobreimpone la ***Formación Suri***, que alcanza un espesor superior a los 750 metros. Esta unidad ha sido reconocida en las áreas de Chaschuil (sudoeste de Catamarca), cerros Cuminchango y río Cachiyuyo (norte de La Rioja). Está integrada por areniscas, pelitas, conglomerados y brechas con un importante aporte de material volcanigénico (Mángano y Buatois, 1990, 1992a). En base al análisis de las sucesiones aflorantes en el área de Chaschuil, la Formación Suri ha sido recientemente subdividida en tres miembros estratigráficos, de base a techo: Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétrea. La denominada ***Formación Molles***, propuesta por Turner (1964b) y empleada por otros autores, no parece ser distinguible de la Formación Suri (Aceñolaza y Toselli, 1981).

La Formación Suri es portadora de una fauna dominada por trilobites, braquiópodos, bivalvos y gastrópodos (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1964b; Aceñolaza y Toselli, 1977; Mángano y Buatois, 1992b; Vaccari et al., 1993). La edad de la Formación Suri ha sido objeto de debate. Esta unidad fue originalmente considerada de edad llanvirniana por Harrington y Leanza (1957) en base a su fauna de trilobites. Posteriormente, Aceñolaza y Toselli (1977) reanalizaron su fauna sugiriendo una edad arenigiana. Sin embargo, Aceñolaza y Rábano (1990) propusieron más recientemente una edad llanvirniana temprana basándose en la trilobitofauna. La división de la Formación Suri en tres miembros postulada por Mángano y Buatois (1994b) puede resultar útil en la clarificación del problema. De acuerdo con estos autores, las relaciones estratigráficas evidenciadas al analizar la totalidad de la columna, sumadas al contenido faunístico de la misma, indicarían que la unidad abarcaría un rango estratigráfico arenigiano - llanvirniano.

La Formación Suri representa una megasecuencia regresiva, encontrándose representados ambientes de talud, plataforma y abanico deltaico volcaniclástico (Mángano y Buatois, 1990, 1992a) (Figuras 4 y 5). El ***Miembro Vuelta de Las Tolas*** registra depositación en un ambiente de talud tectónicamente activo dominado por sedimentación episódica. El material grueso se depositó tanto en canales que atravesaban el talud, como en cuñas formadas al pie del mismo, a partir de flujos en masa de material volcanogénico durante momentos de actividad volcanotectónica (Mángano y Buatois, 1992a, 1994a). La sedimentación de material fino se habría producido mayormente en áreas de talud abierto por decantación y por acción de corrientes de turbidez y flujos de detritos limo-fangosos durante una fase de calma volcánica y nivel del mar alto (Mángano y Buatois, 1992a, 1994a). El ***Miembro Loma del Kilómetro*** se habría originado en una plataforma marina de alto gradiente en la que alternaron momentos de sedimentación normal y períodos de depositación por acción de tormentas y flujos de detritos volcaniclásticos (Mángano y Buatois, 1990, 1992a, b, c). La sedimentación en la plataforma habría estado controlada principalmente por las variaciones del nivel del mar, mientras que el vulcanismo habría aportado el material involucrado en los procesos de resedimentación y de tormentas (Mángano y Buatois, 1994b). Finalmente, el ***Miembro Punta Pétrea*** registra la progradación de un abanico deltaico volcaniclástico en el que fueron dominantes los flujos en masa de material volcanigénico (Mángano y Buatois, 1992a). El abanico habría progradado durante un pico de eruptividad y un momento de nivel del mar alto (Mángano y Buatois, 1994a).

Por último, tanto en el área de los cerros Cuminchango como en la sierra de Las Planchadas, aflora una potente secuencia de volcanitas y piroclastitas mesosilícicas a ácidas intruidas por pórfiros y diques riodacíticos asignadas a la ***Formación Las Planchadas***, equivalente de la ***Formación Morado*** (Aceñolaza y Toselli, 1986). La ubicación estratigráfica de esta unidad ha sido también objeto de debate. Mientras Turner (1967) la consideró un evento posterior a la Formación Suri, Maisonave (1973) propuso que el evento volcánico sería anterior a la depositación de la misma. En general, en la actualidad se tiende a interpretar al episodio volcánico como un evento registrado hacia los niveles superiores de la Formación Suri (Aceñolaza y Toselli, 1977, 1981).

Si bien existe un acuerdo general en que durante el lapso arenigiano-llanvirniano la cuenca del Famatina se desarrolló en un margen activo, persisten aún dudas sobre su preciso marco tectónico. Numerosos autores han señalado la conti-

nuidad de la faja de volcanitas calcoalcalinas que desde Bolivia y a través de la Puna Occidental se prolongaría hasta el Sistema del Famatina (Coira, 1973; Aceñolaza y Toselli, 1984, 1986). Según Coira et al. (1982), esta faja de volcanitas y rocas volcaniclásticas permitiría reconstruir un arco volcánico de aproximadamente 1300 km de longitud. Aceñolaza y Toselli (1988) han propuesto que el volcanismo presente en el Sistema del Famatina correspondería a un orógeno de margen continental activo durante el Paleozoico inferior e interpretan a los granitoides del Famatina-Narváez como granitos calcoalcalinos orogénicos (cf. Toselli et al., 1987). Dichos autores postularon una configuración de arcos de islas volcánicas para el segmento del Famatina. Una línea de transcurrencia de rumbo NNO activa durante el pre-Carbonífero explicaría la posición actual de la Precordillera al oriente del Famatina (Aceñolaza y Toselli, 1988). Recientemente, Toselli et al. (1990) analizaron las volcanitas de la Formación Las Planchadas, concluyendo en base a elemen-

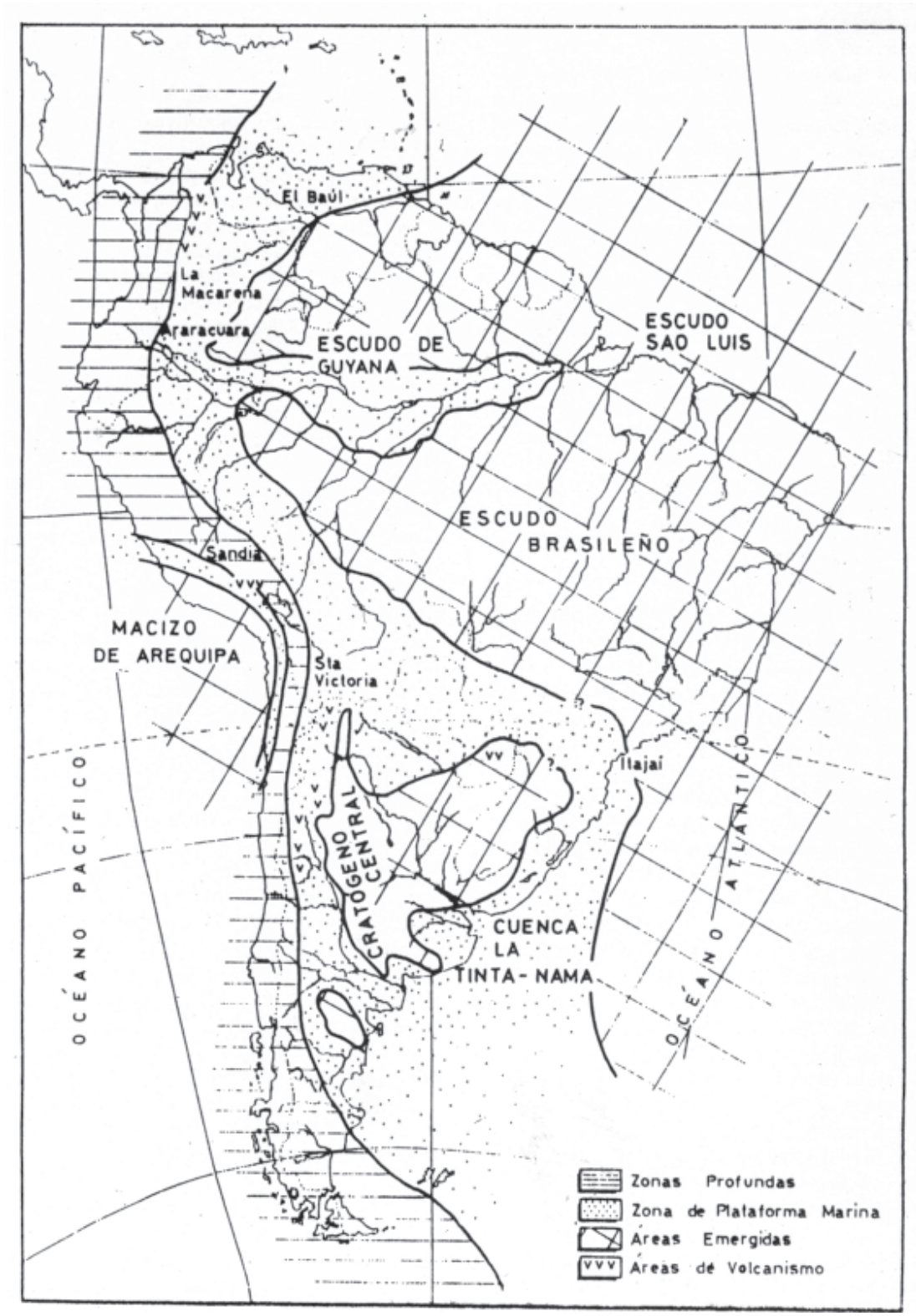


Figura 4. Esquema paleogeográfico del Ordovícico superior de América del Sur. (basado en Aceñolaza, 1992)

tos inmóviles, que corresponderían a rocas subalcalinas a moderadamente alcalinas que serían representativas de un arco volcánico. Este hecho ha llevado a algunos autores (e.g. Clemens, 1993; Mannheim, 1993) a considerar acríticamente a la cuenca del Famatina como una cuenca de retroarco.

Por su parte, Grissom et al. (1991) llamaron la atención sobre la existencia de rocas metasedimentarias e ígneas de niveles corticales profundos en la sierra de Fiambalá, ubicada al este del Sistema del Famatina. Estos autores consideraron que tales rocas representarían las raíces de un arco magmático y consecuentemente interpretaron a la cuenca del Famatina como una cuenca de antearco.

Mángano y Buatois (1994b) hicieron referencia a esta particular controversia e intentaron integrar la información vinculada a ambos modelos. Según estos autores, durante el Arenigiano-Llanvirniano la cuenca del Famatina representaría una depresión de origen extensional o transtensional en un sector de intra-arco (véase también Mángano y Buatois, 1992a). Los fenómenos distensivos que habrían afectado al arco dieron lugar a cuencas tipo graben que controlaron el emplazamiento de estratovolcanes y calderas. Las secuencias marinas profundas fueron sucedidas por secuencias marinas someras marcadamente progradantes, que podrían evidenciar el surgimiento de aparatos volcánicos que pudieron eventualmente evolucionar a islas subaéreas. Las evidencias en favor de este modelo incluyen la naturaleza bimodal del volcanismo sinsedimentario, la abundancia de intrusivos superficiales y secuencias de ignimbritas y la asociación de sucesiones sedimentarias con plutonitas y volcanitas de arco inmediatamente al este y al oeste.

ORDOVÍCICO MEDIO

Los afloramientos de esta edad están restringidos a sectores localizados de la Puna Occidental. Si bien la mayor parte de los afloramientos de esta región ubicados al norte de la megafalla Calama-Olacapato-El Toro serían arenigianos-llanvirnianos, existen algunas localidades aisladas (e.g. sierra de Lina) donde se presentan niveles de edad llandeiliana y quizás incluso caradociana (cf. Ramos, 1972; Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Baldis, 1987; Bahlburg, 1991). Los mismos están representados por la ***Formación Falda Ciénaga*** (y por su equivalente lateral la ***Formación Lina***) integrando ambas unidades el sector superior del ***Grupo Calalaste*** (Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Baldis, 1987). En la nomenclatura de Bahlburg et al. (1990), estas dos Formaciones son aproximadamente equivalentes al «Sistema Turbidítico Superior». Los afloramientos más conspicuos se extienden en el sector sur de la Puna, en las provincias de Salta y Catamarca. Estas sucesiones están integradas por alrededor de 1200 m de areniscas y pelitas ligeramente metamorfizadas, portadoras de una fauna de graptolites que ha permitido asignarle una edad llanvirniana a tal vez caradociana (Aceñolaza y Baldis, 1987; Bahlburg et al., 1990).

Estudios sedimentológicos detallados de las sucesiones antes mencionadas han sido efectuados por Bahlburg (1991). Según este autor, estos depósitos se habrían originado en un sistema turbidítico en el que se desarrollaron subambientes de canal, albardón, lóbulo y franja de lóbulo. A su vez, Bahlburg (1991) ha sugerido que la depositación llandeiliana (y caradociana?) tuvo lugar en una cuenca de antepaís. Durante estos momentos, no habría existido actividad volcánica, evidenciando los sedimentos erosión del arco y del basamento. De este modo, la cuenca de retroarco arenigiana-llanvirniana habría evolucionado a una cuenca de antepaís a partir del corrimiento del arco por sobre la corteza continental atenuada. El cierre de la cuenca de retroarco habría sido provocado por una rotación en sentido antihorario del Macizo de Arequipa y su colisión contra el margen gondwánico (fase Oclóyica).

ORDOVÍCICO SUPERIOR

El Ordovícico superior del noroeste argentino se desarrolla en discordancia por sobre niveles del Ordovícico inferior, particularmente en el ambiente de las Sierras Subandinas. La secuencia característica del piso Donbrauliano (Aceñolaza, 1992) se expone en la sierra de Zapla con un espesor del orden de los 120 metros. Esta unidad en su base tiene un importante nivel de diamictitas que hacia arriba pasa a areniscas y limolitas entre las que se intercalan horizontes ferríferos.

Esta unidad fue reconocida con el nombre de «Horizonte Glacial Zapla» (Schlagintweit, 1943), ***Formación Zapla*** o ***Mecoyita***, cuya extensión regional llega hasta el ámbito subandino de Perú. En Bolivia y Perú se la reconoce con el nombre de Formación Cancañiri.

La ***Formación Zapla*** está compuesta por una diamictita de color gris oscuro de matriz arenosa y con clastos dispersos de cuarzo, rocas metamórficas y graníticas. Éstos llegan a tener dimensiones de bloques de hasta 70 cm de diámetro. Su estructura es masiva, pudiendo observarse pseudonódulos, laminación convoluta y pliegues intraformacionales. También hay niveles de areniscas intercalados en las diamictitas. El conjunto se caracteriza por el hecho de que tanto lateral como verticalmente presenta heterogeneidad. Esto llevó a diferentes autores a vincularlo con un evento glacial (Schlagintweit, 1943; Nieniewski y Wleklinski, 1950; Bossi y Viramonte, 1975; Antelo, 1978; Monaldi et al., 1986; Monteros et al., 1993).

Respecto a su techo, se supone la existencia de un hiatus o discordancia que da lugar a la Formación Lipeón. Debe destacarse que en base a estudios hechos en los bancos superiores del arroyo Pedregoso (Jujuy), Monaldi y Boso (1987) reconocieron la presencia de braquiópodos, moluscos y trilobites (*Dalmanitina subandina*) que permiten identificarlos como pertenecientes al Ashgilliano.

También es necesario señalar que recientemente Monteros et al. (1993) determinaron la existencia de varios niveles con graptolites en la base de la Formación Lipeón, en afloramientos de la sierra de Zapla. Estos niveles, ubicados en la cercanía de los bancos ferríferos, contienen restos de *Climacograptus* aff. *C. normalis* y *Retiolites* que identificarían la posición limítrofe entre el Ordovícico y el Silúrico.

En el ambiente de la Puna, la base de la Formación Salar del Rincón (Aceñolaza et al., 1972) está constituida básicamente por areniscas y lutitas que se apoyan en discordancia sobre la serie turbidítica-volcánica del Ordovícico medio y contiene una fauna de braquiópodos y moluscos entre los que se identificaron los géneros *Dalmanella*, *Criptothyrella*, *Heterorthella* y *Fardenia*, que para Benedetto y Sánchez (1990) representan el Ashgilliano tardío-Silúrico basal.

INTERPRETACIÓN GEOTECTÓNICA

La presente revisión remarca la importancia de las sucesiones eopaleozoicas del noroeste argentino para una cabal comprensión de la evolución geológica de este sector del continente sudamericano (Aceñolaza, 1992). El registro estratigráfico del Cambro-Ordovícico evidencia una compleja sucesión de eventos tectónicos, sedimentarios, magmáticos y orogénicos.

La denominada **cuenca del noroeste argentino** sería en realidad un ambiente de depositación de tipo polihistórico, cuya evolución habría involucrado sucesivos estadios geodinámicos. Así, por ejemplo, en tiempos del Cámbrico basal tuvo el comportamiento de una cuenca intracratónica desarrollada a partir de un proceso expansivo.

Durante el Cámbrico medio a superior, la sedimentación acaeció en una cuenca progresivamente cerrada por una fase tectónica (Fase Tilcárica) que se generó a partir de un empuje O-E realizado por el Macizo de Arequipa. Este movimiento dio lugar a la Dorsal Calchaquí que por el oeste desarrollaba un margen activo y al este una cuenca de retroarco. El mar transgredió sobre el basamento pampeano, generando un amplio engolfamiento epi-

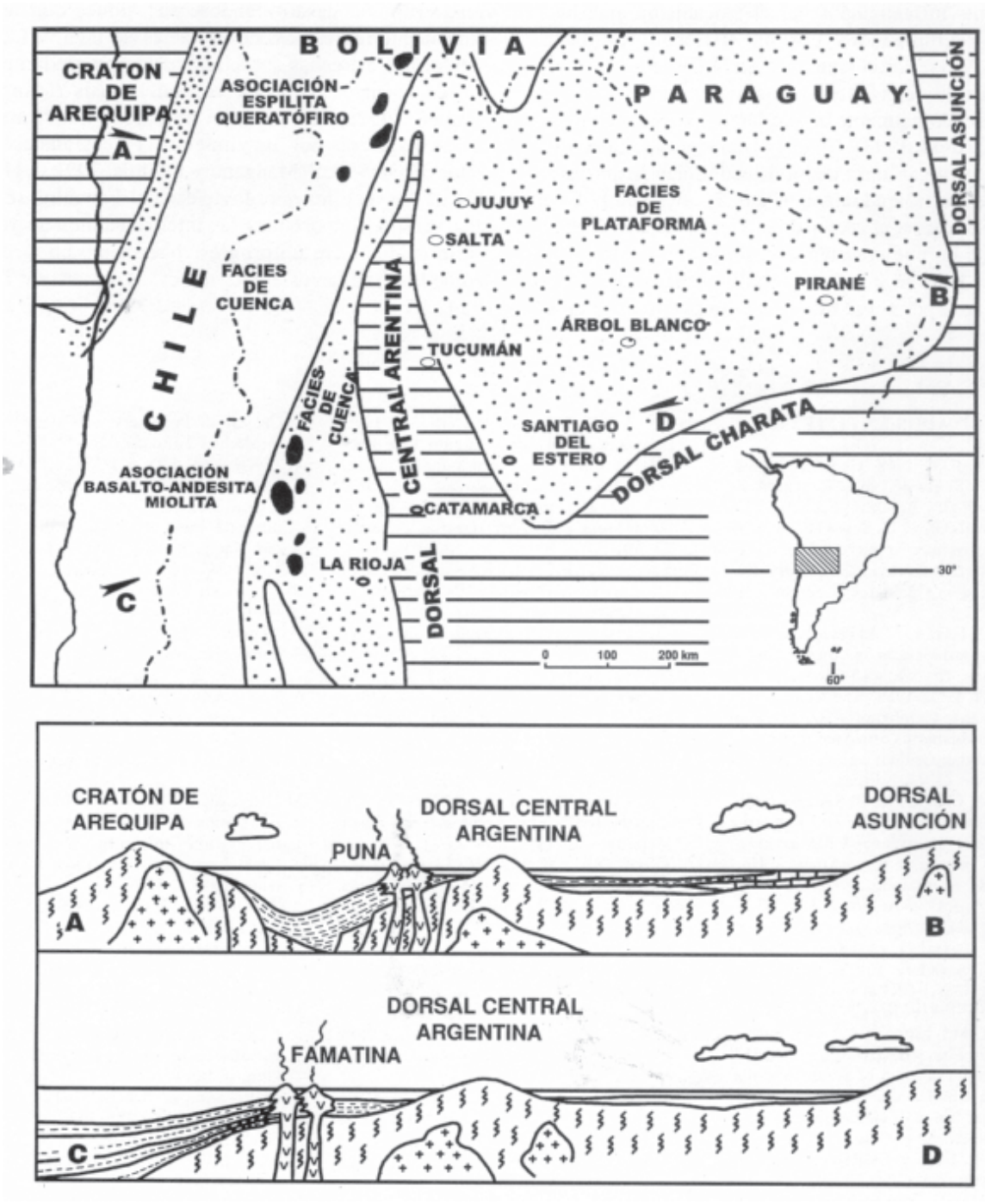


Figura 5. Mapa del noroeste argentino y áreas adyacentes mostrando la paleogeografía general durante el Ordovícico. Perfiles transversales entre A-B y C-D, (basado en Aceñolaza y Toselli, 1984).

continental sobre las áreas cratónicas. La configuración tectónica de la región cambió dramáticamente hacia el límite Cámbrico-Ordovícico en forma coincidente con los movimientos de la Fase Irúyica, que determinó la ruptura de la Dorsal Calchaquí y la conexión de las cuencas del noroeste con la del Famatina. Recientes evidencias permiten inferir que posiblemente ya en el Ordovícico basal, un arco volcánico se habría emplazado a lo largo del margen occidental del Gondwana (Moya et al., 1993). Durante el lapso arenigiano-llanvirniano, la sedimentación habría tenido lugar en una cuenca de retroarco (Breitkreuz et al., 1989; Bahlburg, 1991) o interarco (Coira et al., 1982; Aceñolaza y Toselli, 1984). Hacia la zona de la Puna, en las adyacencias del arco, se habrían desarrollado ambientes relativamente someros marcadamente influenciados por el volcanismo, que luego fueron reemplazados por un sistema turbidítico (Bahlburg, 1991). Por el contrario, en la Cordillera Oriental se desarrolló una extensa plataforma siliciclástica, sobre la que eventualmente progradaron sistemas deltaicos (Astini y Waisfeld, 1993). Un nuevo episodio sedimentario habría tenido lugar durante el Llandeiliano y posiblemente parte del Caradociano (Piso Trapicheano). Este evento tuvo lugar en el sector de la Puna y consistió en la formación de un nuevo sistema turbidítico en una cuenca de antepaís. Ésta se habría generado después del corrimiento del arco por sobre la corteza continental atenuada como consecuencia de la colisión del Macizo de Arequipa (movimientos de la fase Oclóyica) (Bahlburg, 1991).

Por su parte, la **cuenca del Famatina** exhibe marcadas similitudes con los sectores de la Puna en cuanto a la naturaleza de sus sedimentos y de los ambientes de depositación desarrollados. Durante el Tremadociano tuvo lugar un extendido evento anóxico representado tanto en facies de plataforma como de planicie cuencal (Esteban, 1993a; 1994). Persisten aún dudas sobre el marco geodinámico de la depositación tremadociana ya que no se conoce con certeza la existencia de un arco magmático al occidente. Por el contrario, el emplazamiento de un arco volcánico es indudable para el lapso arenigiano-llanvirniano. Durante estos tiempos, la cuenca del Famatina estuvo marcadamente influenciada por la actividad eruptiva, desarrollándose sucesiones con arreglos francamente regresivos, desde facies de talud a facies de plataformas estrechas sobre las cuales progradaron sistemas de abanicos deltaicos volcaniclásticos (Mángano y Buatois, 1992a). La cuenca arenigiana-llanvirniana se habría originado por movimientos extensionales en un sector de intra-arco (Mángano y Buatois, 1992a). Hacia el tope de las sucesiones ordovícicas del Famatina se hacen cada vez más importantes las intercalaciones de volcanitas, lo cual sugiere un progresivo aumento en la intensidad de los fenómenos eruptivos (cf. Aceñolaza y Toselli, 1984).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1968. Geología estratigráfica de la Sierra de Cajas. Revista Asociación Geológica Argentina, 28: 207-222.

ACEÑOLAZA, F.G., 1973. Sobre la presencia de trilobites en las cuarcitas del Grupo Mesón, en Potrerillos, provincia de Salta. Revista Asociación Geológica Argentina, 28: 309-311.

ACEÑOLAZA, F.G., 1978. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. Ameghiniana, 15 (1-2) : 15-64.

ACEÑOLAZA, F.G., 1983. The tremadocian beds and the Cambrian - Ordovician boundary problems in Latin America. Papers for the Cambrian-Ordovician boundary, Academia Sinica: 88-93. Nanjing.

ACEÑOLAZA, F.G., 1992. El Sistema Ordovícico en Latinoamérica. En: J. C. Gutierrez Marco, J. Saavedra Alonso e I. Rábano (eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura. 85-118.

ACEÑOLAZA, F.G. y ACEÑOLAZA, G.F., 1992. The genus *Jujuyaspis* as a world reference fossil for the Cambrian-Ordovician Boundary. En: B.D. Webby & J.R. Laurie (eds.) Global perspectives on Ordovician Geology. Balakema, Rotterdam, 115-120.

ACEÑOLAZA, F.G. y BALDIS, B.A.J., 1987. The Ordovician System of South America: Correlation Chart and Explanatory Notes. International Union of Geological Sciences Publication, 22, 68 p. Oslo.

ACEÑOLAZA, F.G. y BORDONARO, O., 1989. Presencia de *Asaphiscus* (Asaphiscidae - Trilobita) en la Formación Lizoite, Potrerillos, Salta y su significado geológico. Serie Correlación geológica, 5: 21-28.

ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1975. Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Ordovícico puneño, fauna graptolítica de Catúa, provincias de Salta y Jujuy. Iº Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 77-89.

ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1984a. The trace fossil *Oldhamia*. Its interpretation and ocurrence in the Lower Cambrian of Argentina. Neues Jahrbuch Geologie und Palaeontologie, Monasth. H 12: 728-740.

ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1984b. Observaciones sobre la fauna graptolítica tremadociana del Famatina, Provincia de La Rioja. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 267-276.

ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1986. Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina. Geological Magazine, 123 (4) : 367-375.

ACEÑOLAZA, F.G. y GONZÁLEZ, O., 1977. El Ordovícico de la zona de Arroyo Volcán, Sierra de Santa Bárbara, Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería, 2: 125-137.

ACEÑOLAZA, F.G. y GUTIERREZ MARCO, M.C., 1999. Graptolitos de la Formación Portezuelo de las Minitas (Ordovícico inferior) del Sistema de Famatina, La Rioja (Argentina). Boletín de la Academia Nacional de ciencias.

ACEÑOLAZA, F.G. y RÁBANO, I. 1990. Nota sobre algunos trilobites Asaphina de la Formación Suri (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1, Serie Correlación Geológica, 7: 39-49.

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1977. Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, Provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana, 14: 55-81

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación Especial, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 1287. 212 pp.

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En D.L. Bruton (Ed.), Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions University of Oslo, 295: 203-209.

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovícico inferior clástico en el noroeste de Argentina. Revista Instituto de Geología y Minería, 6: 49-63.

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1988. El Sistema del Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 55-67.

ACEÑOLAZA, F.G., BENEDETTO, L. y SALFITY, J., 1972. El neopaleozoico de la Puna Argentina; su fauna y relación con áreas vecinas. Anales Academia Brasilera de Ciencias, 44 (supl.) : 5-20.

ACEÑOLAZA, F.G., MANCA, N. y FERNÁNDEZ, R., 1982. Caracteres bioestratigráficos y paleoambientales del Grupo Mesón (Cámbrico medio-superior), centro-oeste de América del Sur. Estudios Geológicos, 38: 385-392.

ALBANESI, G.L., BARNES, C.R., ESTEBAN, S.B. y HUNICKEN, M.A. (en prensa). Conodonls of the Cambrian - Ordovician Boundary interval from the Volcancito Formation, Famatina Range, Western Argentina. Pander Society Meeting, Calgary, Canadá.

ALDERETE, M., 1968. Geología de la Quebrada del Portezuelo de La Alumbrera, Cuesta de Miranda, La Rioja. Trabajo de Licenciatura, Universidad Nacional de Tucumán (iné-dito).

ANTELO, B., 1978. Las Formaciones de Edad Silúrica en el Noroeste Argentino (Provincia de Jujuy y Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (1) : 1-16.

ASTINI, R., 1994. Interpretación estratigráfica de la Formación Sepulturas (Ordovícico inferior) y unidades análogas del Noroeste Argentino: La Aloformación Sepulturas. 5a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 9-14.

ASTINI, R.A. y WAISFELD, B.G., 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico inferior (Formaciones Acoite y Sepulturas) al oeste de Purmamarca, Cordillera Oriental Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 96-106.

BAHLBURG, H., 1990. The Ordovician Basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: Geodynamic Evolution from Back-Arc to Foreland Basin. Geotektonische Forschungen, 75: 1-107.

BAHLBURG, H., 1991. The Ordovician back-arc to foreland successor basin in the Argentinian-Chilean Puna: tectono-sedimentary trends and sea-level changes. En: Macdonald, D. (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustacy: Processes and Products. Special Publication International Association of Sedimentologists, 1: 465-484.

BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C., 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). Journal of South American Earth Sciences, 4: 171-188.

BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. y ZEIL, W., 1988. Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: constraints on geodynamic interpretation. Lecture Notes in Earth Sciences, 17: 71-85. Berlín.

BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C., MALETZ, J., MOYA, M.C. y SALFITY, J.A., 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. Newsletter in Stratigraphy, 23: 69-89.

BALDIS, B.A. y OMARINI R., 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico - Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 64-78.

BENEDETTO, J.L., 1977. Una nueva fauna de trilobites Tremadocianos de la Provincia de Jujuy (Sierra de Cajas), Argentina. Ameghiniana, 14: 186-214.

BENEDETTO, J.L. y SÁNCHEZ, T., 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). Ameghiniana, 27 (3-4) : 317-326.

BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincias de Salta y Jujuy). Anales de la Secretaría de Minería y Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 15 (1) : 1-97.

BORDONARO, O., 1992a. Biogeografía del Cámbrico perigondwánico de Sudamérica. Serie Correlación Geológica, 9: 17-24.

BORDONARO, O., 1992b. El Cámbrico de Sudamérica. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.) Paleozoico Inferior de Iberoamérica, Universidad de Extremadura. p. 69-84.

BOSSI, G.E. y VIRAMONTE, J., 1975. Contribución al conocimiento de la Petrología de los Yacimientos ferríferos sedimentarios de Zapla y Unchimé. Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas 5, 181-202.

BRACKEBUSCH, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 5: 137-184.

BREITKREUZ, C., 1986. Das Palaozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21-25S). Geotektonische Forschugen, 70: 1-88.

BREITKREUZ, C., BAHLBURG, H., DELAKOWITZ, B. y PICHOWIAK, S., 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 2: 171-189.

BRUTON, D., ERDTMANN, B. y KOCH, L., 1982. The Naersnes section, Oslo region, Norway: a candidate for the Cambrian Ordovician Boundary stratotype at the base of the Tremadoc Series. En: M.G. Bassett and W.T. Dean (Eds.) The Cambrian Ordovician Boundary: Sections, fossil distributions and correlations. Natural Museum of Wales, Geological Service, 3: 61-69. Cardiff.

BULTYNCK, P. y MARTIN, F., 1982. Conodontes et Acritarches de l'Ordovicien inférieur et Acritarches du Silurien inférieur de la part septentrionale de la Cordillère Argentine. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 53: 1-21.

CHAYLE, W., 1981. El Ordovícico en la Provincia de Jujuy. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, 4: 39-55.

CLEMENS, K., 1993. Sedimentología, proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el Noroeste de Argentina durante el Paleozoico Inferior. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 310-320.

COIRA, B.L., 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, Provincia de Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28: 85-88.

COIRA, B.L., 1979. Descripción Geológica de la hoja 3c, Abra Pampa. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170, 90 pp.

COIRA, B. y BARBER, E., 1987. Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del Río Huaiquitina, Provincia de Salta, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 305-307

COIRA, B. y NULLO, F., 1987. Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 308-311.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Science Reviews, 18: 303-332.

CUERDA, A.J., 1973. Reseña del Ordovícico argentino. Ameghiniana, 10 (3) : 272-312.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992. El Orógeno colisional Paleozoico en Argentina. Serie de Correlación Geológica, 9: 165-178.

DE ALBA, E., 1979. El Sistema de Famatina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 349-395. Córdoba.

DE FERRARIS, C., 1940. Corrimiento de los bloques de montaña en los alrededores de Purmamarca, Depto. de Tumbaya (Prov. de Jujuy). Tesis del Museo de la Plata (inédito).

DURAND, F.R. y ACEÑOLAZA, F.G., 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del noroeste argentino. En: Aceñolaza, F.G. et al. (Eds.) El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 71-112.

DURAND, F.R., TOSELLI, A.J., ACEÑOLAZA, F.G. y ROSSI DE TOSELLI, J., 1994. Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico. Serie Monográfica y Didáctica, 14.

ESTEBAN, S.B., 1993a. Litofacies de plataforma en la Formación Volcancito (Tremadociano) flanco oriental de la Sierra de Famatina, La Rioja. Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 116-120.

ESTEBAN, S.B., 1993b. Consideraciones sobre la edad de la Formación Volcancito (Ordovícico Inferior) del Sistema de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. 13º Congresso Brasileiro de Paleontología y 1º Simposio Paleontológico do Cone Sul, Resumenes: 106. Sao Leopoldo.

ESTEBAN, S.B., 1994. Oxygen-defficient facies in the Early Ordovician of the Famatina System, La Rioja province, NW Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Resumenes: A-10.

ESTEBAN, S.B., 1996. Los primeros trilobites Ciclopígidos en el Ordovícico de Argentina (Formación Volcancito, Sistema de Famatina). Ameghiniana, 33 (1) : 57-64.

FERUGLIO, E., 1931. Observaciones Geológicas en las Provincias de Salta y Jujuy. Contribución a las Primeras Reuniones Nacionales de Geografía, Dirección General de YPF, 7, 39 pp.

GRISSOM, G.D., DE BARI, S.M., PAGE, S.P., PAGE, R.F.N., VILLAR, L.M., COLEMAN, R.G. y RAMÍREZ, M.V., 1991. The deep crust of an early Paleozoic arc; The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper, 265: 189-200.

HARRINGTON, H.J. y LEANZA, A.F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 1, 259 pp.

HAUSEN, J., 1925. Sobre un perfil Geológico del borde oriental de la Puna de Atacama. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 28, 95 pp.

HERRERO DUCLOUX, A., 1940. Sobre los fenómenos de corrimientos en ambos lados de la Quebrada de Juella, Departamento de Tilcara (Prov. de Jujuy). Tesis del Museo de la Plata (inédita).

HÜNICKEN, M. A., SUÁREZ RIGLOS, M. y SARMIENTO, G., 1985. Conodontes

tremadocianos de la Sierra de Cajas, Departamento Humahuaca, Provincia de Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 56 (3-4) : 333-347.

JEZEK, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F. et al. (Eds.) El Ciclo Pampeano en el Norte Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 9-36.

JUÁREZ, C.A. y BOSO, M.A., 1993. Secuencia de plataforma dominada por tormentas en la Formación La Pedrera (Ordovícico inferior), Sierra de Mojotoro, Salta, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 107-115.

KAYSER, E., 1876. Ueber primordiale und untersilurische fossilien aus der Argentinischen Republik Paleontographica. Suppl. III Cassel. Trad. al castellano (1923): Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 8: 297-332.

KAYSER, E., 1897. Beitrage zur Kenntnis einiger palaeozoischer faunen Sudamerikas. Zeitschr. Deutschland Geologische Gesell., 49: 274-317.

KEIDEL, J., 1907. Uber den Bau der argentinische Anden. Sitzunggsb. K.K. Akad. der Wissensch Vien. Mathem. Naturw. Kl. Band CXVI, entr. 4, 1: 640 pp. Viena.

KEIDEL, J., 1910. Estudios Geológicos de la Quebrada de Humahuaca, en la zona de Iruya y en algunos de sus valles laterales. Provincias de Jujuy y Salta. En: Memoria Dirección de Minería, Geología e Hidrogeología de 1908. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, 5 (2) : 76-77.

KEIDEL, J., 1943. El Ordovícico Inferior de los Andes del Norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 36: 140-229.

KOUKHARSKY, M. M. L., 1988. El volcanismo ácido ordovícico y las rocas graníticas de la Puna Occidental entre las latitudes 24º y 24º 20' S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43: 253-256.

KOUKHARSKY, M. y MIRRÉ, J.C., 1974. Nuevas evidencias de vulcanismo ordovícico en la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29: 128-134.

KOUKHARSKY, M., COIRA, B. y MORRELLO, O., 1987. Vulcanismo ordovícico de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. Características petrológicas e implicancias tectónicas. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 316-318.

LAVANDAIO, E., 1973. Geología del Cerro Tolar-Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 41-54.

MAISONAVE, H.M., 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, Dpto. Tinogasta, provincia de Catamarca. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 75-87.

MANCA, N., 1986. Caracteres icnológicos de la Formación Campanario (Cámbrico superior) en Salta y Jujuy. Ameghiniana, 23: 75-87.

MANCA, N., 1993. El género *Lotagnostus* (Trilobita, Agnostida) en la Formación Santa Rosita (Jujuy, Argentina) y su significado cronológico. Ameghiniana, 29 (1) : 45-48.

MANCA, N., COIRA, B., BARBER, E. y PÉREZ, A., 1987. Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 299-301.

MÁNGANO, M. G. y BUATOIS, L.A., 1990. Evolución paleoambiental del Ordovícico del sur del Río Chaschuil, noroeste de la Sierra de Narváez, Sistema del Famatina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 227-231.

MÁNGANO, M. G. y BUATOIS, L.A., 1992a. Historia deposicional de las secuencias ordovícicas marinas del Sistema del Famatina en el noroeste de la sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 215-222.

MÁNGANO, M. G. y BUATOIS, L.A., 1992b. Análisis genético de concentraciones fósiles en una secuencia volcaniclástica de plataforma, Formación Suri (Ordovícico del Sistema del Famatina). Ameghiniana, 29: 135-151.

MÁNGANO, M. G. y BUATOIS, L.A., 1992c. Depósitos de tormenta en una plataforma volcaniclástica de alto gradiente, Formación Suri, Sistema del Famatina, Argentina. El Paleozoico inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana, Serie Correlación Geológica, 9: 145-156.

MÁNGANO, M.G. y BUATOIS, L.A., 1994a. Volcanic, tectonic and eustatic controls on Early to Middle Ordovician sedimentation from the Suri Formation, Famatina Basin, Northwest Argentina. IGCP Project 351, Early Palaeozoic evolution in NW Gondwana, Rabat.

MÁNGANO, M.G. y BUATOIS, L.A., 1994b. Un ejemplo de sedimentación en plataformas adyacentes a arcos volcánicos: Miembro Loma del Kilómetro, Formación Suri, Cuenca Ordovícica del Famatina. 5a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 65-70.

MÁNGANO, M.G., BUATOIS, L.A. y ACEÑOLAZA, F.G., 1994. Paleoenvironmental significance of trace fossils from a Lower Paleozoic tide-dominated shelf succession of the Santa Rosita Formation, Norhtwest Argentina. 14th International Sedimentological Congress, S5: 1-2.

MANNHEIM, R., 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema del Famatina, noroeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155.

MÉNDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. y VIERA, O., 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 89-100.

MINGRAMM, A., RUSSO, A., POZZO, A. y CAZAU, L., 1979. Sierras Subandinas. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 95-137.

MON, R., 1971. Estructura Geológica del Extremo Austral de las Sierras Subandinas, Provincias de Salta y Tucumán, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (2) : 209-220.

MONALDI, C.R. y BOSO, M.A., 1987. *Dalmatinia (D.) subandina* n.sp. (Trilobita) en la Formación Zapla del Norte Argentino. 6º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 149-158.

MONALDI, C.R., BOSO, M.A. y FERNÁNDEZ, J.C., 1986. Estratigrafía del Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy. Revista Asociación Geológica Argentina, 26: 62-69.

MONTEROS, J., MOYA, M.C. Y CUERDA, A., 1993. Graptolitos Ashgillian-Llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, Sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la Correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 304-314.

MOYA, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En: The Southern Central Andes (Eds. H. Bahlburg, Ch. Breitkreuz and P. Giese). Lecture Notes in Earth Sciences, 17: 55-69. Berlin.

MOYA, M.C., MALANCA, S., HONGN, F.D. y BAHLBURG, H., 1993. El Tremadociano temprano en la Puna occidental argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 20-30.

MOYA, M.C., MALANCA, S., MONTEROS, J.A. y CUERDA, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental argentina basada en graptolitos. Revista Española de Paleontología, 9 (1) : 91-104.

NIEMEYER, H., URZÚA, F., ACEÑOLAZA, F.G. y GONZÁLEZ, C.R., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 410-439.

NIENIEWSKI, A. y WLEKLINSKI, E., 1950. Contribución al conocimiento del Anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5: 109-203.

PALMA, M.A., PÁRICA, P.D. y RAMOS, V.A., 1986. El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca. Revista Asociación Geológica Argentina, 41: 414-419.

PORTO, J.C. y DANIELLI, C., 1992. Geología de las Sierras del Noroeste de la Provincia de Tucumán (Hoja 10f, Trancas). Acta Geológica Lilloana, 17 (2) : 45-62.

RAMOS, V.A., 1972. El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27: 84-94.

RAMOS, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 159-202.

RAMOS, V.A., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el eopaleozoico en el noroeste argentino. Revista del Instituto de Geología y Minería, 8: 13-28.

RAMOS, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America - A collisional history. Episodes, 11: 168-174.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.

RAO, R.I. y HÜNICKEN, M.A., 1990. Conodont biozones in the Tremadocian (Ordovician) from the Sierra de Cajas, Eastern Cordillera, Jujuy Province, Argentina. En: First Latin American Conodont Symposium (LACON I), Part 2, Abstracts of Meeting (Ed. M. A. Hünicken), Special Publication of the Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 91.

RAO, R.I., ORTEGA, G. y HÜNICKEN, M.A., 1994. Cambrian-Ordovician

boundary in the Sierra de Cajas, Cordillera Oriental, Jujuy Province, Argentina. En: Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, 2nd International Meeting, Rabat.

RICCI, H.I. y VILLANUEVA, A., 1969. La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de Candelaria (Pcia. de Salta). Acta Geológica Lilloana, 10 (1) : 1-16.

RUIZ HUIDOBRO, O.J., 1968. Descripción Geológica de la Hoja 7e Salta (Provincias de Salta y Jujuy). Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería, 109: 1-46.

SALFITY, J.A., MALANCA, S., MOYA, M.C., MONALDI, C.R. y BRANDAN, E.M., 1984. El límite Cámbrico-Ordovícico en el Norte de la Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 555-567.

SÁNCHEZ, M.C. y SALFITY, J.A., 1990. Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) en el Oeste del Valle de Lerma, Cordillera Oriental Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 129-132.

SARMIENTO, G. y GARCÍA LÓPEZ, S., 1993. Síntesis sobre las faunas de conodontos del Paleozoico Inferior de Ibero-América y de la Península Ibérica (1958-1992). Revista Española de Paleontología, 8 (2) : 191-205.

SCHLAGINTWEIT, O., 1943. La Posición estratigráfica del Yacimiento de hierro Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. Revista de Minería Argentina, 13 (4) : 115-127.

SCHWAB, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. Geotektonische Forschungen, 43 (1-2) : 1-168.

SGROSSO, P., 1939. Descripción Geológica de la Provincia de Jujuy. Aguas Minerales de La República Argentina, Comisión Nacional de Clima y Agregados Minerales, 5: 23-55.

SGROSSO, P., 1943. Contribución al Conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. Boletín de la Dirección de Minas y Geología, 53.

TORTELLO, M.F. y ACEÑOLAZA, G.F, 1993. Trilobites agnóstidos del límite Cámbrico-Ordovícico de la Formación Lampazar, Sierra de Cajas, Provincia de Jujuy, Argentina. Revista Española de Paleontología, 8 (2) : 177-184.

TORTELLO, M.F. y ESTEBAN, S.B., 1995. Un trilobite agnóstido en el Ordovícico de la región de Bordo Atravesado (Cuesta de Miranda), provincia de La Rioja, Argentina. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 271-275.

TORTELLO, M.F. y ESTEBAN, S.B. 1997. Significado bioestratigrafico de una asociación de trilobites del tramo basal de la Formación Volcancito (Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina). Ameghiniana 34(3):265-270.

TORTELLO, M.F. y ESTEBAN, S.B. (en prensa). La transición Cámbrico - Ordovícico en la Formación Volcancito (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). Ameghiniana.

TORTELLO, M.F., ACEÑOLAZA, G. F. y MURUAGA, C. M.,1996. Presencia de *Pseudokainella* (Trilobita Remopleuridacea) en el Cámbrico Ordovícico de la Sierra de la Candelaria, Salta, Argentina. Ameghiniana 33 (1): 99-102. Buenos Aires.

TOSELLI, G., 1975. Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (inédito). 170 pp. Córdoba.

TOSELLI, G., 1977. El Paleozoico Inferior de la región de Volcancito, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 14: 83-104.

TOSELLI, G., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (1) : 86-89.

TOSELLI, A.J., ROSSI DE TOSELLI, J.N., SAAVEDRA ALONSO, J. y MEDINA, M.E., 1987. Granitoides de Famatina, La Rioja, Argentina: algunos aspectos geológicos y geoquímicos. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 147-150.

TOSELLI, A.J., SAAVEDRA ALONSO, J., PELLITERO, E., ROSSI DE TOSELLI, J.N., ACEÑOLAZA, F.G. y MEDINA, M.E., 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45: 313-322.

TURNER, J.C., 1959. Faunas graptolíticas de América del Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 14 (1-2) : 3-160.

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

TURNER, J.C.M., 1960b. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 42: 77-126.

TURNER, J.C.M., 1963. The Cambrian of Northern Argentina. Tulsa Geological Society Digest, 31: 193-211.

TURNER, J.C.M., 1964a. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 104, 99p.

TURNER, J.C.M., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (Provincia de la Rioja). Boletín Dirección Nacional Geología y Minería, 100, 81 p.

TURNER, J.C.M., 1964c. Descripción geológica de la hoja 2b, La Quiaca. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 103, 118p.

TURNER, J.C.M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, Provincia de Catamarca y La Rioja. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 106, 91 pp.

VACCARI, N.E., BENEDETTO, J.L., WAISFELD, B.G. y SÁNCHEZ, T.M., 1993. La fauna de *Neseuretus* en la Formación Suri (oeste de Argentina): Edad y relaciones paleobiogeográficas. Revista Española de Paleontología, 8: 185-190.

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. segunda Parte, Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Ed. Peuser, 646 pp. Buenos Aires.

Recibido: agosto 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (8): 189- 204, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 8

CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DE LA PRECORDILLERA Y BLOQUE DE SAN RAFAEL

Osvaldo Bordonaro

INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas cámbricas y ordovícicas del oeste argentino se conocen desde principios de siglo y existen numerosos antecedentes geológicos que fueron detalladamente expuestos en la última edición de la Geología Regional Argentina (Furque y Cuerda, 1979) y en la Geología de América del Sur (Cuerda y Furque, 1988).

En este nuevo compendio se analizarán los aportes posteriores a aquellas ediciones que han modificado substancialmente las interpretaciones de aquella época, como también se considerarán aquellos esquemas clásicos que aún mantienen vigencia.

Una nueva generación de trabajos sedimentológicos y paleontológicos realizados en afloramientos clásicos, como también el descubrimiento de nuevas localidades, han posibilitado elaborar nuevos conceptos estratigráficos y sobre todo novedosos modelos paleoambientales y paleotectónicos.

La bioestratigrafía se ha visto enriquecida ante el aporte de diferentes grupos taxonómicos como son los braquiópodos, graptolites, trilobites y conodontes que posibilitan un ajuste cronoestratigráfico más preciso y mejor acotado. La correlación litológica sincrónica utilizada durante muchos años ha sido reemplazada por la correlación de facies, las que generalmente son diacrónicas debido a la migración en el espacio y recurrencia en el tiempo de los ambientes sedimentarios.

Los hiatus estratigráficos y conglomerados que fueron atribuidos a eventos tectónicos son ahora analizados como variaciones eustáticas globales con o sin influencias tectónicas locales, descartando la acción absoluta de algunas fases tectónicas globales. El reconocimiento de depósitos olistostrómicos de talud continental permite explicar las mezclas sedimentarias con la identificación de grandes cuerpos olistolíticos. Las mezclas de edades en estas secuencias eran antiguamente resueltas como repeticiones tectónicas.

Gracias a estos nuevos parámetros geológicos se abre un nuevo panorama que clarifica el comportamiento y evolución de las cuencas cámbricas y ordovícicas de la región. Esta síntesis del conocimiento sobre los sistemas Cámbrico y Ordovícico se ha realizado con la convicción de que no será ni la definitiva ni la más acertada y seguramente habrá que cambiarla en la medida que la geología siga evolucionando como la ciencia dinámica que es.

CÁMBRICO

El Cámbrico de toda la Precordillera puede ser dividido en dos regiones paleogeográficas con características sedimentológicas, estratigráficas y paleontológicas netamente diferentes. Un área de plataforma interna carbonática con afloramientos en la Precordillera Oriental y Central de San Juan y su continuación en La Rioja y un área de borde de plataforma y talud continental con afloramientos en la Precordillera Occidental de San Juan y en la Precordillera de Mendoza (Bordonaro, 1990).

PLATAFORMA CARBONÁTICA

Las exposiciones que representan a este ambiente se localizan en la Precordillera Oriental (cerro Pedernal, sierra Chica de Zonda, sierra de Villicum) y en el extremo norte de la Precordillera Central (cerro La Chilca, cerro Cumillango, cerro San Roque, sierra de la Batea, cerro La Silla, cerro Potrerillos, sierra de Yanzo, sierra de Alaya y cerro Urcuschun), (véase Figura 1).

Dentro de este ámbito paleogeográfico se dispone, en forma integrada, de una completa sucesión estratigráfica, predominántemente carbonática, que abarca un rango cronoestratigráfico desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Ordovícico inferior. Esta sucesión es continua y no han sido detectadas evidencias de discontinuidades estratigráficas de magnitud, pero carece de una documentación bioestratigráfica continua (Figura 2).

Formación La Laja (sensu Bordonaro, 1980)

Se encuentra distribuida a lo largo del flanco occidental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. La integran cuatro miembros que totalizan un espesor de 1200 m con calizas, calizas arcillosas y margas. La edad de la misma abarca desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Cámbrico medio tardío y fueron reconocidas biozonas de trilobites homólogas a las de la plataforma norteamericana como las Zonas de *Olenellus, Plagiura-Poliella, Albertella, Glossopleura, Ehmaniella* y *Bolaspidella,* (Bordonaro, 1986), (Figura 2).

Estudios sedimentológicos realizados por Bercowski et al. (1990) reconocieron litofacies de *mudstones, wackestones, packstones, grainstones*, margas y limolitas, asociadas en secuencias somerizantes cíclicas dentro de una plataforma abierta y poco profunda.

Formación Zonda (Bordonaro, 1980)

Definida por una sucesión de 350 m de calizas dolomíticas y dolomías con estructuras sedimentarias de poca profundidad (grietas de desecación, *bird eyes*, conglomerados de clastos planos, cristales pseudomorfos de yeso, estratifica-

CRICYT, c.c. 131 (5500) Mendoza.

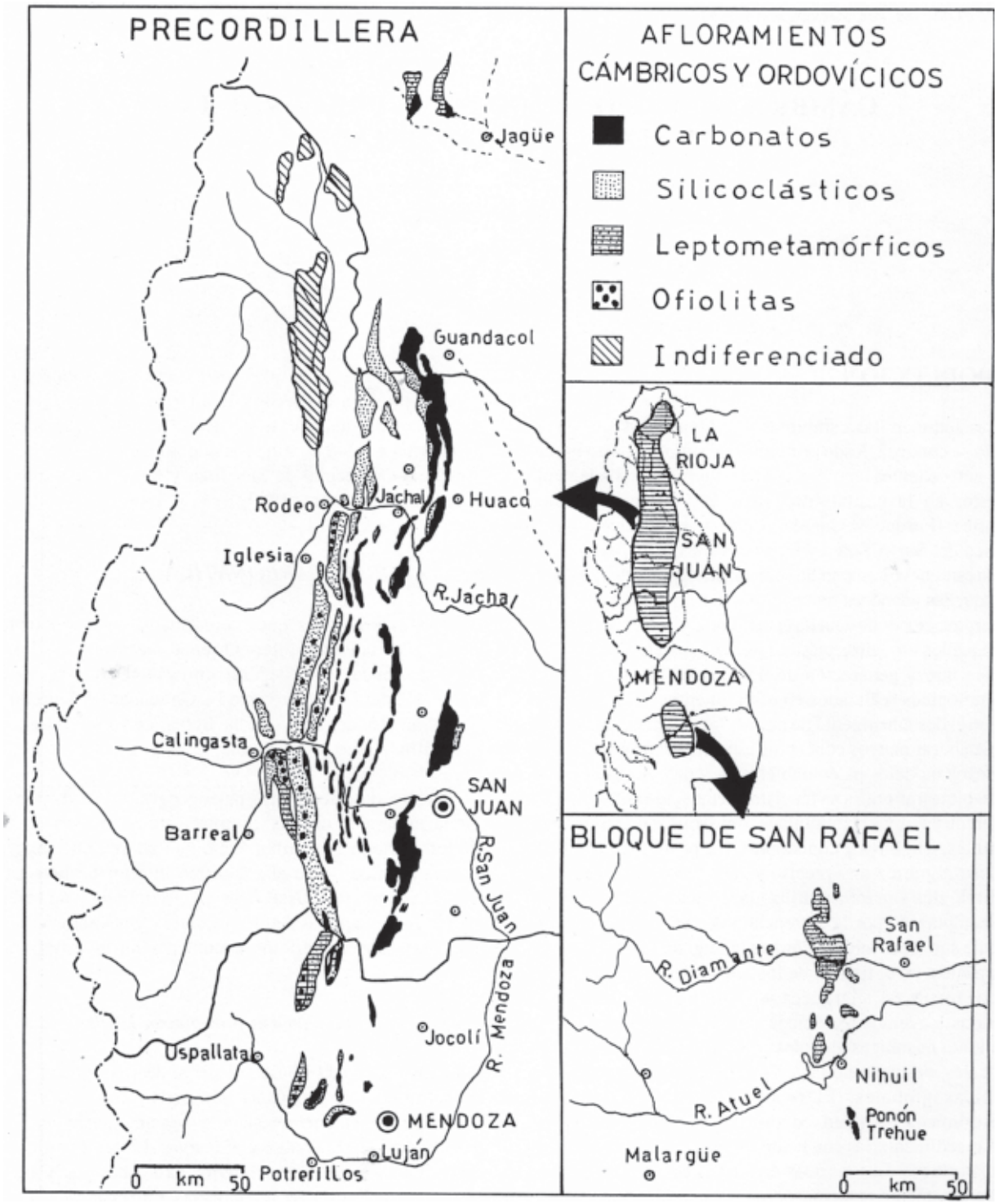


Figura 1. Distribución de afloramientos cámbricos y ordovícicos en la Precordillera y Bloque de San Rafael.

ción entrecruzada), laminación criptoalgal y estromatolitos. Arroqui Langer y Bordonaro (1996) reconocieron ciclos somerizantes originados en un ambiente hipersalino intertidal medio a superior con episodios temporarios de exposición subaérea (Armella, 1986).

Esta formación se halla distribuida en el cerro Pedernal, cerro Bayo, sierras Chica de Zonda y de Villicum de Precordilera Oriental y también en los cerros La Silla y Potrerillos sobre el perfil del río Áspero en Jáchal.

Hasta el momento no se han hallado fósiles que permitan precisar su edad, pero por su ubicación estratigráfica se asigna al Cámbrico superior temprano.

Formación La Flecha (Baldis et al. 1981)

Esta unidad aflora en el cerro Pedernal, sierras Chica de Zonda y Villicum, cerros La Chilca, Cumillango, San Roque, sierra de la Batea, y cerros La Silla y Potrerillos, como también en las sierras de Yanso, Alaya y cerro Urcuschum de la Rioja.

Con una potencia promedio de 500 m, se caracteriza por una alternancia cíclica de calizas y dolomías con chert, con abundantes estructuras algales estromatolíticas y trombolíticas con formas muy diversas (Armella, 1990). Estas acumulaciones se originaron en una plataforma tidal

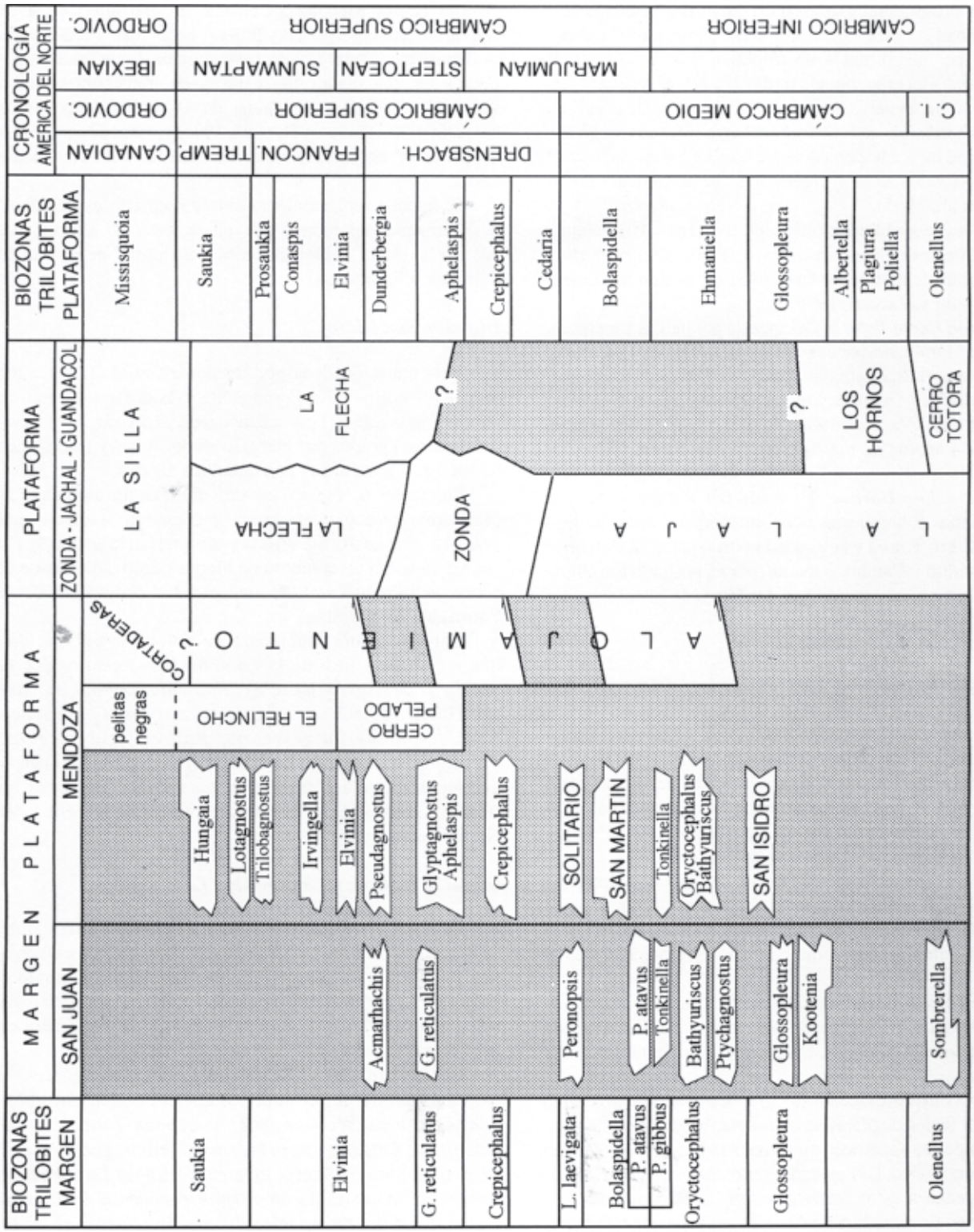


Figura 2 . Ordenamiento estratigráfico del Cámbrico de la Precordillera diferenciado en facies de plataforma interna y margen de plataforma - talud. Los bloques dentados de esta última facies representan olistolitos alojados en las Formaciones Empozada (en Mendoza) y Los Sombreros (en San Juan).

extensa y parcialmente restringida con características oscilantes en pulsos biocíclicos (Armella, 1989). Keller et al.(1989) interpretan que estos ciclos son somerizantes hacia arriba y representan un antiguo sistema de *sabkha* desarrollado en una plataforma estable. En el área de Guandacol Cañas (1986) reconoció ambientes de planicies mareales progradantes sobre una plataforma restringida.

La edad de esta formación varía dentro del Cámbrico superior por la presencia de trilobites *Plethopeltis cf. P. saratogensis* del Franconiano tardío, *Madarocephalus laetus, Komaspidella laevis* y *Crepicephalus* sp. que indican la Zona de *Crepicephalus* del Drensbachiano, *Dytremacephalus strictus* que indica la Zona de *Aphelaspis* y *Plethopeltis cf. P. armatus, Stenopilus convergens* indican la Zona de *Saukia* (Keller et al., 1995).

En la Precordillera riojana, en los cerros Urcushum y Totora al oeste de Guandacol, aflora una sucesión evaporítica y dolomítica de más de 500m de espesor, denominada como sigue (Astini y Vaccari, 1996):

Formación Cerro Totora: Compuesta por pelitas y areniscas rojas, yeso laminado, bancos calcáreo-dolomíticos y arcilitas, limolitas y areniscas laminadas cíclicas. Hacia el tope contiene olenellidos (*Arcuolenellus megafrontalis*) del Cámbrico inferior tardío (Vaccari, 1988). Representa depósitos evaporíticos de llanuras de marea mixta y plataforma submareal hipersalina.

Formación Los Hornos: Formada por dolomías macizas blanquecinas sobrepuestas concordantemente sobre la Formación Cerro Totora y cuya edad podría incluir al Cámbrico inferior tardío y Cámbrico medio, por su posición estratigráfica. Paleoambientalmente son depósitos de plataforma somera hipersalina.

PLATAFORMA EXTERNA Y TALUD

En este ámbito paleogeográfico se ubica a los afloramientos de la Precordillera Occidental de San Juan (sierra de Los Túneles en Jáchal, y flanco oriental de la sierra del Tontal) y en la Precordillera mendocina (Santa Clara, Los Alojamientos, San Isidro, Totoral, cerros Solitario y Pelado), (Figura 1).

Con excepción del cerro Pelado, las unidades cámbricas de estas localidades no forman una sucesión continua ni autóctona, sino que son asomos aislados identificados como olistolitos, emplazados como bloques resedimentados en el Ordovícico.

Constituyen olistolitos de diversas dimensiones (desde centímetros hasta cientos de metros), que contienen una variada fauna de trilobites, hyolites y braquiópodos de edad cámbrica.

Estos olistolitos con litologías carbonática y clástica presentan facies de plataforma somera, borde de plataforma y talud superior y aparecen mezclados en forma caótica sin un orden cronológico. Las unidades ordovícicas olistostrómicas que hospedan a estos olistolitos son las Formaciones Los Sombreros, Empozada y Cortaderas, en facies de talud continental.

En la Figura 3 se grafica la distribución cronoestratigráfica de los olistolitos cámbricos reconocidos hasta la fecha que son denominados con el nombre de la localidad donde afloran o por medio de sus fósiles diagnósticos (Bordonaro y Banchig, 1996).

Olistolito Estancia San Martín

Denominación dada por Bordonaro et al.(1993) al megabloque (ex Formación Estancia San Martín) resedimentado en la Formación Empozada que aflora entre la quebrada de la Empozada y la quebrada de La Cruz, en el área de San Isidro, Mendoza. Consiste de una alternancia de calizas mudstones, margas y lutitas negras. Estos sedimentos se depositaron como fangos carbonáticos de periplataforma típicos de una plataforma externa en transición al talud superior. Contienen una fauna de espículas de poríferos hexactinellidos (Beresi y Heredia, 1995) y restos de agnóstidos del género *Peronopsis* que indican una edad cámbrica media tardía.

El intenso replegamiento sinsedimentario evidencia el deslizamiento del bloque por un proceso de slump, que además se halla englobado entre las lutitas negras de la Formación Empozada.

Olistolito San Isidro

Denominación dada por Bordonaro et al.(1993) a los bloques olistolíticos (ex Formación San Isidro) que afloran en las quebradas de San Isidro, Empozada y La Cruz de Mendoza. Están integrados por margas, wackestones y packstones fosilíferos y grainstones con oncolitos algales.

Las facies de estos olistolitos indican un ambiente de plataforma carbonática somera y sometida al oleaje que gradan a una plataforma abierta y subtidal hacia arriba. Se los considera como un conjunto de bloques deslizados desde el borde de la plataforma durante el talud ordovícico de la Formación Empozada.

Contienen una asociación de trilobites poliméridos que los ubica dentro de la Zona de *Glossopleura* por la presencia de *Glossopleura* sp., *Kootenia* sp., *Alokistocare* sp. Hacia el techo los niveles margosos contienen *Oryctocephalus burgessensis, Bathyuriscus elegans, Parkaspis endecamera, Elrathia kingii* y *Athabasquia anax* que representan la Zona de *Oryctocephalus* (Bordonaro y Banchig, 1995) según la bioestratigrafía de América del Norte (véase figura 3).

Olistolito La Cruz (ex Formación La Cruz)

Denominación dada por Bordonaro (1992) a un conjunto de olistolitos pequeños y medianos de composición carbonática micrítica - microesparítica que se hallan distribuidos dentro de la Formación Empozada y que son portadores de una abundante fauna de trilobites agnóstidos y poliméridos del Cámbrico superior.

En las Figuras 2 y 3 se dan los principales géneros de trilobites del Cámbrico superior que contienen estos bloques. En ellos se reconoce la Zona de *Saukia* con *Hungaia magnífica, Lotagnostus peladensis, Trilobagnostus* sp. y *Bienvillia corax* (Shergold et al., 1994). La Zona de *Elvinia* se manifiesta con *Elvinia roemeri* e *Invingella major*. La Zona de *Aphelaspis* con *Aphelaspis* sp. y su equivalente *Glyptagnostus reticulatus* con su zona homónima. La Zona de *Crepicephalus* marcada por *Tricrepicephalus texanus* y *Cedaria selwyni* (Bordonaro y Banchig, 1996). Otros olistolitos contienen *Pseudagnostus idalis idalis* y *Oncagnostus* que se incluyen en la Zona de *Dunderbergia*.

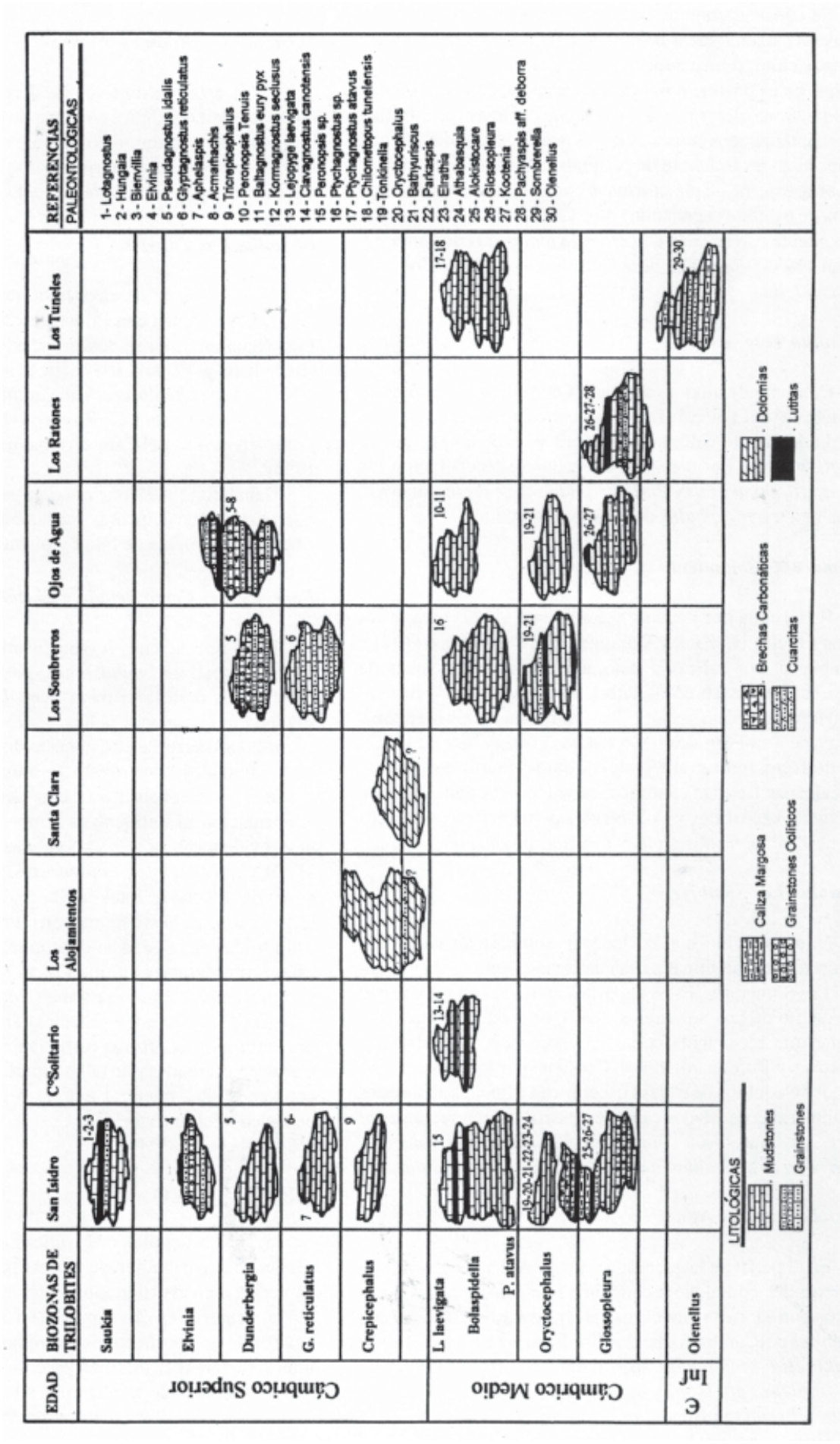


Figura 3. Distribución bioestratigráfica y cronoestratigráfica de los olistolitos cámbricos de la Precordillera.

Olistolito Solitario

Se considera que la ex Formación Solitario responde a todas las características de un cuerpo olistolítico en cuanto a composición, dimensiones, deformación sinsedimentaria, aunque no es posible observar las relaciones con la roca que lo aloja. Son calizas negras (*mudstones*) finamente estratificados, intercalados con calcipelitas negras laminadas, las que representan un ambiente de periplataforma profunda, típicas de borde externo de plataforma. Contiene una abundantísima fauna de trilobites agnóstidos de edad cámbrica media tardía coincidente con la Zona de *Lejopyge laevigata* (Bordonaro y Liñan, 1994), también posee poliméridos de la Zona de *Bolaspidella*.

Olistolito Totoral

Conjunto de bloques aflorantes en las inmediaciones de la quebrada del Totoral al oeste del cerro La Cal, en Mendoza, con litologías de calizas *mudstones* y *packstones*, que se hospedan en la Formación Empozada. Se reconocieron los géneros *Bathyuriscus* y *Bathyuriscidella* que representan a la Zona de *Oryctocephalus* del Cámbrico medio.

Formación Alojamiento

Redefinida por Banchig y Bordonaro (1997) para denominar a la clásica "Facies Alojamiento" de Harrington (1971). Compuesta por calizas y dolomías con intercalaciones de areniscas, lutitas y brechas carbonáticas. Aflora en los cordones del Alojamiento y Santa Clara entre San Juan y Mendoza. Infrayace a la Formación Cortaderas (*sensu* Cucchi, 1972). Sus litofacies indican ambientes de borde externo de plataforma calcárea. La edad cámbrica se evidencia por una fauna de trilobites Agnóstidos y Poliméridos pertenecientes a las Zonas de *Ptychagnostus gibus* y *Oryctocephalus*. (Figura 2).

Olistolito Los Sombreros

Numerosos bloques alóctonos de composición carbonática con edades cámbricas se han detectado dentro de la Formación Los Sombreros. Estos depósitos aflorantes en la localidad tipo del río de Los Sombreros, flanco oriental de la sierra del Tontal, fue reconocida como una secuencia olistostrómica (Banchig y Bordonaro, 1994). Contiene por lo menos cuatro grandes olistolitos de calizas oscuras con trilobites agnóstidos y poliméridos de edades cámbrica media y cámbrica superior entre los cuales son abundantes *Tonkinella stephensis, Bathyuriscus aff. rotundatus* y *Glyptagnostus reticulatus.*

Olistolito Ojos de Agua

En el perfil de la quebrada Ojos de Agua, flanco este de la sierra del Tontal, se reconoció a la Formación Los Sombreros portadora de olistolitos calcáreos y siliciclásticos con trilobites del Cámbrico medio (Bordonaro y Banchig, 1990), *Tonkinella stephensis, Bathyuriscus aff. rotundatus, Glossopleura aff. leona* y los agnóstidos *Acmarhachis cf. A. acuta* y *Pseudagnostus idalis* del Cámbrico superior.

Hacia la base se halla un tramo de secuencia clástica con litofacies de conglomerados con clastos metamórficos, areniscas y grainstones con agnóstidos del Cámbrico medio tardío tal como *Peronopsis tenuis* y *Kormagnostus seclusus* (Banchig y Bordonaro, 1990).

Olistolito Los Ratones

En el extremo norte de la sierra del Tontal y sobre la quebrada de Los Ratones, dentro de la Formación Los Sombreros se detectó un olistolito calcáreo - pelítico (Banchig, 1992) con trilobites cámbricos como *Pachyaspis aff. deborra* y *Kootenia* sp. y *Glossopleura,* del Cámbrico medio.

Olistolito Los Túneles

La sección que aflora en la sierra de Los Túneles sobre la ruta que une Jáchal con Rodeo reconocida como Formación Los Sombreros posee dos grandes olistolitos carbonáticos (Benedetto y Vacari, 1992). El primero con una fauna de *Olenellus* sp. y *Sombrerella argentina* del Cámbrico inferior tardío y el segundo con *Chilometopus tunelensis, Pentagnostus praecurrens*, etc. del Cámbrico medio (Vaccari y Bordonaro, 1993).

Cabaleri (1989) reconoce en esa secuencia cámbrica microfacies de calcipelitas y calcarenitas-calcirruditas depositadas en ambiente de talud y plataforma externa.

Formaciones Cerro Pelado y El Relincho

Estas formaciones fueron definidas por Heredia (1990, 1996) con calizas *boundstones*, *packstones* y *wackestones* bioturbados para la primera y *mudstones* oscuros para la segunda que gradan a pelitas y areniscas, aflorantes en la cuchilla del cerro Pelado al oeste de la ciudad de Mendoza. Estas unidades constituyen la única secuencia autóctona confirmada, no olistolíticas, con facies de talud. La edad de la Formación El Relincho es cámbrica superior tardía en su base, evidenciada por *Proconodontus tenuiserratus* (Heredia, 1990) y por trilobites *Lotagnostus peladensis* y *Bienvillia corax* de la Zona de Saukia (Shergold et al., 1994). Hacia el techo grada a pelitas oscuras con intercalaciones areniscosas turbidíticas cuya edad se desconoce. En este tramo podría estar representado el límite Cámbrico - Ordovícico y tener un buen desarrollo del sistema Ordovícico.

Las facies de estas unidades cámbricas indican un cambio entre una plataforma carbonática media para las calizas claras y bioturbadas y un talud superior para las calizas negras con agnóstidos, mientras que las pelitas oscuras evidencian un típico talud inferior.

ORDOVÍCICO

Las sedimentitas ordovícicas de la Precordillera presentan una distribución de facies algo más compleja que las cámbricas. La distribución espacial dentro de un ámbito de plataforma sólo es válida para el Ordovícico inferior, ya que a partir de ese momento es reemplazada por facies de talud interior y cuencas internas parcialmente coetáneas con un nuevo régimen de plataforma siliciclástica. Estas facies involucran los afloramientos de Precordillera Oriental y Central.

Por el contrario la Precordillera Occidental y la Precordillera mendocina poseen durante todo el Ordoví-

cico un paleoambiente de talud continental con características bastante uniformes en cuanto a tectofacies, para culminar en el Ordovícico superior con facies de cuenca profunda.

Astini (1992) diferenció al Ordovícico precordillerano en una tectofacies oriental con ambientes epicontinentales de margen pasivo y una tectofacies occidental con sistemas turbidíticos de margen activo.

PLATAFORMA Y CUENCAS INTERNAS

A continuación se analizarán las unidades formacionales reconocidas para el área de Precordillera Oriental y Central con su correspondiente análisis litofacial, bioestratigráfico y paleoambiental (véase figura 4), las que responden en general a facies de plataforma y cuencas internas.

Formación La Silla

Definida por Keller et al. (1993) para identificar al miembro inferior de la Formación San Juan y miembro superior de la Formación La Flecha. Carcaterizada por casi 400 m de calizas grises oscuras macizas con intercalaciones de dolomías biolaminadas de plataforma restringida. Sus afloramientos se extienden desde Guandacol hasta el sur de San Juan.

Posee una fauna de trilobites *Plethopeltis obtusus* del límite Cámbrico - Tremadociano posiblemente perteneciente a la Zona de *Missisquoia* y conodontes de la Zona de *Cordilodus intermedius* del Tremadociano, hasta la Zona de *Paltodus deltifier* del Tremadociano superior (Keller et al., 1993).

Formación San Juan

Esta clásica unidad carbonática definida por Amos (1954), expuesta en toda la Precordillera, desde Guandacol hasta el cerro de la Cal (véase figura l), con un espesor promedio de 400 m, está integrada por calizas macizas, calizas lajosas y margas. Originalmente se reconocía un miembro inferior macizo que responde a un ambiente de plataforma interna intertidal a subtidal y un miembro superior lajoso - margoso vinculada con un plataforma abierta con mayor aporte terrígeno (Beresi y Bordonaro, 1984).

Keller et al. (1993) redefinieron a esta unidad integrada sólamente por calizas lajosas y margas que poseen una abundante fauna de plataforma abierta con trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatoporidos (Keller y Bordonaro, 1993).

La edad de esta unidad abarca desde el Tremadociano superior con la Zona de *Paltodus deltifier* hasta el Arenigiano inferior con la Zona de *Oepikodus evae,* aunque en la localidad del Villicum alcanza hasta el Llanvirniano inferior con la Zona *Eoplacognatus suecicus* (Sarmiento, 1986) y *Annamitella forteyi* (Vaccari, 1993). Estas edades evidencian una superficie diacrónica para el tope de la unidad principalmente en sentido norte-sur (Hunicken, 1985 y Beresi, 1988).

Formaciones Gualcamayo y Los Azules

Hacia el techo de la Formación San Juan se produce un pasaje a lutitas negras que marca el inicio de las Formaciones Gualcamayo y Los Azules como consecuencia de una progresiva profundización de la plataforma carbonática. Esta zona de transición, llamada transfacies por Baldis y Beresi (1981), es reconocida en el cerro La Chilca, cerro Viejo de Huaco, sierra de Villicum, como también en la región de Guandacol y cerro Potrerillo (Benedetto et al., 1991).

El contacto entre las calizas y pelitas tiene características diacrónicas en sentido norte-sur, ya que en Guandacol el techo de la Formación San Juan se ubica en el Arenigiano medio a superior datado por braquiópodos, trilobites (Benedetto et al. 1986), mientras que los conodontes de la Zona de *Oepikodus evae* la sitúan en el Arenigiano inferior (Hunicken y Sarmiento, 1982).

La base de la Formación Gualcamayo posee graptolitos del género *Isograptus* del Arenigiano tardío en la localidad de Guandacol (Ortega y Cuerda 1987), mientras que en las restantes localidades se ubica en el Llanvirniano temprano con la Zona de *Paraglossograptus tentaculatus.* El techo de la Formación Gualcamayo se sitúa en el Llandeiliano inferior en el cerro Potrerillos y en el Llanvirniano inferior en Guandacol (Benedetto et al. 1991), mientras que el techo de la Formación Los Azules alcanza el Caradociano inferior (Sánchez et al., 1988).

Formación Las Aguaditas

Nombre propuesto por Baldis et al., (1982), para la secuencia de calizas, calcarenitas, calizas y brechas que se sobreponen transicionalmente a la Formación San Juan en el Cordón de Los Blanquitos, sudoeste de Jáchal. La misma fue acotada entre el Llanvirniano temprano y el Caradociano temprano con las Zonas de *Kainisiniella cuyana, Protoincaia ancestor, Incaia deormaecheai, Bancroftolithus* y *Porterfieldia jachalensis,* (Baldis 1995). La asociación de facies de esta unidad indica un talud carbonático superior (Keller et al., 1993) que se desarrolla en transición desde la plataforma carbonática de la Formación San Juan.

Formación Sassito

En el río Sassito, Astini y Cañas (1995) denominan así a la unidad calcárea que suprayace en discordancia erosiva a la Formación San Juan. Está integrada por conglomerados basales, calcarenitas y calcilutitas y tiene una edad ordovícica superior (Lehnert, 1995). Formalmente tiene el inconveniente de no ser mapeable por su poco espesor (25m) y restringida distribución areal.

Formación La Cantera

Esta formación redefinida por Baldis et al. (1982), para la sierra de Villicum, posee una unidad basal psefítica, apoyada en discordancia erosiva sobre la Formación Gualcamayo, y una unidad superior de areniscas y pelitas turbidíticas. Abarca desde el Llandeiliano inferior al Caradociano inferior (Peralta, 1993) por la presencia de graptolitos de la Zona de *Hustedograptus teretiusculus* en los niveles basales y de *Nemagraptus gracilis* en los términos cuspidales.

Los conglomerados basales de esta unidad se correlacionan litofacialmente con la Formación Las Vacas del área de Guandacol, según varios autores (Figura 4).

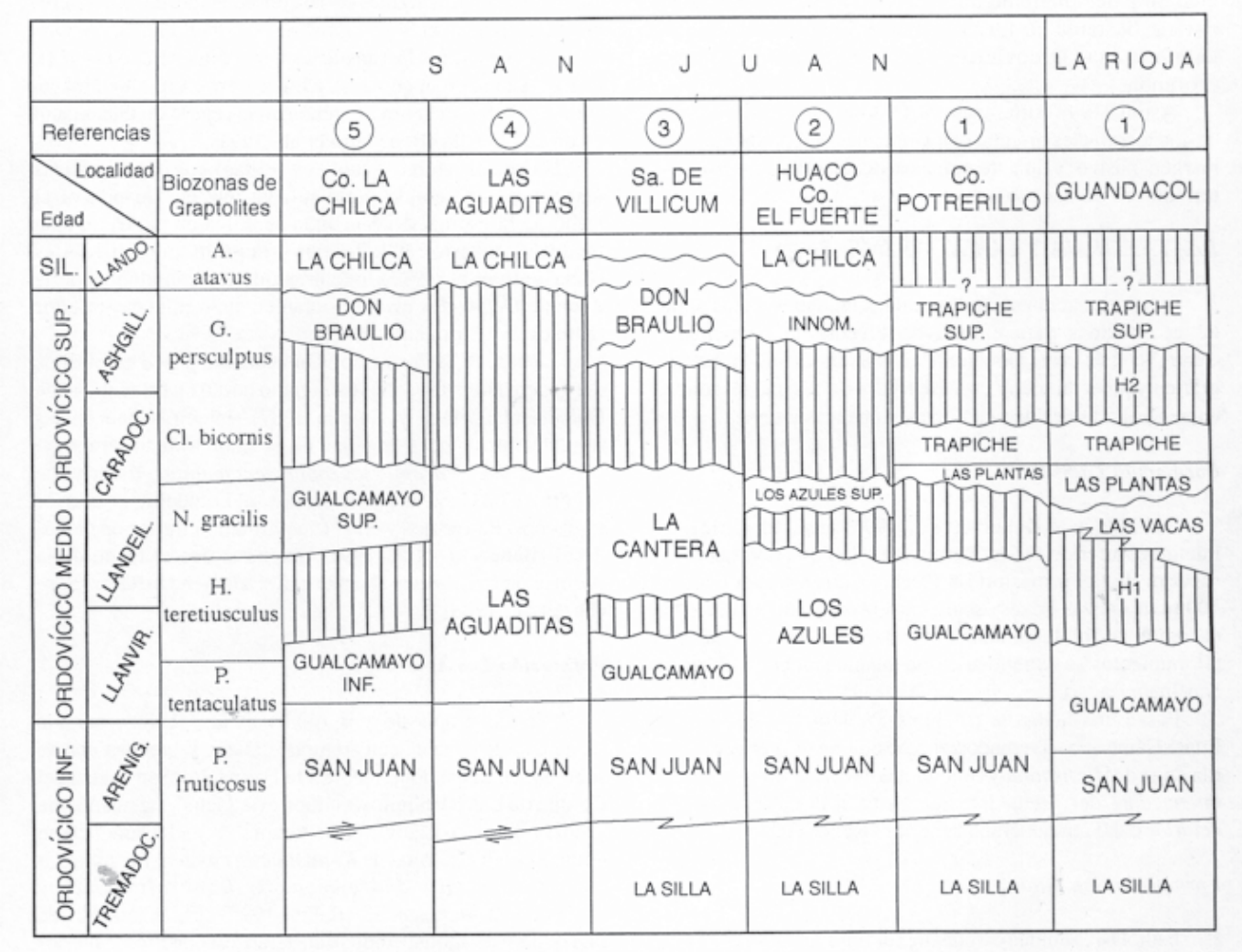


Figura 4. Ordenamiento estratigráfico ordovícico de la Precordillera Oriental y Central modificado de los siguientes autores:1) Benedetto et al., 1991; 2) Sánchez et al., 1988; 3) Peralta, 1994; 4) Baldis et al., 1982; y 5) Astini y Benedetto, 1992.

Formación Don Braulio

Definida por Baldis et al. (1982) para el flanco oriental de la sierra de Villicum, fue detalladamente estudiada por Peralta (1993) reconociendo un miembro diamictítico basal, fangolitas en el tramo intermedio y lutitas y areniscas ferríferas en el tramo cuspidal. La edad ashgilliana de esta unidad fue dada por la presencia de *Dalmanitina sudamericana* y *Eohomalonotus* sp. (Baldis y Blasco, 1975) y por su fauna de braquiópodos (Levy y Nullo, 1974) y acotada entre el Ashgilliano tardío por su fauna de *Hirnantia* (Benedetto, 1986), y *Glyptograptus persculptus* (Peralta y Baldis, 1990) y el Llandoveriano temprano por *Atavograptus atavus* (Peralta, 1986). Esta Formación es correlacionada por varios autores con la Formación Trapiche superior y con la Formación La Chilca parcialmente (Figura 4).

Grupo Trapiche

Clásicamente integrado por las Formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche (Furque y Cuerda, 1979) se encuentra distribuido en el extremo septentrional de la Precordillera desde Guandacol hasta Jáchal. Originalmente considerada como una sucesión continua entre el Llandeiliano y Caradociano. Actualmente ha sido restringida al Llandeiliano superior-Caradociano inferior (Benedetto el al., 1991) con una importante discontinuidad estratigráfica dentro de la Formación Trapiche que eleva su parte cuspidal hasta el Ashgilliano superior dentro de la Zona de *Glyptograptus persculptus* (Figura 4).

Esta sección superior de la Formación Trapiche es parcialmente coetánea de la Formación Don Braulio y de una unidad limo arenosa innominada del cerro El Fuerte (Sánchez et al. 1988).

La Formación Trapiche fue atribuida a depósitos de talud profundo por Astini (1994), por la presencia de turbiditas, megabrechas y debritas.

TALUD Y CUENCA OCEÁNICA

A continuación se analizan las Formaciones distribuidas en la Precordillera mendocina y la Precordillera occidental

sanjuanina, las que representan a un paleoambiente de talud continental y cuenca profunda (véase figura 5).

Formación Empozada

Reconocida originalmente como una unidad predominántemente lutítica de edad caradociana. Actualmente se considera a esta formación como una unidad olistostrómica (mélange sedimentaria) (Bordonaro et al., 1993), integrada por un miembro inferior de pelitas oscuras con numerosos olistolitos calcáreos y megabrechas depositadas entre el Llanvirniano y el Caradociano superior. Este miembro aloja a los olistolitos cámbricos Estancia San Martín, San Isidro y La Cruz, analizados anteriormente, los cuales fueron depositados por procesos de gravedad en masa. El miembro superior, integrado por pelitas y areniscas, posee un paraconglomerado con clastos de calizas con conodontes del Caradociano medio a superior (Heredia et al., 1990), lo que implica una posible edad ashgilliana para ese miembro.

En la localidad de Canota, Cuerda et al., (1988) asignaron una edad ordovícica a la Formación Villavicencio por el hallazgo de graptolites en un paquete de lutitas negras mineralizadas con baritina en el tope de la formación. Por encima y apoyada mediante discordancia erosiva (?) definen una nueva unidad psamo-pelítica llamada Formación Canota, con una edad devónica por la presencia de vegetales del tipo Lycophytas.

En un reconocimiento hecho, se vio que las pelitas negras graptolitíferas y mineralizadas son una escama tectónica de la Formación Empozada entre las turbiditas de la Formación Villavicencio (facies normal sensu Harrington, 1971). Este criterio ya fue considerado por Kury (1993) quien reivindicó a la clásica Formación Villavicencio con edad devónica y no ordovícica. Por lo tanto la nomenclatura propuesta por Cuerda et al.(1988) se considera inválida por el principio de prioridad, según el Código Argentino de Estratigrafía.

Otras localidades donde ha sido reconocida la Formación Empozada es desde la quebrada de Las Chilcas hasta la región del Totoral donde aflora esta unidad con grandes olistolitos de calizas con trilobites cámbricos (Figura 1).

Formación Los Sombreros

Definida originalmente por Cuerda et al., (1983) en el río de Los Sombreros, con cuatro miembros de composición principalmente calcárea y lutítica, asignándole una edad cámbrica media al tramo basal calcáreo, una edad tremadociana-arenigiana al tramo medio calcáreo-lutítico y una edad llanvirniana-caradociana al tramo superior lutítico (Cuerda et al., 1986). Fue de esta manera considerada como una secuencia continua entre el Cámbrico medio y el Ordovícico superior.

Banchig y Bordonaro (1994) redefinen a esta unidad como una secuencia olistostrómica integrada por olistolitos calcáreos cámbricos, depositada entre el Tremadociano-Arenigiano con *Dictyonema* sp y *Callograptus* y el Llandeiliano-Caradociano con *Nemagraptus gracilis.*

Las litofacies clásticas de esta unidad caracterizan depósitos de canal-cañón submarino (Banchig, 1992). Las litofacies carbonáticas forman depósitos alóctonos con olistolitos cámbricos y autóctonos con megabrechas y turbiditas carbonáticas. El conjunto de litofacies responde a un ambiente de talud continental con alta movilidad.

Los afloramientos de la Formación Los Sombreros (sensu Banchig y Bordonaro, 1994) se reconocen en el flanco oriental de la sierra del Tontal (quebradas de Los Sombreros, Ojos de Agua y Los Ratones), como también en Los Túneles de Jáchal según Benedetto y Vaccari (1992); Vaccari y Bordonaro (1993).

Formación Portezuelo del Tontal

Definida por Cuerda et al.(1985) con una litología de psamitas, pelitas y psefitas lenticulares que forman turbiditas. La edad de la misma fue establecida por Cuerda et al.(1986) entre el Llanvirniano-Llandeiliano por la presencia de *Glyptograptus austrodentatus* y *Paraglossograptus aff. tentaculatus*, y el Llandeiliano tardío-Caradociano temprano con *Dicranograptus* y *Dicellograptus* (Cuerda et al., 1988).

Las facies de turbiditas de abanico submarino profundo con flujos gravitacionales la ubican en un ambiente de talud distal (Spalletti et al., 1989). Por el rango bioestratigráfico de esta Formación se la interpreta como una variación lateral de facies contemporánea con la Formación Los Sombreros, una depositada en el talud superior y la otra en el talud inferior.

Los afloramientos de esta unidad se restringen al sector central de la sierra del Tontal, desde el río San Juan hasta la quebrada de Los Sombreros, aunque con variaciones de facies dentro de los ambientes considerados.

Formación Yerba Loca

Unidad distribuida en las sierras de Yerba Loca y Negra, Jáchal, donde fue reconocido por Astini (1994) un miembro inferior mixto calcáreo-siliciclástico y por encima una potente sucesión de turbiditas proximales y distales interpretadas en un ambiente de talud profundo. Acorde con Benedetto y Vaccari (1992), sobre el perfil del río Jáchal, esta unidad se halla sobrepuesta tectónicamente a la Formación Los Sombreros. La edad de la misma comprende el lapso Llanvirniano temprano hasta Caradociano tardío por la graptofauna estudiada por Ortega et al. (1991).

Formación Alcaparrosa

Esta clásica unidad que aflora en el sector noroeste de la sierra del Tontal, se caracteriza por un conjunto de areniscas finas, limolitas y pelitas laminadas, silicificadas, con tonos oscuros y claros por alteración. Aloja cuerpos tabulares, mantos y filones de rocas básicas (ofiolitas).

El contenido paleontológico de graptolites indican una edad llandeiliana tardía a caradociana temprana según Schauer et al. (1987). No se conoce la relación estratigráfica con unidades similares colindantes por sus contactos tectónicos, pero se interpreta que serían variaciones faciales de las Formaciones Cabeceras y Don Polo.

La asociación de facies indican un ambiente de llanura abisal que serían en parte coetáneas de las Formaciones Portezuelo del Tontal y Los Sombreros, pero principalmente sobrepuestas a éstas (véase figura 5).

Formación Don Polo

Definida en el extremo noroeste de la sierra del Tontal como una alternancia de grauvacas, limolitas y pelitas leptome-

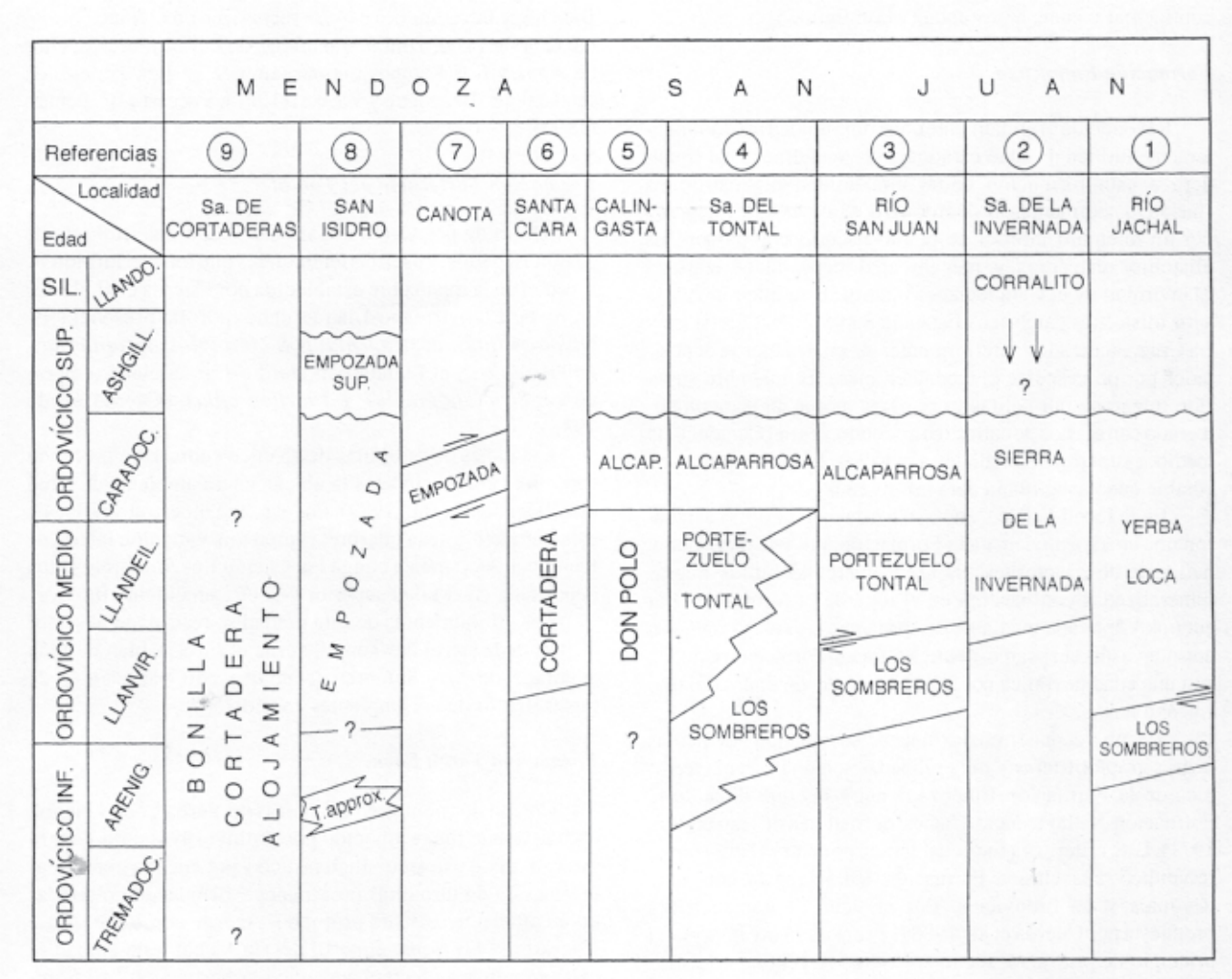


Figura 5. Ordenamiento estratigráfico ordovícico de la Precordillera Occidental de San Juan y Precordillera de Mendoza, modificado de los siguientes autores: 1) Benedetto y Vaccari, 1992; 2) Furque y Caballé, 1988; 3) Banchig y Bordonaro, 1994; 4) Cuerda et al., 1988; 5) Cuerda et al., 1990; 6) Este trabajo; 7) Este trabajo; 8) Bordonaro et al., 1993; 9) Cucchi, 1972.

tamórficas. El conjunto está intruido por cuerpos subvolcánicos de composición monzonítica con mineralización como la de Carmen Alto. La edad de esta unidad fue originalmente considerada como precámbrica superior - paleozoica inferior, pero actualmente se refiere al Ordovícico s.l. por el hallazgo de crinoideos (Turco Greco y Zardini, 1984). Las facies que posee indican un ambiente de llanura abisal y podría ser el equivalente metamorfizado de la Formación Alcaparrosa.

Formación Cortaderas

Los afloramientos metamórficos de las sierras de Cortaderas al nordeste de Uspallata entre el río Santa Clara y Pampa Fría fueron estudiados por Cucchi (1972) y Harrington (1971), autor que define la Formación Cortaderas compuesta por filitas, metagrauvacas, esquistos verdes, metadiabasas y serpentinitas y la Formación Alojamiento compuesta por esquistos calcáreos y calizas. Basado en dataciones absolutas de filitas, el mencionado autor determina una edad devónica para el metamorfismo que las afecta, con una edad precámbrica - cámbrica para la Formación Cortaderas y ordovícica para Alojamiento. El mismo autor las correlaciona con el Grupo Bonilla por la litología y posición areal.

En este trabajo se considera a la Formación Cortaderas como equivalente lateral leptometamorfizada de las unidades ordovícicas siliciclásticas y olistostrómicas de la sierra del Tontal (Formaciones Portezuelo del Tontal y Los Sombreros). Esta interpretación se basa en el hallazgo de graptolites del Ordovícico medio a superior en la quebrada de Santa Clara (Cuerda et al., 1987). Además, recientemente se reconoció que tanto los carbonatos de la quebrada de Santa Clara como los del cordón de Los Alojamientos son cámbricos (Banchig y Bordonaro, 1997) e infrayacen estratigráficamente a la Formación Cortaderas.

Formación Sierra de la Invernada

Esta unidad fue definida por Furque y Caballé (1985) como una potente secuencia de pelitas, wackes con niveles calcáreos y conglomerados, con características turbidíticas que aflora en toda la sierra de la Invernada. Posteriormente

Furque y Caballé (1988), en un trabajo inédito, definen el Grupo Vallecito integrado por las Formaciones Cántaro de Oro (borde occidental), Sierra de la Invernada (sector central) y Corralito (borde oriental) de la misma serranía. Furque et al.(1990) reconocen para este grupo una edad comprendida entre el Llanvirniano al Caradociano por su fauna de graptolites.

En este trabajo se considera válida la definición original de la Formación Sierra de la Invernada como única unidad litoestratigráfica que forman depósitos de abanicos submarinos coalescentes. Estos depósitos integran la totalidad de la sierra de la Invernada desde el Alto del Colorado hasta el río San Juan. Se anula a la Formación Cántaro de Oro por ser inédita y carecer de identidad litológica propia. Al mismo tiempo se reconoce a la Formación Corralito como unidad litoestratigráfica diagnóstica caracterizada por pelitas y areniscas que incluyen grandes olistolitos de calizas ordovícicas, con una edad silúrica s.l. por la presencia de trilobites *Dalmanites* (Pittaluga et al., 1996) la que podría incluir al Ordovícico superior (ver figura 5).

Caballé et al. (1993) reconocen a la Formación Cántaro de Oro en la sierra del Tigre, integrada por areniscas, limolitas y lutitas negras graptolitíferas que arrojan una edad caradociana media a superior con la Zona de *Climacograptus bicornis bicornis.*

PRECORDILLERA RIOJANA

Son limitados y escasos los conocimientos que hay sobre el Ordovícico de la Precordillera riojana donde han sido reconocidas unidades similares a las del resto de la Precordillera. Se necesitan mayores estudios sedimentológicos y paleontológicos para esclarecer las relaciones estratigráficas y paleoambientes de estas rocas.

Grupo Río Bonete

Incluye a las unidades ordovícicas aflorantes en la Precordillera riojana de Jagüe sobre las márgenes del río Bonete y quebrada de Llantenes estudiadas por Aceñolaza (1970). Está integrado por las Formaciones Las Damas y Cerro Cóndor, cuyas relaciones estratigráficas no han sido bien definidas.

Formación Las Damas

Son calizas oscuras grises y blanquecinas con nódulos de pedernal, sin estratificación visible. El principal afloramiento se halla en el cerro Las Damas y quebrada de Llantenes. Se desconoce la edad de esta formación aunque se la correlaciona con la Formación San Juan por similitud litológica.

Formación Cerro Cóndor

Esquistos, filitas y metacuarcitas verdosas y grisáceas expuestas en la quebrada de Llantenes y río Bonete. Todo el conjunto presenta un leptometamorfismo regional con un característico clivaje de fractura. Posee una graptofauna de *Glossograptus ciliatus* de edad llandeiliana (Aceñolaza, 1970). Esta unidad puede ser correlacionada con las leptometamorfitas del norte de la Precordillera (Formación Yerba Loca).

BLOQUE DE SAN RAFAEL

En el Bloque de San Rafael se registran únicamente rocas de edad ordovícica de composición calcárea, siliciclástica y en parte leptometamórficas. A continuación se analizan las unidades ordovícicas que pueden reconocerse en diferentes localidades del Bloque de San Rafael (Figuras l y 6).

Formación La Horqueta

Siguiendo el criterio de González Díaz (1981) está compuesta por metasedimentitas de bajo grado, tales como filitas, esquistos y metacuarcitas en facies de esquistos verdes. Aloja cuerpos básicos intrusivos (gabros) datados isotópicamente como Llanvirniano - Arenigiano y una intrusión tonalítica que arrojó una edad comprendida entre Llanvirniano y Caradociano.

Por la presencia de estos intrusivos ese autor le asignó una mínima edad pre-ordovícica superior, desconociéndose la edad máxima que pueda tener.

Davicino y Sabalúa (1990) consideran al cuerpo básico de El Nihuil como parte de una secuencia ofiolítica normal representante austral de la faja ofiolítica Famatiniana (Haller y Ramos, 1993) de Precordillera y Cordillera Frontal, aunque su emplazamiento podría ser tectónico. Caminos (1993) reconoce eventos metamórficos en tiempos post-ordovícicos y descarta una edad precámbrica para esta formación.

Recientemente Rubinstein (1997) halló acritarcos y algas prasynoficias de edad silúrica en la Formación La Horqueta y plantea la continuidad sedimentaria entre los tiempos ordovícicos y silúricos dentro de esta unidad.

En base a estos nuevos argumentos se extiende la edad de la Formación La Horqueta entre el Ordovícico y al menos hasta el Silúrico (véase figura 6).

Formación Cerro Bola

Denominación dada informalmente por Marquat y Menéndez, (1985) a las pelitas y lutitas oscuras que afloran al suroeste de 25 de Mayo sobre las laderas del cerro Bola. Contiene una abundante fauna de graptolites que en conjunto fueron ubicados en la Zona de *Climacograptus bicornis bicornis* restringida al Caradociano (Marquat y Menéndez, op.cit. y Cingolani y Cuerda, 1996). Las características litológicas predominántemente pelíticas, el escaso metamorfismo que poseen, y la edad caradociana son fundamentos para considerar a esta unidad diferente de la Formación La Horqueta distribuida hacia el sector oeste del Bloque de San Rafael. Esta unidad se puede correlacionar crono y litoestratigráficamente con la Formación Alcaparrosa, Empozada (parcial) y Yerba Loca, de la Precordillera.

El Ordovícico de Ponón Trehue presentaba una sinonimia en la nomenclatura formacional y una falta de definición estratigráfica. Simultáneamente Criado Roque e Ibáñez (1979) y Nuñez (1979) crearon las Formaciones Ponón Trehue y Lindero aplicadas a una amplia variedad litológica integradas por calizas, calcarenitas, areniscas, limolitas, esquistos, arcosas y protocuarcitas.

Estas rocas forman varios asomos aislados entre sí distribuidos entre el río Seco de Los Leones y el arroyo Ponón Trehue, en el extremo sureste del Bloque de San Rafael, sin una relación estratigráfica clara entre ellas.

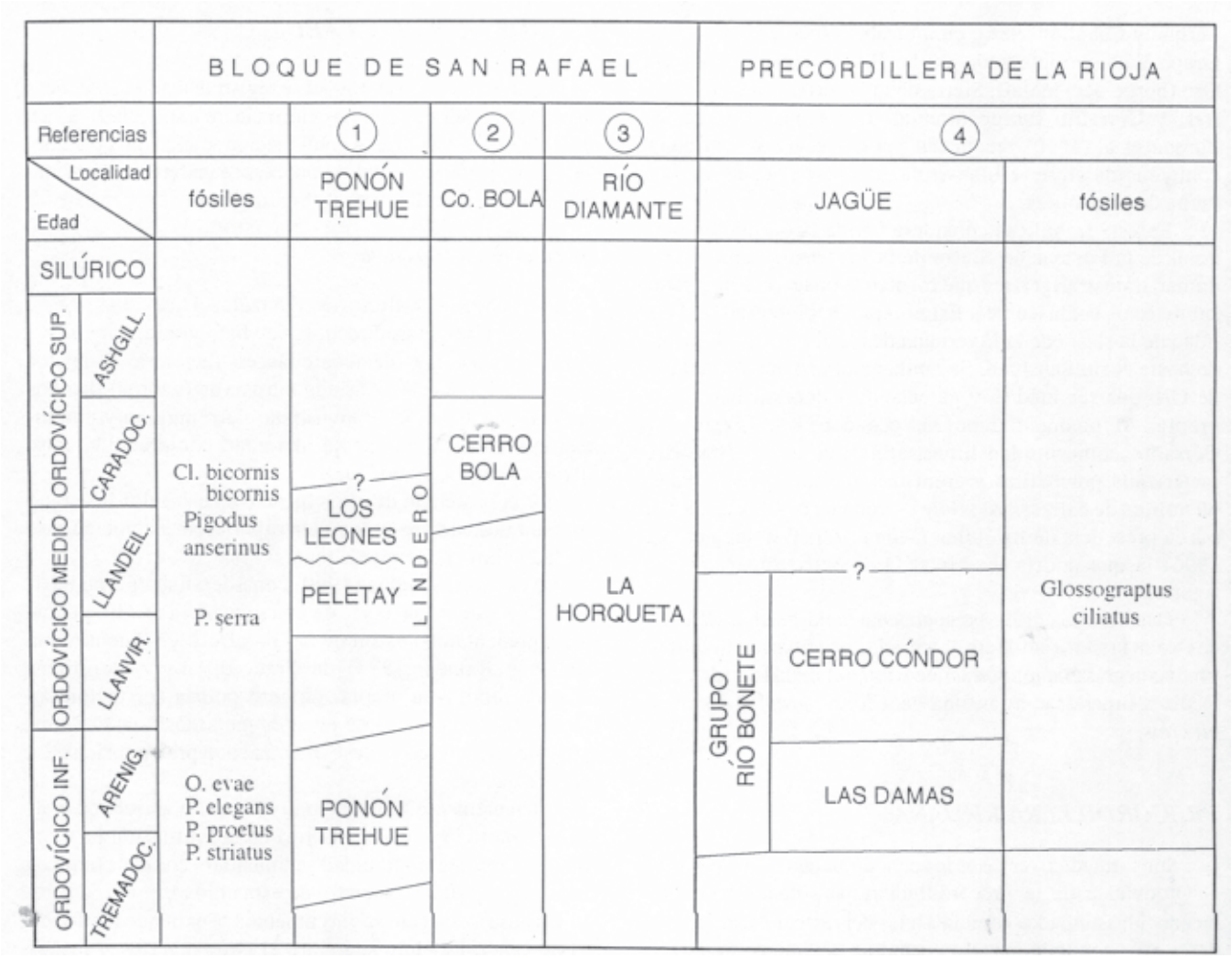


Figura 6. Ordenamiento estratigráfico ordovícico de la Precordillera riojana y Bloque de San Rafael, modificado de los siguientes autores: 1) Bordonaro et al., 1996; 2) Marquat y Menéndez, 1985; 3) Este trabajo y 4) Aceñolaza, 1970.

Recientemente Bordonaro et al. (1996) reconocieron la existencia de dos unidades litoestratigráficas con diferentes ambientes de sedimentación y diferentes edades que fueron redefinidas de la siguiente forma:

Formación Ponón Trehue: Compuesta exclusivamente por calizas y dolomías que se apoyan en discordancia angular sobre metamorfitas supuestamente proterozoicas de la Formación Cerro La Ventana (Criado Roque, 1972), aflorante al norte del arroyo Ponón Trehue.

El hallazgo de conodontes de la Zona de *Parapanderodus striatus* permitió reconocer una edad tremadociana en la base de la unidad y la Zona de *Oepikodus evae* del Arenigiano inferior en el techo de la misma.

De esta manera se puede correlacionar a esta Formación con la Formación San Juan basal y La Silla cuspidal de la Precordillera sanjuanina, típicas de una plataforma carbonática.

Formación Lindero: Compuesta por grainstones, calcarenitas, cuarcitas, areniscas, y limolitas, aflorante hacia el sur del arroyo Ponón Trehue hasta el río Seco de Los Leones. Yace en discordancia angular sobre un basamento granítico. Posee la abundante fauna de *Ampix nuñezi* (Baldis y Blasco, 1973), braquiópodos como *Ptychoglyptus virginiensis var. mendocina* (Levy y Nullo, 1975) y conodontes *Pygodus anserinus* (Heredia, 1983) que definen una edad llanvirniana- llandeiliana.

Litológica y cronológicamente la Formación Lindero se puede correlacionar con la Formación La Cantera de la Precordillera.

TECTÓNICA Y EUSTASIA

En las secuencias cámbricas y ordovícicas de la Precordillera se reconocen interrupciones litológicas, hiatus bioestratigráficos, leves discordancias y conglomerados que fueron considerados durante muchos años como evidencias de acontecimientos tectónicos regionales o movimientos orogénicos de correlación mundial. Actualmente y como consecuencia de la estratigrafía secuencial se ven a estas discontinuidades como variaciones eustáticas globales. Pero también existen opiniones que tratan de compatibilizar ambas ideas, considerando que las variaciones eustáticas estuvieron interferidas por efectos tectónicos locales o regionales. En esta síntesis se analizarán cada uno de estos eventos con los argumentos respectivos aportados por los diferentes autores.

Las facies evaporíticas de la Formación Cerro Totora (Cámbrico inferior) indican una fluctuación eustática mayor, relacionada con un estadio inicial de rifting (Astini y Vaccari, 1996).

Entre el Cámbrico inferior y Cámbrico medio la sedimentación de la Formación La Laja tuvo lugar en una plataforma levemente subsidente que registra cuatro ciclos somerizantes controlados por eventos regresivos, uno de ellos con una progradación deltaica, causados por moderadas caídas del nivel del mar (Keller y Bordonaro, 1996). Hacia el tope de la Formación La Laja los depósitos de barras oolíticas dan lugar a dolomías intertidales - supratidales de la Formación Zonda, las que estarían representando una caída del nivel del mar de carácter regional en los comienzos del Cámbrico superior.

En la zona del talud durante el Cámbrico medio se resedimentaron clastos de basamento metamórficos aflorantes en los conglomerados de Ojos de Agua, los que se interpretan como aportados directamente desde un abultamiento distal del basamento, en un modelo de cuenca de antepaís propuesto por Banchig y Milana (1994). Con este modelo también explican la ausencia de afloramientos de plataforma externa cámbrica en la Precordillera central y la inmadurez textural y composicional de las areniscas del talud cámbrico.

Durante el Cámbrico superior se depositó la Formación La Flecha caracterizadas por ciclos somerizantes en ambientes de *sabkha* (Keller et al., 1989) sobre una plataforma estable, que indican un período de nivel de mar bajo dentro del ciclo carbonático de Beresi (1990). Aunque también se puede interpretar como una pasividad tectónica de la plataforma que produce la colmatación de la sedimentación (Milana, 1992).

Un evento transgresivo gradual se registra entre los carbonatos de periplataforma de la Formación Cerro Pelado y los depósitos de talud y cuenca de la Formación El Relincho, en el Cámbrico superior Trempealeuan (Heredia y Beresi, 1995).

Dentro de la Formación San Juan (Beresi y Heredia, 1992) detectaron un aumento de la producción de carbonatos para la Zona de *Oepikodus evae* (Arenigiano inferior) inferido como una profundización de la plataforma dentro de un ciclo de nivel de mar alto.

Hacia fines del Arenigiano este aumento eustático se torna máximo, generando el ahogamiento del sistema carbonático que es reemplazado por facies pelíticas de las Formaciones Gualcamayo y Los Azules en el límite Arenigiano-Llanvirniano (Beresi, 1990). Astini (1992) lo atribuye a una inundación eustática de la plataforma carbonática restringida por umbrales responsables del diacronismo de la transición. Posteriormente Astini (1994) lo atribuye a una intraplataforma subsidente marginada hacia el Oeste por un domamiento gradual por tectonismo compresivo en una cuenca de antepaís. También Heredia y Beresi (1995) mencionan un evento anoxigénico producto de una inundación marina. Un origen tectónico sobreimpuesto al eustático fue enunciado por Milana (1992) fundamentado en el diacronismo de las facies de transición entre la Formación San Juan y Gualcamayo, las que comienzan antes y con mayor subsidencia en el sector norte de la Precordillera, por estar próximos a un borde activo de una cuenca de antepaís.

Furque y Cuerda (1979) denominaron fase Guandacólica al evento tectónico que causó la depositación de los conglomerados de la Formación Las Vacas y sus equivalentes de la Formación La Cantera. Este evento también se manifiesta como una discontinuidad estratigráfica en el interior de las Formaciones Los Azules y Las Aguaditas (Benedetto et al., 1991; Peralta, 1994) y actualmente fue detectado en el interior de la Formación Lindero en Ponón Trehue(Bordonaro et al., 1996). La edad de esta discontinuidad estratigráfica está acotada entre el Llanvirniano superior y el Llandeiliano superior (véase figura 4) según sea la unidad litoestratigráfica que se considere, pero la misma tiene características diacrónicas.

El evento causante de esta discontinuidad guandacólica fue atribuido puramente a un descenso eustático (Beresi, 1990; Benedetto et al., 1991; Peralta, 1993 y 1994 y Heredia y Beresi, 1995), como también a un descenso eustático modulado por tectonismo (Milana, 1992), o bien a una actividad orogénica relacionada con fallas transcurrentes que activaron el borde interior de la Precordillera (Astini, 1992), o como una distensión post-colisional (Astini et al., 1995).

Una fuente de evidencias tectónicas del evento guandacólico se registra en la mélange sedimentaria de las Formaciones Los Sombreros y Empozada durante ese lapso, donde grandes olistolitos de procedencia y edades muy diversas hablan en favor de una activación tectónica en el borde del talud, que incrementa la caída de bloques de niveles estratigráficos muy profundos, inclusive del basamento (Bordonaro et al., 1993). El origen tectónico de los olistolitos de la Precordillera occidental fue también referido por Benedetto y Vaccari, 1992) vinculados a un fallamiento inverso en el borde del talud. Keller (1995) los interpretó como producto de una tectónica distensiva que generó estructuras del tipo horst y graben, mientras que Astini et al.(1995) los vinculan con una tectónica colisional. Astini et al. (1996) reconocen el evento orogénico (fase Oclóyica) en el hiatus desarrollado entre el Caradociano inferior y el Ashgilliano, y lo vinculan con la acreción de Precordillera a Gondwana.

La base de la Formación Don Braulio de edad ashgilliana, fue originalmente interpretada como un evento tectónico por Baldis et al. (1982), denominado fase Villicúmica. Los depósitos diamictíticos basales de esta unidad fueron asignados a un evento glacial por Peralta y Carter (1990) que marcó un pronunciado descenso eustático mundial en el Hirnantiano. Un domamiento regional conjuntamente con la variación eustática habría generado estos depósitos glacigénicos según Astini (1992).

Esta discontinuidad está registrada en otras localidades como el cerro La Chilca (Astini y Benedetto, 1992) y posiblemente en el miembro superior de la Formación Trapiche (Benedetto et al., 1991). También puede ser referida a este evento la discontinuidad marcada en la base del miembro superior de la Formación Empozada (Gallardo et al., 1988).

Sobrevino luego un ascenso eustático como consecuencia de la desglaciación que según Peralta (1994) está marcado por un delgado nivel conglomerádico en la base del miembro fosilífero de la Formación Don Braulio de edad ashgilliana tardía con fauna de *Dalmanitina* e *Hirnantia*.

Entre el Ashgilliano tardío y el Llandoveriano temprano se produce un nuevo descenso eustático que depositó las oolitas ferríferas y fosfáticas (nódulos de collophano) del techo de la Formación Don Braulio (Peralta, 1993), evento que está registrado en varias localidades de la Precordillera como el cerro La Chilca o en la base de la Formación La Chilca en Tambolar, Pachaco y Talacasto. Según Astini (1992), las características solapantes, regionalmente discordantes, del conglomerado basal de la Formación La Chilca indicaría una topografía casi plana del sustrato al momento de la inundación del límite Ordovícico - Silúrico.

De lo expuesto anteriormente se evidencian argumentos válidos para compatibilizar una interacción entre tectónica y eustasia durante gran parte del Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera, que sólamente son reconocidas según la parcialidad de las observaciones que se hacen en el registro sedimentario y según el modelo tectosedimentario que se utilice.

Por otra parte, aún no ha sido esclarecido el marco geodinámico donde se insertan los modelos tectosedimentarios que generaron la sedimentación durante el Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera, ya sea la que originó las mélanges del área de talud y cuencas oceánicas como las de plataforma y cuencas interiores. Al respecto se han propuesto numerosos modelos tectónicos y sedimentarios para explicarlos. Se los vincula a una subsidencia térmica de margen pasivo (González Bonorino y González Bonorino, 1991), a cuencas de antepaís periférico con subducción hacia el oeste (Astini, 1992), a un rift intracontinental (Dalla Salda et al. 1992), a una cuenca de retroarco (Loske, 1993), a eventos eustáticos (Heredia y Beresi, 1995), a un régimen extensional generador de estructuras horst y graben (Keller, 1995), a la evolución de un rift, deriva y posterior colisión del terrano Precordillera (Astini et al., 1995) o a fallas extensionales buzantes al oeste con rotación de bloques (Von Gossen et al., 1995).

Esta notable diversidad de modelos encontrados entre sí habla de la incertidumbre que aún existe sobre esta temática, la que seguramente se irá esclareciendo en la medida que se vayan depurando y confirmando las diversas hipótesis de trabajo sobre las cuales se fundamentan la mayoría de los mismos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1970. Fósiles ordovícicos del área del Río Bonete, Departamento de Jagüe, Provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana 10 (15): 315-328.

AMOS , A., 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de la Rinconada, Pie Oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina 9(1): 3- 32.

ARMELLA, C., 1986. Estudios sedimentarios de baja profundidad en la plataforma cámbrica de la Precordillera. 1a Jornadas de Geología de la Precordillera Actas: 247-252.

ARMELLA, C., 1989. Microfacies trombolíticas de un biociclo ideal de la Formación La Flecha, Precordillera Oriental,San Juan. Serie Correlación Geológica 5: 45-52.

ARMELLA, C., 1990. Guía práctico para la clasificación de los trombolitos . 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:195-198.

ARROQUI LANGER, A. y BORDONARO, O., 1996. Estratigrafía de la Formación Zonda (Cámbrico superior) en las sierras de Villicum y Zonda, Precordillera Oriental de San Juan. 6a Reunión Argentina de Sedimentología. Bahía Blanca (en prensa).

ASTINI, R., 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. Estudios Geológicos 48: 315-327. Madrid.

ASTINI, R., 1994. Las megaturbiditas de la Formación Trapiche (Ordovícico superior de la Precordillera), procesos sedimentarios y marco geológico. 5a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 107-112.

ASTINI, R., 1994. Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. 5a Reunión Argentina de Sedimentología Actas 1: 113-118.

ASTINI, R. y BENEDETTO, J.L., 1992. El Ashgilliano tardío (Hirnantiano) del cerro La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 29 (3): 249-264.

ASTINI, R. y CAÑAS, F., 1995. La formación Sassito, una nueva unidad calcárea en la Precordillera de San Juan: sedimentología y significado estratigráfico y paleoambiental. Revista Asociación Argentina de Sedimentología, 2 (1-2): 19-37.

ASTINI, R. y VACCARI, E., 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico, Revista Asociación Geológica Argentina, 51 (2):97-106

ASTINI, R., BENEDETTO,J.L. y VACCARI, E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America Bulletin 107: 253-273.

ASTINI, R., RAMOS, V., BENEDETTO, J. L., VACCARI, E. y CAÑAS, F., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 293:324.

BALDIS, B., 1995. Ordovician trilobite zonation in western argentina. Ordovician Odyssey, Pacific section SEPM 77:27-30. Las Vegas.

BALDIS,B. y BERESI, M.,1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 11-18. Brasil.

BALDIS,B. y BLASCO, G., 1973. Trilobites ordovícicos de Ponón Trehue, sierra Pintada de San Rafael,Mendoza. Ameghiniana 10 (1): 72-88.

BALDIS, B. y BLASCO, G., 1975. Primeros trilobites Ashgillianos del Ordovícico sudamericano. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 33-48.

BALDIS, B., BORDONARO,O., BERESI, M. y ULIARTE, E.,1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico inferior de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 419-434.

BALDIS, B., BERESI, M., BORDONARO, O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 339-445.

BANCHIG, A., 1992. Secuencia sedimentaria clástico- carbonática en paleoambiente de cañón submarino de la quebrada de Los Ratones, Precordillera Occidental, San Juan. 4a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 25-31.

BANCHIG, A., 1995. Talud Cámbrico - Ordovícico de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Tesis de Doctorado Universidad Nacional de San Juan (inédita).

BANCHIG, A. y BORDONARO,O., 1990. Litofacies clásticas de la Formación Los Sombreros (Cámbrico medio) en la Quebrada Ojos de Agua, sierra del Tontal. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología Actas 1: 25-30.

BANCHIG, A. y BORDONARO, O., 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostrómica de talud, Precordillera argentina. 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 283-288.

BANCHIG, A. y BORDONARO, O., 1997. Formación Alojamiento: Una unidad carbonática-silicoclástica de la Precordillera Mendocina. Actas 2º Jornadas sobre Geología de Precordillera: 16-21.

BANCHIG, A. y MILANA, J.P., 1994. Reinterpretación de los depósitos clásticos de la plataforma cámbrica (Precordillera de San Juan).Implicancia tectosedimentaria regional. 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 295-300.

BENEDETTO, J. L., 1986. The first typical Hirnantia fauna from South America (San Juan, Argentina Precordillera). En: Les Brachiopodes fossils et actuels. (Rocheboeuf and Emig edit.) Bioestratigrafie du Paleozoique 4: 439-447. France.

BENEDETTO, J. L., y VACCARI, E., 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques cambro-ordovícicos resedimentados de la Precordillera occidental argentina. Estudios Geológicos 48: 305-313. España.

BENEDETTO, J. L., CAÑAS, F. y ASTINI, R., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas 1: 103-112.

BENEDETTO, J.L., HERRERA, Z. y ORTEGA, G., 1991. Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del cerro Potrerillo, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina 46 (1-2): 60-68.

BERCOWSKI, F., KELLER, M. y BORDONARO, O., 1990. Litofacies de la Formación La Laja (Cámbrico) en la sierra Chica de Zonda, Precordillera sanjuanina. 3a Reunión Argentina de Sedimentología Actas 1: 31-36.

BERESI, M., 1988. Sincronismo, diacronismo y cronología de la depositación calcárea ordovícica de la Precordillera argentina en base a biozonas de conodontes. 5º Congreso Geológico Chileno Actas 2 (C): 27-36.

BERESI, M., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan:32-46.

BERESI, M. y BORDONARO, O., 1984. La Formación San Juan en la Quebrada de Las Lajas, sierra Chica de Zonda, San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino Actas 1: 95-107.

BERESI, M. y HEREDIA, S., 1992. Sedimentación y variaciones eustáticas para la zona de *Oepikodus evae* (conodonte) Ordovícico inferior de la Precordillera argentina. Serie Correlación Geológica 9: 63-68.

BERESI, M. y HEREDIA, S., 1995. Asociación de espículas de poríferos cámbricos de la Formación Empozada, Precordillera de Mendoza. Ameghiniana 32(4): 401-405.

BORDONARO, O., 1980. El Cámbrico de la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina 35 (1):26-40.

BORDONARO, O., 1986. Bioestratigrafía del Cámbrico inferior de San Juan,Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1:19-27.

BORDONARO, O., 1990. El sistema Cámbrico de la Provincia de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino: 18-31.

BORDONARO, O., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En:Paleozoico inferior de Ibero América: 69-84. Universidad de Extremadura. España.

BORDONARO, O. y BANCHIG, A., 1990. Nuevos trilobites del Cámbrico medio en la Quebrada Ojos de Agua, sierra del Tontal, San Juan. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 31-37.

BORDONARO, O. y BANCHIG, A., 1995. Trilobites laurénticos en el Cámbrico de la Precordilera Argentina. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 59-65.

BORDONARO, O. y BANCHIG, A., 1996. Estratigrafía de los olistolitos cámbricos de la Precordillera Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas 5:471-479.

BORDONARO, O. y LIÑAN, E., 1994. Some Middle Cambrian Agnostoids from the Precordillera Argentina. Revista Española de Paleontología 9 (1): 105-114.

BORDONARO, O., BERESI, M. y KELLER, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 12-19.

BORDONARO, O., KELLER, M. y LEHNNER, O., 1996. El Ordovícico de Ponón Trehue en la Provincia de Mendoza (Argentina): Redefiniciones estratigráficas. 13º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas 1:541-550.

CABALERI, N., 1989. Fluctuaciones paleoambientales como microeventos dentro del Cámbrico de la Precordillera central de Jáchal (San Juan). Serie Correlación Geológica 5:145-162.

CABALLÉ, M., CUERDA, A., ALFARO, M. y FURQUE, G., 1993. Nuevos hallazgos de graptolitos en el Ordovícico de la sierra del Tigre, Precordillera de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino Actas 2: 268-280.

CAMINOS, R., 1993. El basamento metamórfico Proterozoico - Paleozoico inferior. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, 1(2):11-20.

CAÑAS, F., 1986. Análisis de facies carbonáticas de la Formación Los Sapitos (Cámbrico-Tremadociano) en la Quebrada del Río Guandacol, La Rioja. 1a Jornadas de Geología de la Precordillera Actas: 271-276.

CAÑAS, F., 1988. Facies perimareales del Cámbrico inferior en el área de Guandacol (La Rioja). 2ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 46-50.

CINGOLANI, C. y CUERDA, A., 1994. El Ordovícico graptolítico del flanco oriental del cerro Bola (Formación La Horqueta), sierra Pintada de San Rafael, Mendoza. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes:53.

CINGOLANI, C. y CUERDA, A., 1996. El Ordovícico del flanco oriental del cerro Bola, en la sierra Pintada de San Rafael, Provincia de Mendoza. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:369.

CRIADO ROQUÉ, P., 1972. Bloque de San Rafael. En:Geología Regional Argentina. Leanza A. (edit.).Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 288-296.

CRIADO ROQUÉ, P. e IBÁÑEZ, G., 1979. Provincia geológica Sanrafaelino - pampeana. En: Geología Regional Argentina, Leanza,A.(edit.). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 1:837-869.

CUCCHI, R.J., 1972. Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan - Mendoza, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 27 (2): 229-248.

CUERDA, A. y FURQUE, G., 1988. Cámbrico en Geología de América del Sur, Correlación Geológica 2(1):159-222.

CUERDA, A., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Ameghiniana 20 (3-4): 239-260.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., SCHAUER, O. y VARELA, R., 1985. El Ordovícico de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1(15): 109-132.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., SCHAUER, O. y VARELA, R., 1986. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Formación Los Sombreros: ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 5-17.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., SCHAUER, O. y VARELA, R., 1986. Bioestratigrafía del Ordovícico (Llanvirniano - Llandeiliano) de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Descripción de su fauna graptolítica. Ameghiniana 23 (1-2): 3-33.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., SCHAUER, O. y VARELA, R., 1987. Graptolitos ordovícicos del Grupo Villavicencio, flanco sudoriental de la sierra del Tontal en Santa Clara, Precordillera de San Juan y Mendoza, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología Actas 1: 111-118. Bolivia.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., SCHAUER, O. y VARELA, R., 1988. Nuevas localidades con graptolitos en la Formación Portezuelo de Tontal (Ordovícico), sector septentrional de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Ameghiniana 25 (2):175-183.

CUERDA, A., CINGOLANI, C., LAVANDAIO, E., ARRONDO, O. y MOREL, E., 1988. Investigaciones estratigráficas en el Grupo Villavicencio, Canota, Provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina 43 (3): 356-365.

DALLA SALDA, L., DALZIEL, Y., CINGOLANI,C. y VARELA, R., 1992. Did the Taconic Appalachians continue into South America?. Geology 20: 1059-1062.

DAVICINO, R. y SABALÚA, J., 1990. El cuerpo básico de El Nihuil, San Rafael, Provincia de Mendoza. 11º Congreso Geológico Argentino Actas 1: 43-47.

FURQUE, G. y CABALLÉ, M., 1985. Paleozoico inferior en el cerro Bayo, sierra de la Invernada, San Juan. Revista Museo La Plata (geología) 5: 1-18.

FURQUE, G. y CABALLÉ, 1988. Descripción geológica de la sierra de la Invernada. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito). Buenos Aires.

FURQUE, G. y CUERDA, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Geología Regional Argentina. vol. 1:455-522. Buenos Aires.

FURQUE, G., CUERDA, A., CABALLÉ, M. y ALFARO, M., 1990. El Ordovícico de la sierra de la Invernada y su fauna de graptolites,San Juan. Revista del Museo La Plata (paleontología), 9: 159-181.

GALLARDO, G., HEREDIA, S. y MALDONADO, A., 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 37-53.

GONZÁLEZ BONORINO G. y GONZÁLEZ BONORINO, F., 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos bajo sospecha de ser autóctonos. Revista geológica de Chile 18: 97-107.

GONZÁLEZ DÍAZ,E.F., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie de la Horqueta» del Bloque de San Rafael, Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 241-256.

HALLER, M. y RAMOS, V., 1993. Las ofiolitas y rocas afines .(V. Ramos edit.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 1(4):31-49.

HARRINGTON, H., 1971. Descripción geológica de la hoja 22c, Ramblón, Provincia de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 114, 81 pp.

HEREDIA, S., 1983. Pygodus anserinus (conodonta) en el Llandeiliano de la Formación Ponón Trehue. Ameghiniana 19 (3-4): 229-233.

HEREDIA, S., 1990. Geología de la Cuchilla del cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:101-104.

HEREDIA, S., 1996. El Cámbrico y Ordovícico de la cuchilla del cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 591-600.

HEREDIA, S. y BERESI, M., 1995. Ordovician events and sea level changes on the Western margin of Gondwana: The Argentine Precordillera. Ordovician Odyssey, Pacific section SEPM 77: 315-318. Las Vegas.

HEREDIA, S., GALLARDO, G. y MALDONADO, A., 1990. Conodontes Caradocianos en las calizas alóctonas del miembro superior de la Formación Empozada (Ordovícico medio y superior) San Isidro, Mendoza. Ameghiniana 27 (3-4): 197-206.

HUNICKEN, M., 1985. Lower Ordovician Conodont biostratigraphy in Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 56 (3-4): 309-320.

HUNICKEN, M. y SARMIENTO, G., 1982. La zona de Oepikodus evae (conodonte) Arenigiano inferior en el perfil del Río Guandacol, La Rioja, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 791-786.

KELLER, M., 1995. Continental slope deposits in the Argentine Precordillera, en Sediments and geotectonic significance, Cooper (edit.):

Ordovician Odyssey, pacific section SEPM 77: 211-215. Las Vegas.

KELLER, M., y BORDONARO, O., 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico inferior del Oeste argentino y sus implicaciones paleogeográficas. Revista Española de Paleontología 8 (2): 165-169.

KELLER, M. y BORDONARO, O., 1996. Cyclic carbonate platform evolution controlled by major sea level changes: the Lower - Middle Cambrian La Laja Formation, Western Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Science (en prensa).

KELLER, M., BUGGISCH, W. y BERCOWSKI, F., 1989. Facies y sedimentology of Upper Cambrian shallowing upward cycles in the La Flecha Formation (Argentine Precordillera). Zentralblatt fur Geologie und Paleontologie 1: 999-1011.

KELLER, M., EBERLEIN, S., y LEHNERT, O., 1993. Sedimentology of Middle Ordovician carbonates in the Argentine Precordillera; evidences of regional relative sea-level change. Geologie Rundschau 82: 362-377.

KURY, W., 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:321-328.

LEHNERT,O., 1995. Ordovizische Conodonten aus der Prakordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung fur stratigraphie und palaogeographie. Erlangen Geologische Abhandlungen, 125.

LEVY, R. y NULLO, F., 1974. La fauna del Ordovícico (Ashgilliano) de Villicúm, San Juan, Argentina (Brachiopoda). Ameghiniana, 11(2): 173-194.

LEVY, R. y NULLO, F., 1975. Braquiópodos ordovícicos de Ponon Trehue, Bloque de San Rafael (Provincia de Mendoza) Argentina. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía,Actas 1: 23-32.

LOSKE, W., 1993. La Precordillera del Oeste argentino: Una cuenca de back arc en el Paleozoico. 12º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 5-13.

MARQUAT, F. y MENÉNDEZ, A., 1985. Graptofaunas y edad de la Formación Lutitas del cerro Bola, sierra Pintada, Mendoza. Centro Cuyano de Documentación Científica, Mendoza.

MILANA, J.P., 1992. Estratigrafía secuencial, cortejos sedimentarios y su relación con la evolución geotectónica de la Cuenca paleozoica inferior de la Precordillera. 4a Reunión Argentina Sedimentología, Actas 2: 199-206.

NÚÑEZ, E., 1979. Descripción geológica de la hoja 28d , Estación Soitué, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Boletín 166, 67pp.

ORTEGA, G. y CUERDA, A., 1987. El género Isograptus en la Formación Gualcamayo (Ordovícico) de la Precordillera argentina. Ameghiniana 24 (3-4): 159-167.

ORTEGA, G., BRUSSA, E. y ASTINI, R., 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 28 (1-2): 163-178.

PERALTA, S., 1986. Graptolitos del Llandoveriano inferior en el Paleozoico inferior clástico del pie oriental de la sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan. 1º Jornada Geología de Precordillera Actas 1: 134-156.

PERALTA, S., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marinos clásticos Eopaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 128-137.

PERALTA, S., 1994. Discontinuidades estratigráficas en la sucesión marino - clástica eopaleozoica de la Precordillera de Cuyo: análisis y correlaciones. 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 193-198.

PERALTA, S. y BALDIS, B., 1990. Glyptograptus persculptus en la Formación Don Braulio (Ashgilliano tardío - Llandoveriano temprano) Precordillera Oriental de San Juan. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Acta 1: 67-72.

PERALTA, S. y CARTER, C., 1990. La glaciación gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-185.

PITTALUGA, A., BANCHIG,A. y BORDONARO.O., 1996. Descripción y análisis de los depósitos olistolíticos del Borde oriental de la sierra de la Invernada, Precordillera Central de San Juan. 6a Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca (en prensa).

RUBINSTEIN, C., 1997. Primer registro de palinomorfos del Silúrico en la Formación La Horqueta , Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza,Argentina. Ameghiniana 34(2):163-168.

SÁNCHEZ, M.T., BENEDETTO, J.L. y BRUSSA, E., 1988. Late Ordovician stratigraphy, paleoecology and sea - level changes in the Argentina Precordillera. 5 International Symposium Ordovician System Abstract: 245-256. New foundland.

SARMIENTO, G., 1986. La biozona de Amorphognathus variabilis - Eoplacognathus pseudoplanus (conodonta) Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. 1º Jornadas Geología de Precordillera, Actas: 119-123.

SCHAUER, O., VARELA, R., CINGOLANI, C. y CUERDA, A., 1987. Presencia de una graptofauna Llandeiliano - Caradociano en la Formación Alcaparrosa, flanco occidental de la sierra del Tontal (Precordillera de San Juan). Ameghiniana 24 (3-4): 151-158.

SHERGOLD, J., BORDONARO, O. y LIÑAN, E., 1994. Upper Cambrian Agnostids from Argentina Precordillera. Palaeontology 38(2): 241-265.

SPALLETTI, C., CINGOLANI, C., VARELA, R. y CUERDA, A., 1989. Sediment gravity flow deposits of an ordovician deep see fan system (western Precordillera Argentina). Sedimentary Geology 61: 287-301.

TURCO GRECCO, E. y ZARDINI, R., 1984.Un equinodermo del Paleozoico inferior en la Precordillera de San Juan, Calingasta. Revista Asociación Geológica Argentina 39 (3-4): 300-303.

VACCARI, E., 1988.Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico inferior en la Provincia de La Rioja. Revista Asociación Geológica Argentina 43 (4): 558-561.

VACCARI, E., 1993. El género Annamitella Mansuy 1920 en el Ordovícico de la Precordillera . Ameghiniana, 30(4): 395-405.

VACCARI, E. y BORDONARO, O., 1993. Trilobites en los olistolitos cámbricos de la Formación Los Sombreros (Ordovícico), precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 30 (4):383-393.

VARELA, R., 1973. Estudio geotectónico del extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 28 (3): 241-267.

VON GOSSEN, W., BUGGISCH, W. y LEHNERT, O., 1995. Evolution of the Early Paleozoic melange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Science. 8 (3-4): 405-424.

Recibido: septiembre 1994
Actualizado: noviembre 1996

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (9): 205- 214, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 9

EL SILÚRICO-DEVÓNICO DEL NOROESTE ARGENTINO

Florencio G. Aceñolaza, Guillermo Aceñolaza y Gabriela García

INTRODUCCIÓN

Los depósitos siluro-devónicos del norte argentino forman parte de un acontecimiento sedimentario de gran magnitud areal que hacia el norte involucra casi todo el territorio andino boliviano-peruano y, por el oeste, se extiende hacia la región atacameña de Chile. Pertenecen a este mismo acontecimiento sedimentario afloramientos y registros del subsuelo en Paraguay y Brasil (Figura 1).

En el norte de la Argentina se han distinguido dos tendencias deposicionales, o cuencas, que durante el Siluro-Devónico estuvieron separadas por un elemento positivo que involucró parte de lo que es hoy la Puna y la Cordillera Oriental. Este alto o dorsal fue denominado por Bracaccini (1960) con el nombre de Cratógeno Central Argentino.

La cuenca occidental abarcaba una pequeña parte de la Puna argentina y chilena, mientras que la cuenca oriental se desarrolló sobre una región más amplia cubriendo el actual territorio de Sierras Subandinas y Pampasia Septentrional (Vistalli, 1989).

A fines del Ordovícico, los movimientos compresivos de la fase Oclóyica dieron lugar al levantamiento de la Cordillera Oriental, que permaneció emergida, mientras que en sus flancos subandinos y puneños se desarrollaba un área de subsidencia a la cual ingresó el mar desde territorio boliviano.

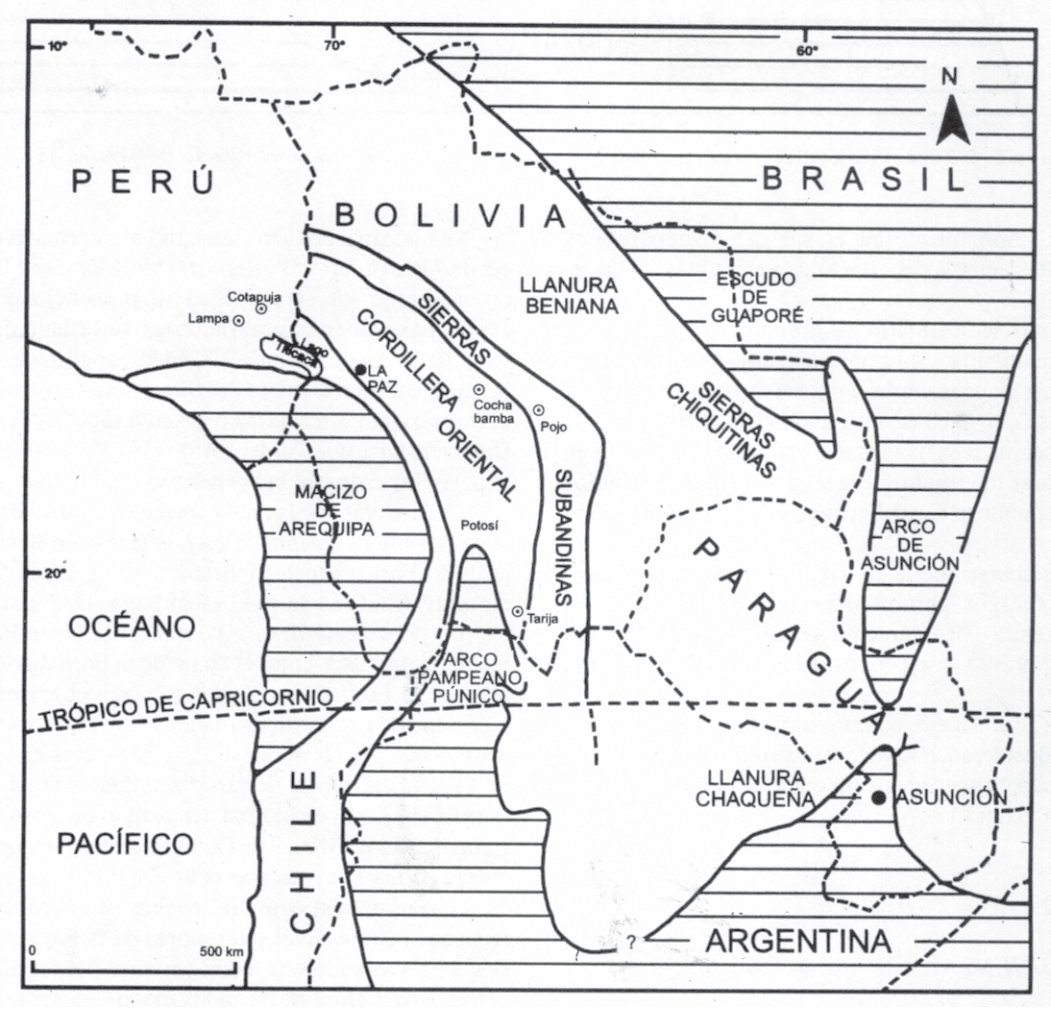


Figura 1. Cuenca de edad silúrica para la región Andina Central (modificado de Benedetto et al., 1992).

Tanto la cuenca oriental como la occidental fueron invadidas por un mar somero, de plataforma, que dio lugar al desarrollo de una importante secuencia siliciclástica. Ésta tiene expuestos sus términos más gruesos en el borde andino;

Cátedra de Geología Regional Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Miguel Lillo 205, Tucumán (4000), Argentina.



Figura 2. Cuencas silúrico-devónicas en la región noroeste de la Argentina (modificado de Vistalli, 1989).

mientras que normalmente en el subsuelo pampásico es paulatinamente reemplazada por fracciones finas, pelíticas (Figuras 2 y 3).

El conjunto sedimentario se presenta integrando una sucesión interrumpida sólo por acontecimientos de índole tectónico o eustáticos menores. Por este motivo, en la mayoría de los casos en la literatura geológica argentina se la reconoce como una secuencia única. Esto mismo acontece en Bolivia, donde se interpreta que la secuencia integra un único ciclo al que denominan **Cordillerano** (Suarez, 1984; Sempere et al., 1988).

Debe destacarse que la configuración de ambas cuencas, a grandes rasgos, perduró durante todo el Silúrico y el Devónico, siendo abruptamente cerradas hacia fines de este último período como consecuencia de la orogenia Chánica.

A efectos de una mejor comprensión del tema haremos la descripción considerando los depósitos silúricos y devónicos de manera separada tanto en lo referente a su cronología como a su situación geográfica.

SILÚRICO

CUENCA ORIENTAL

Como ya hemos mencionado al referirnos a la secuencia ordovícica (Capítulo 7), los términos superiores (Donbrauliano) corresponden a la depositación de la diamictita de la Formación Zapla. Esta se apoya en discordancia sobre sedimentitas meso-ordovícicas y constituye la base de la sedimentación siluro-devónica.

Durante muchos años se asignó a la Formación Zapla una edad silúrica inferior. Posteriormente, Monaldi y Boso (1987) reconocieron en esta unidad la presencia del trilobite *Dalmanitina*, que muestra afinidades con la fauna de *Hirnantia*. Esto llevó a considerarla de edad ashgilliana, pasando a interpretarse que el inicio del Silúrico se correspondería con los niveles inferiores de la Formación Lipeón (Turner, 1960). Debe señalarse que Turner y Mon (1979) ya habían advertido la posibilidad de que la Formación Zapla fuese ordovícica.

Cabe acotar que la fauna presente en estos afloramientos de la Cordillera Oriental salto-jujeña, es correlacionable con la de la Formación Don Braulio, en la Precordillera, que definitivamente es de edad ashgilliana (Donbrauliano).

Lo precedente lleva a pensar en la posibilidad de que mediaría un hiatus entre el techo de la Formación Zapla y la base de la Formación Lipeón, sin que el mismo aparezca representado por una discordancia. Este criterio es sostenido, entre otros, por Cecioni (1953) y Monteros et al. (1993) al postular la existencia de una discordancia en el techo de la Formación Zapla en la zona del camino de acceso al antiguo campamento de Mina 9 de Octubre, en las inmediaciones del arroyo de los Tomates (sierra de Zapla).

La cuestión se complica cuando Monteros et al. (1993) reconocen en los niveles inferiores de la Formación Lipeón graptolites ashgillianos-llandoverianos pertenecientes al género *Climacograptus*. De todos modos, existe la convicción de que el paso entre el Ordovícico y el Silúrico es transicional y que el mismo debe determinarse en el tramo comprendido entre el techo de la Formación Zapla y la base del primer horizonte ferrífero presente en la Formación Lipeón.

La ***Formación Lipeón*** tiene sus mejores exposiciones en la Cordillera Oriental. Su nombre proviene de la sección

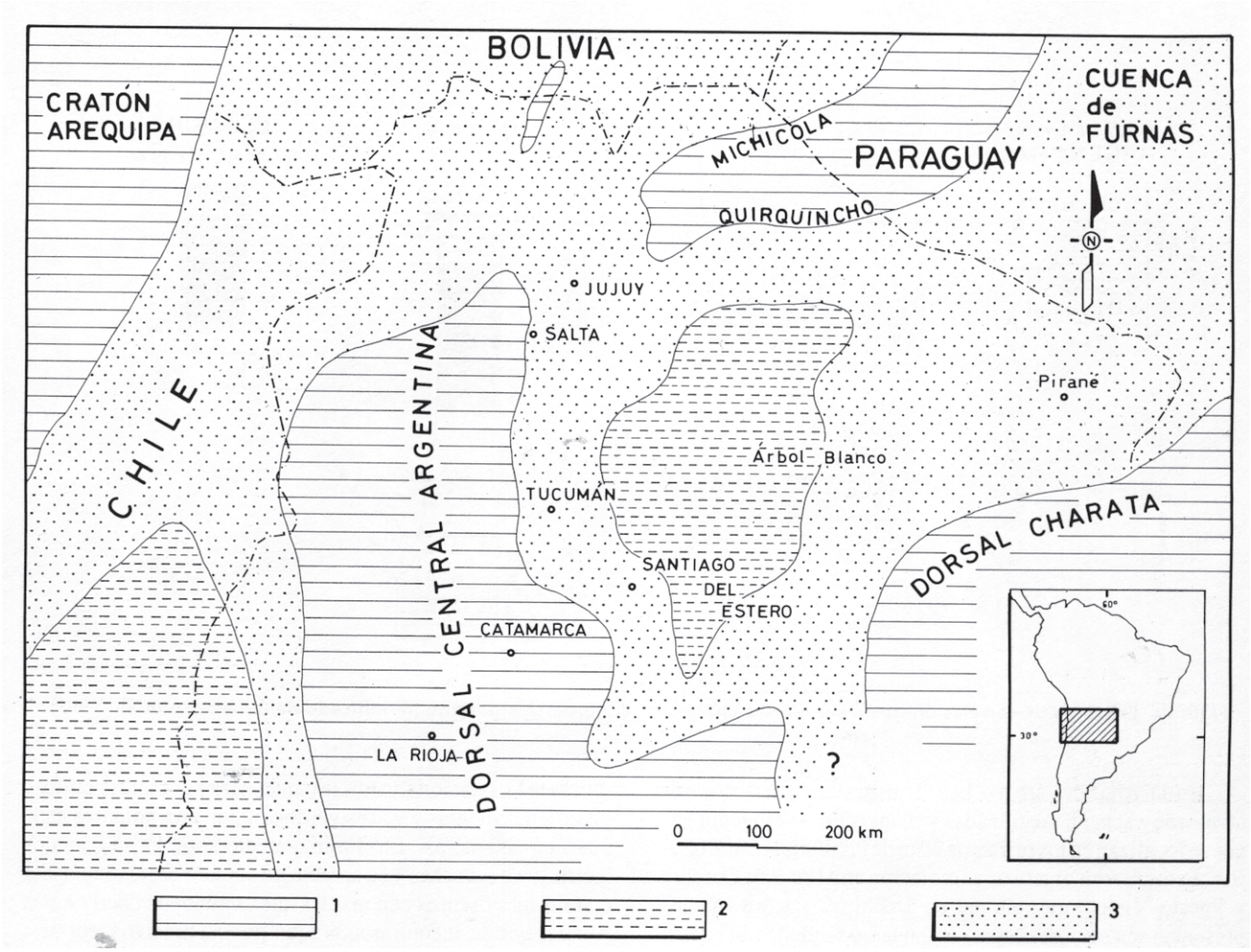


Figura 3. Esquema paleogeográfico del Silúrico-Devónico del noroeste argentino: 1) Áreas emergidas; 2) Ambientes marinos de mayor profundidad y 3) Ambiente marino litoral a sublitoral.

del río Lipeo o Lipeón, tributario de la cuenca del río Bermejo. Su máximo espesor es del orden de los 1600 m, aunque los términos medios varían entre 600 y 900 m de potencia. Litológicamente está caracterizada por sedimentitas de origen marino litoral a nerítico, poco profundo, que se inician con una arenisca micácea de grano fino y de color gris verdoso en la que se intercalan entre dos y cuatro niveles ferríferos, cuyo espesor varía entre 1 y 4 m de potencia. Otros caracteres paleoambientales (excluyendo el nivel ferrífero inferior) fueron analizados por Andreis et al. (1982). Según estos autores, la secuencia se depositó en áreas distales de la plataforma, por debajo del nivel de base de olas, en un ambiente restringido en oxígeno. Conclusiones similares obtuvieron Sánchez et al. (1994) en base al análisis tafonómico y paleoecológico de la macrofauna bentónica. Esta misma secuencia, también fue interpretada como depositada en una «plataforma externa con gran aporte de material fino y alta turbidez».

Para algunos autores, es necesario separar el conjunto pelítico- arenoso identificándolo estrictamente con la Formación Lipeón, mientras que al arenoso-cuarcítico que se le superpone se lo denomina ***Formación Arroyo Colorado*** (Andreis et al., 1982). Es un criterio válido para el extremo sur de la sierra de Zapla que en este trabajo sólo advertimos, pero no adoptamos dado el carácter general que damos al tratamiento de la cuenca. Algo parecido ocurre con la denominada ***Formación Cachipunco*** (Hagermann, 1933) descripta en la sierra de Santa Bárbara, que en términos generales se identifica con la descripción amplia de la Formación Lipeón que en este caso se lleva adelante.

Los detalles estratigráficos del conjunto Lipeón-Arroyo Colorado han sido descriptos por diferentes autores en los flancos de las sierras de Santa Victoria e Iruya (Turner, 1960; Turner y Méndez, 1975), Calilegua y Santa Bárbara (Bonarelli, 1921; Hagermann, 1933; Schlagintweit, 1937-1943; Bellmann, 1962; Bellmann y Chomnales, 1960). Pero es tal vez en las sierras de Zapla-Puesto Viejo-Unchimé donde con mayor detalle se desarrollaron los trabajos de investigación. Ello sin duda se debió a la magnitud y frecuencia de los niveles ferríferos que en su momento fueron objeto de explotación minera (Figura 4).

Por este motivo haremos una reseña detallada de la secuencia silúrica de la región de Zapla basada en los trabajos de Angelelli (1946); Nieniewski y Wleklinski (1950); Bossi y Viramonte (1975); Antelo, (1978); Andreis et al. (1982); Monteros et al. (1993) y Waisfeld y Sánchez (1993).

En esta zona, por sobre los niveles diamictíticos de la Formación Zapla (Ordovícico) se disponen unos niveles compuestos por areniscas cuarzosas, de grano mediano a grueso, con abundante material micáceo, de color gris claro, dispuestos en paleocanales y que representaría una etapa de somerización de la cuenca (Monteros et al., 1993).

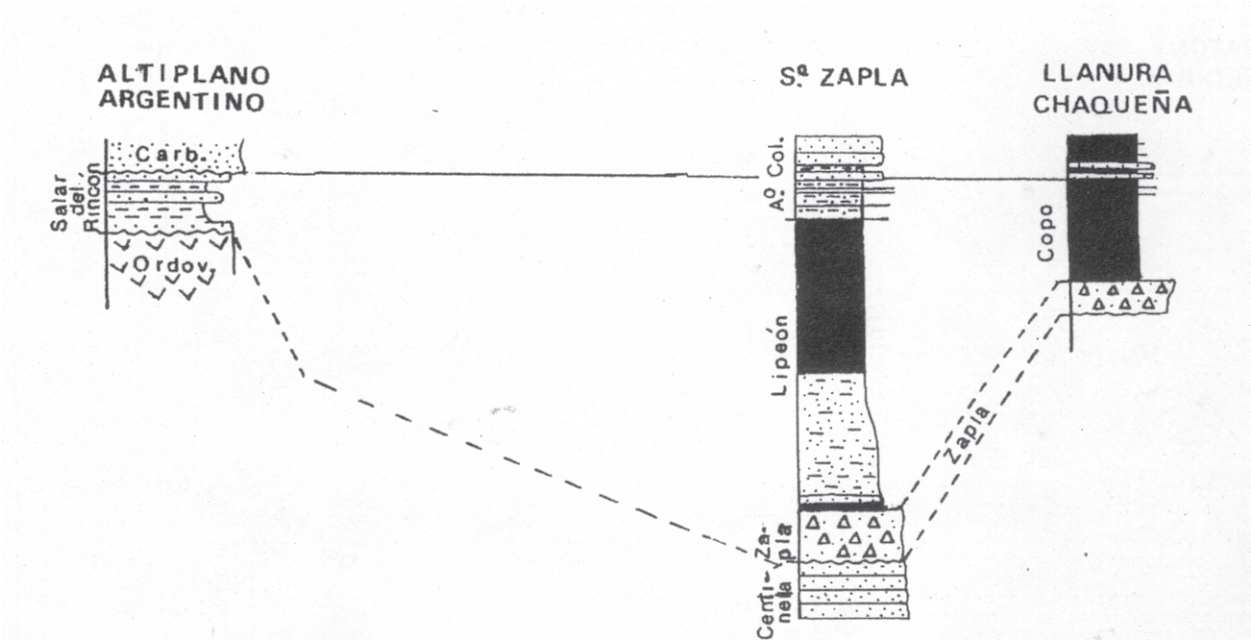


Figura 4. Esquema de correlación de las secuencias silúricas en el noroeste argentino (modificado de Benedetto et al., 1992).

En la zona del arroyo Los Tomates se visualizan tres niveles de wackes hematitizadas y chamosítico - vermiculíticas que se localizan en los primeros 20 m de la columna estratigráfica. Estos fueron objeto de explotación en Mina 9 de Octubre y Puesto Viejo y de laboreo en Unchimé. Dichos niveles presentan sus mayores espesores en las localidades de Puesto Viejo y Zapla, donde alcanzan un espesor de aproximadamente cinco metros. Son masivos, de color pardo rojizo a morado, densos.

En posición cercana al primer nivel ferrífero se encontraron *Climacograptus* sp. aff. *C. normalis* Lapw., *Pseudoclimacograptus* sp; mientras que hasta 17 m por sobre el segundo nivel ferrífero se encontraron restos del graptolito *Retiolites*. Esta fauna, según Monteros et al. (1993), sería equivalente a la que en la Precordillera caracteriza al Miembro Salto Macho de la Formación La Chilca, que en el tiempo representa al Ashgilliano-Llandoveriano.

Los niveles que se intercalan con los bancos ferríferos y los que se le superponen son arenosos finos, con estratificación tabular y lenticular, bien laminados, con abundante mica (moscovita) en láminas y de colores pardos rojizos, amarillentos y grises verdosos. En los intercalados con los mantos ferríferos de Puesto Viejo se han encontrado fragmentos óseos asignados a peces indeterminados (Aceñolaza y Toselli, 1981). Asimismo, en posición cercana a los niveles ferríferos del camino a Santa Ana, Aceñolaza y Hunicken (1989) describen niveles de concreciones fosilíferas portadoras de trilobites, en los que se reconoce la presencia de *Bumastus bellmanni*.

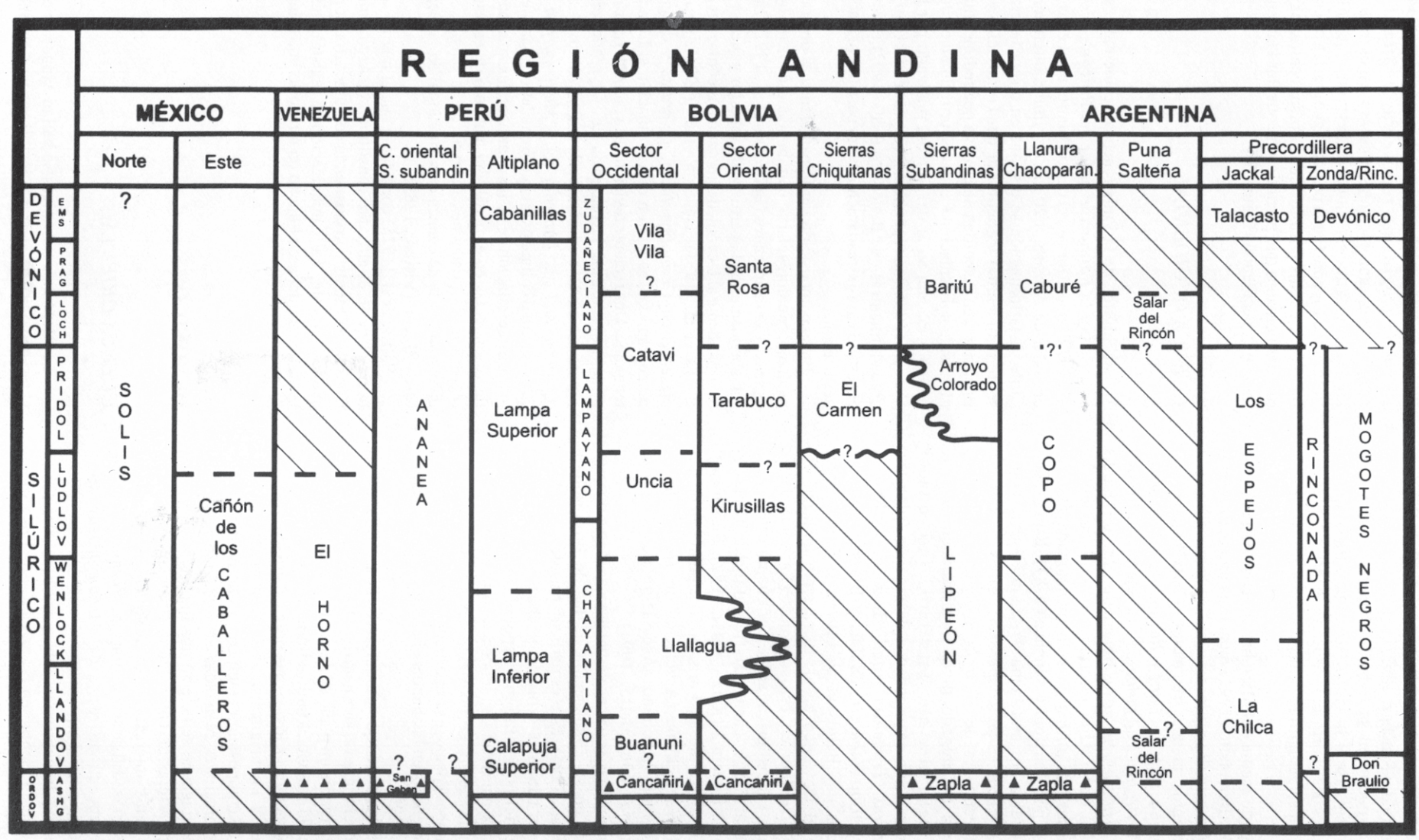
Por sobre los mantos ferríferos son comunes niveles muy bioturbados, de tal forma que se presentan como bancos masivos. Los que contienen *Zoophycus* en Unchimé tienen un notable espesor y se presentan como areniscas grises verdosas micáceas (Aceñolaza, 1978; Aceñolaza et al., 1994). Esta icnoespecie ha sido también abundantemente encontrada en la serranía de Zapla (*Taonurus* sensu Antelo, 1978). En esta última la Formación Lipeón se caracteriza por facies pelíticas grises amarillentas y grises verdosas, con una potencia estimada en 700 metros. En el tramo medio-superior la granulometría pasa a wackes y se aprecia un cambio cromático hacia colores más oscuros con niveles que contienen concreciones y en las que se encontraron braquiópodos, bivalvos, corales, nautiloideos y trilobites que en conjunto se asignan a una edad wenlockiana. Entre ellos deben citarse los descriptos por Baldis et al. (1973), que Malanca y Monaldi (1987) asignan al líchido *Entomostracites laciniatus*.

El aumento de arena y un cambio cromático hacia colores más oscuros se observan en algunos sectores de las sierras de Zapla, Santa Bárbara y Unchimé.

Hacia arriba la secuencia sedimentaria continúa con areniscas de grano fino, masivas, abundantemente bioturbadas, de colores claros, que hacia el techo son reemplazadas por wackes oscuras y grises verdosas que contienen abundantes concreciones con fósiles. Este conjunto tiene un espesor de 220 m y se conoce con el nombre de «Miembro areniscas amarillentas». A estos sedimentos se superpone una sucesión de unos 300 m de arcilitas y limolitas con tonalidades pardas y grises hasta blanquecinas que culminan con un miembro arenoso, estratificado, con intercalaciones pelítico - limosas, de color gris a gris verdoso, con abundantes trazas fósiles. A este último nivel se lo identifica con el nombre de ***Formación Arroyo Colorado*** y para Andreis et al. (1982) representa un importante cambio en la tendencia sedimentaria, configurando una unidad estratigráfica diferente a la Formación Lipeón. Este criterio, si bien puede ser correcto en el sentido nomenclatural - litoestratigráfico, no es compartido por autores como Turner y Mon (1979) y Monteros et al. (1993).

De todos modos, el conjunto en sí por su fauna fósil representa en su extensión al Silúrico, desde sus niveles de base ashgilliano-llandoverianos hasta el Ludloviano-

CUADRO 1. CUADRO DE CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES SILÚRICO-DEVÓNICAS EN EL ÁREA ANDINA LATINOAMERICANA (MODIFICADO DE BENEDETTO ET AL., 1992).



Pridoliano (Baldis et al., 1976; Benedetto, 1991; Sánchez, 1991 y Waisfeld y Sánchez, 1993).

De lo expuesto en su trabajo, Monteros et al. (1993) consideran, en base a la graptofauna encontrada, que los niveles basales de la Formación Lipeón se habrían depositado durante el lapso Ashgilliano muy tardío a Llandoveriano temprano.

En la parte media del Miembro superior de la Formación Lipeón, Benedetto (1991) menciona una fauna dominada por *Heterothella zaplensis* n. sp., en la que participan como elementos menos frecuentes *Castellaroina* sp., *Harringtonina* n.sp. y *Languella* sp., asociada a los trilobites *Australoacaste palpalensis* Benedetto y Martel, *Trimerus (Trimerus) flexuosus* Benedetto y Martel (Baldis et al., 1976) que fueron referidos al Wenlockiano. La especie *Lichas* cf. *affinis* ha sido mencionada más recientemente por Waisfeld y Sánchez (1987). Esta asociación es sucedida por una fauna de braquiópodos dominada por *Ancillotoechia cooperensis* Amos y Noirat y escasos especímenes de *Clarckeia ovalis*, esta última restringida a un delgado nivel localizado en la parte superior del intervalo fosilífero. Los citados braquiópodos están acompañados de algunos trilobites, como *Trimerus (Trimerus) grandis* Benedetto y Martel, *Dalmanites transglabelaris* (Baldis y Blasco), que fueron referidos por Baldis et al. (1976) al Silúrico más superior o al Devónico basal. El reciente hallazgo del pelecípodo *Dualina* en estos niveles (Sánchez, 1990) favorece una edad silúrica tardía, por cuanto este género es particularmente característico del Ludloviano-Pridoliano de Bohemia (Kriz y Paris, 1982). En síntesis, la fauna descripta de la Formación Lipeón puede ser referida al Wenlockiano (Asociación de *Heterorthella*) y al Ludloviano-Pridoliano (Asociación de *Clarkeia-Ancillotoechia*) (Benedetto, 1991).

Las valvifaunas silúricas de la sierra de Zapla difieren básicamente en su composición de las de Precordillera (Sánchez et al., 1994). Esto es particularmente evidente en las faunas de trilobites y bivalvos, entre los que existen escasos géneros y ninguna especie en común. Los braquiópodos muestran una tendencia similar. Además de las diferencias en la composición taxonómica entre las faunas de ambas épocas, es importante destacar que también existen diferencias en la abundancia relativa de los taxones (Benedetto, 1991).

Las rocas silúricas que afloran en las Sierras Subandinas y que se encuentran en el subsuelo de la Pampasia Septentrional se apoyan sobre un plano de discordancia regional considerado de edad ordovícica tardía-silúrica temprana, resultado de la fase orogénica Oclóyica, que provocó grandes cambios estructurales y un magmatismo con generación de áreas batolíticas de composición granítico - granodiorítico.

En perforaciones realizadas en la región del Chaco salteño - santiagueño se detectó una importante secuencia de lutitas piritíferas de color negro, finamente laminares, que suelen tener intercalaciones de limolitas y areniscas grises y oscuras. Ellas se denominan ***Formación Copo***, habiéndose encontrado restos de *Metacryphaeus* sp. y *Australocoelia tourtelotti*.

El reciente descubrimiento de graptolitos silúricos en plena Cordillera Oriental, en las cercanías de Los Colorados, en la provincia de Jujuy, por parte de Toro (1995), abre nuevas posibilidades a la interpretación paleogeográfica del Silúrico. Allí se encontró *Climacograptus innotatus, Clinoclimacograptus retroversus* y *Stimulograptus sedgwickii* en una sección de escaso espesor de lutitas y areniscas finas que son interpretadas como equivalentes a la Formación Lipeón. Por la posición geográfica de este afloramiento, se estima posible que la dorsal central haya tenido discontinuidades que permitieron conectar la cuenca oriental con la occidental (Figura 5).

CUENCA OCCIDENTAL

El Silúrico de la Puna (cuenca occidental) está representado por la ***Formación Salar del Rincón*** (Aceñolaza et al., 1972), que aflora en el cerro Oscuro, en el extremo norte del salar de Arizaro, a 20 km del límite internacional con Chile. Esta formación se dispone en discordancia angular sobre sedimentitas y granitos de edad ordovícica y a su vez es cubierta en discordancia erosiva por sedimentitas carboníferas de la Formación Cerro Oscuro. En un estudio facial de la Formación Salar del Rincón, realizado por Donato y Vergani (1985), se especifica un espesor de 111 m para esta unidad, mientras que Benedetto et al. (1992) establecen un espesor de aproximadamente 50 m para la Formación Salar del Rincón.

En su composición participan areniscas de grano fino a mediano, de colores claros, con abundante cemento hematítico en los niveles superiores (Benedetto et al., 1992). Los fósiles son abundantes en la parte media superior y fueron referidos originalmente al Devónico temprano (Aceñolaza et al., 1972; Baldis et al., 1973). Isaacson et al. (1976), en base a la presencia de *Cryptothyrella* cf. *C. crassa* y de graptolitos monográptidos, asignaron esta Formación al Llandoveriano temprano. Una reciente revisión de la fauna del estrato tipo de la unidad confirmó la presencia de *Cryptothyrella* cf. *C. crassa* asociada a *Dalmanella* sp., *Heterothella*? sp., *Aphanomena*? sp., *Fardenia* sp. y *Modiomorpha* sp.; así como su edad eollandoveriana (Benedetto y Sánchez, 1990).

La interrelación de facies continentales, marinas y someras reconocidas en el perfil y el aumento de espesor que se registra hacia posiciones internas de la cuenca, permiten inferir un borde de cuenca depositacional en la localidad de cerro Rincón (Vistalli, 1989).

Salfity et al. (1975) consideran que el mar no sobrepasó hacia el oeste el alto que constituían el Arco Puneño y la Cordillera Oriental, no existiendo comunicación con la cuenca del noroeste. Tal comunicación se registra más allá del hundimiento del arco Puneño en territorio boliviano (Pareja et al., 1987).

DEVÓNICO

CUENCA ORIENTAL

Los depósitos devónicos se hallan expuestos en la provincia geológica de Sierras Subandinas y en el subsuelo de los llanos de Salta, Chaco y Santiago del Estero.

En las Sierras Subandinas, las Formaciones Lipeón y

Cachipunco son sucedidas por una secuencia arenosa, cuya base ha sido interpretada como concordante o transicional por algunos autores y discordante por otros (Aceñolaza y Toselli, 1981).

Al sur de la sierra de Zapla, Andreis et al. (1982) reconocen que el paso de los niveles cuarcíticos silúricos (Formación Arroyo Colorado) es normal y concordante.

En la comarca del río Bermejo, la Formación Baritú (Schlagintweit, 1937; Padula et al. 1967) es una espesa secuencia arenosa que descansa sobre la Formación Lipeón, mientras que en la sierra de Santa Bárbara, las Formaciones Arroyo Colorado (Padula et al., 1967) y Mendieta (Bonarelli, 1921) se apoyan sobre la Formación Baritú, que en su unidad superior desarrolla tres miembros (Mingramm y Russo, 1972).

Si pretendemos generalizar, debemos sostener que el

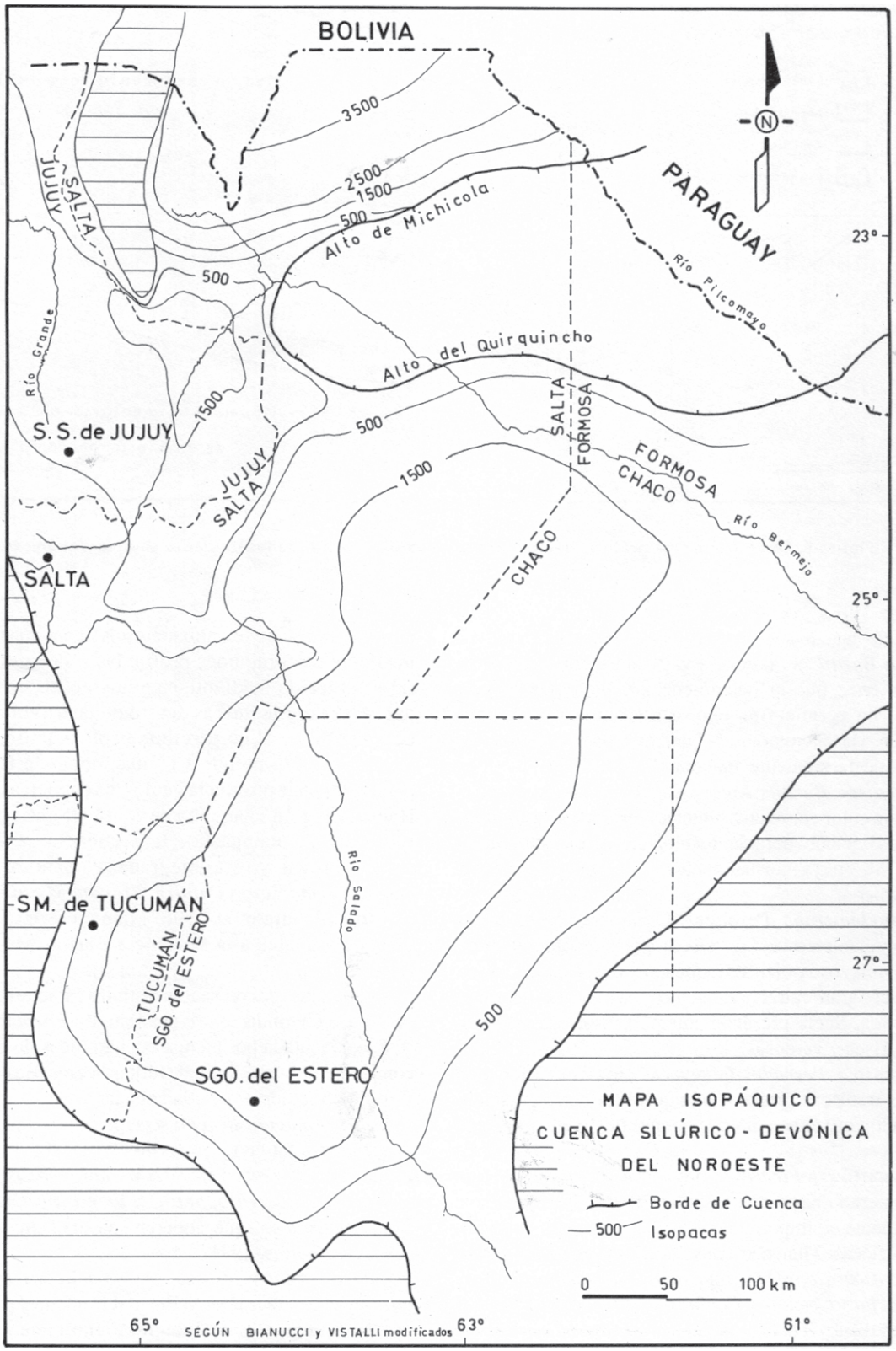


Figura 5. Mapa isopáquico de la cuenca silúrico-devónica del noroeste argentino.

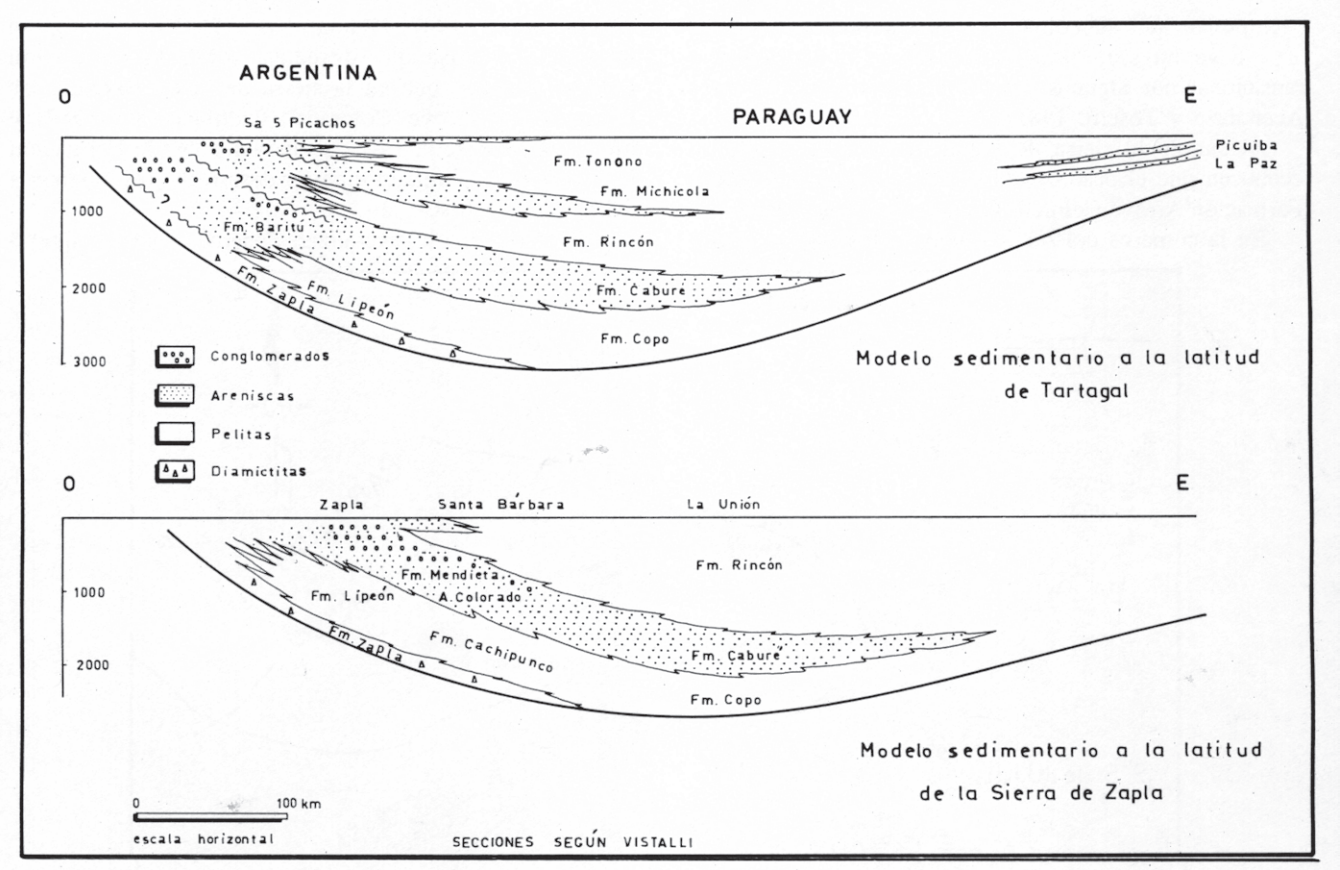


Figura 6. Secciones estratigráficas demostrativas de la disposición de las unidades silúrico-devónicas.

Devónico de la cuenca oriental está representado por la ***Formación Baritú***. Su potencia varía entre 800 y 1.600 m y se caracteriza por la heterogeneidad litológica de sus secciones. Sin perjuicio de ello, a esta unidad es posible dividirla en varios miembros que, de abajo a arriba, se reconocen de la siguiente manera (Russo, 1954):

a) ***Arenisca Baritú***. Areniscas cuarcíticas finas, algo micáceas, de color claro, amarillentas o grises verdosas, bien estratificadas y con notable manifestación de estructuras primarias. Se apoya normalmente sobre las areniscas del techo de Lipeón.

b) ***Conglomerado Porongal***. Localizado en el borde subandino y caracterizado por su composición oligomíctica, de clastos cuarzosos bien redondeados, con estructuras de paleocanales, gran entrecruzamiento y siendo su tonalidad grisácea clara. Suele presentar intercalaciones de lutitas y areniscas grises y verdosas.

c) ***Arenisca Pescado***. Grauvacas finas de color gris verdoso y areniscas grises y blanquecinas con abundante estratificación cruzada e intercalaciones de niveles pelíticos y carbonosos.

d) ***Lutita Cerro Piedras***. Apoyada en discordancia, con un conglomerado basal que hacia arriba pasa a areniscas y particularmente a importantes bancos de lutitas grises y negras, micáceas. Tienen niveles fosilíferos entre los que se reconoció *Australopirifer antarticus*, *Schuchertela inca, Australocoelia tourteloti* y *Conularia* sp. (Cuerda y Baldis, 1971; Aceñolaza y Toselli, 1981).

Las unidades siluro-devónicas del noroeste argentino se extienden lateralmente hacia el este, donde están representadas en el subsuelo. Allí se han reconocido mediante perforaciones profundas y su continuidad lateral establecida mediante estudios geofísicos. Estas unidades, al estar incluidas dentro de la provincia geológica de Pampasia y al no percibirse con exactitud la relación lateral, reciben nombres formacionales diferentes a los conocidos en la provincia geológica de Sierras Subandinas. Hacia la región chaqueña de Salta y Santiago del Estero (noroeste de Pampasia), la secuencia se apoya sobre rocas silúricas y está integrada, en sentido ascendente, por las ***Formaciones Caburé, Rincón, Michicola, Tonono y Jollín*** (Padula et al., 1967) que en términos generales son equivalentes a la secuencia Baritú- Mendieta (Aceñolaza y Toselli, 1981)(Figura 6).

Estas unidades presentan distintas características litológicas, que a continuación se detallan. La ***Formación Caburé*** está representada por areniscas cuarcíticas de color gris que contienen intercalaciones de lutitas negras. En ella se reconocieron palinomorfos de edad emsiana.

La ***Formación Rincón*** se superpone a la anterior y está integrada por lutitas en cuyos niveles se reconoció la existencia de macrofósiles tales como *Metacryphaeus* sp*; Calmonia subcesiva*, *Australocoelia tourtelotti, Craniops* sp., *Schellwienella* sp., que sugieren una edad emsiana-givetiana (Cuerda y Baldis, 1971).

Para algunos autores, la ***Formación Michicola*** es una variación facial de la Formación Rincón y se diferencia de ella por estar integrada fundamentalmente por areniscas cuarcíticas. La ***Formación Tonono*** está integrada en la base por lutitas (***Lutitas Tonono***) y el techo

por areniscas y limolitas (***Areniscas Jollín***). De esta Formación se obtuvieron restos vegetales atribuidos a *Cyclostigma* sp., quitinozoarios y un trilobite (Mingramm y Russo, 1972).

Debe destacarse que el conjunto Caburé-Rincón, en los afloramientos del subsuelo santiagueño, se reconoce con el nombre de **Grupo Santiago del Estero**, mientras que a la dupla Michicola-Tonono se la reúne con el nombre de ***Grupo San Martín***.

CUENCA OCCIDENTAL

La región limítrofe entre la Argentina y Chile tiene sedimentos que han sido asignados al Devónico. Son especialmente los aflorantes en el salar de Rincón (Aceñolaza et al., 1972) los que para este caso deben remarcarse. Ello sin plantear a fondo la discusión aún vigente acerca de cuáles niveles se atribuyen al Silúrico (Benedetto y Sánchez, 1990) y cuáles al Devónico.

Sobre el particular debemos remarcar el hecho de que las cuarcitas claras, amarillentas, tienen una particular abundancia de tentaculítidos, entre los que Ciguel y Aceñolaza (1992) reconocieron la especie *Tentaculites rinconensis*. Debe destacarse que estas formas son particularmente post-Llandoverienses y especialmente devónicas. Este carácter se manifiesta por el tamaño y afinidades de la forma *rinconensis*. Asimismo debe destacarse que estas formas se encuentran, tanto en Chile como en Bolivia, asociadas a conuláridos característicos del Devónico basal (*Conularia quichua*).

Aceptando una edad devónica para la Formación Salar del Rincón, Vistalli (1989) considera que la misma puede ser vinculada hacia el norte con la cuenca Sica Sica del Altiplano boliviano y hacia el sur con la cuenca de Cuyo, pues contiene numerosas formas de trilobites y braquiópodos similares a las presentes en ambas. Sin embargo, Benedetto y Sánchez (1990) confirman una edad eosilúrica (o eventualmente ashgilliana tardía) para esta asociación, por lo que considera necesario modificar la reconstrucción paleogeográfica propuesta por Baldis et al. (1973), dado que la zona de la Puna salteña donde aflora la Formación Salar del Rincón, no representa un punto de conexión entre las cuencas de Sica Sica en Bolivia y las de la Precordillera. Estos mismos autores suponen que la zona de enlace entre estas dos regiones debió estar localizada más hacia el oeste, en territorio chileno, donde habría registros de rocas sedimentarias fosilíferas devónicas en las sierras de Lila y Almeida, al sur del Salar de Atacama (Godoy, 1983).

Obviamente, esta disparidad de datos, basados exclusivamente en la fauna, abre la posibilidad de que el material estudiado en la zona provenga de dos niveles estratigráficos diferentes y, en consecuencia, representen indistintamente al Silúrico y al Devónico basal.

El hecho concreto está en que, durante el Devónico, se mantuvo la dorsal que representaba el Arco Puneño, que separaba ampliamente ambas cuencas tanto en lo referente a las características paleoambientales como a su fauna fósil.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA,F., 1978. El Paleozoico de Argentina según sus trazas fósiles. Ameghiniana 15 (1-2): 15-64.

ACEÑOLAZA, F.G. y HUNICKEN, M., 1989. El género *Bumastus* (Trilobita-Ptychopariida) en el Silúrico de Jujuy, Argentina. Serie de Correlación Geológica 5: 29-34.

ACEÑOLAZA,F. Y TOSELLI, A., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación Especial Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucunán, 212 p.

ACEÑOLAZA, F., BENEDETTO, L. Y SALFITY, J., 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. Anales de la Academia Brasilera de Ciencias, 44 (Supl.): 5-20.

ACEÑOLAZA, F.G., BUATOIS, L. y ACEÑOLAZA, G.F., 1994. Shallow marine trace fossils from the lower Silurian of Sierra de Zapla, Jujuy, Northwestern Argentina. Reunión IGCP 351. Rabat, Marruecos, En prensa.

AMOS, A., 1972. Silurian of Argentina.In Berry,W. y Boucot,A., 1972 Correlation of South American Silurian. Special Paper Geological Society America, 133: 5-19.

ANDREIS,R., BOTTCHER,G., FRIGERIO, M., HINTERWIMMER,G., SAMOSIUK, N., 1982. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el Río Grande, Sierra de Zapla, Jujuy.Argentina, y consideraciones sobre su edad. Actas 5º Congreso Latinoamericano Geología 2: 457-479.

ANGELELLI,V., 1946. La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla « Mina 9 de Octubre» (Departamento de la Capital Provincia de Jujuy). Revista Asociación Geológica Argentina 1 (2):117-256.

ANTELO, B., 1978. Las formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (1):1-16.

BALDIS,B., LEVY,R., y NULLO,F., 1973. Acerca de una fauna marina devónica de la Puna salteña. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 413-421.

BALDIS,B., BENEDETTO,L., BLASCO,G. y MARTELL,M., 1976. Trilobites silurodevónicos de la Sierra de Zapla (Noroeste de Argentina). Ameghiniana, 133(3-4): 185-225.

BELLMANN, R., 1962. Estudio Geológico de la Sierra de Santa Bárbara. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto Geología y Minería, 3 (6).

BELLMANN, R. y CHOMNALES, R., 1960. Noticia preliminar sobre la continuidad de la Formación ferrífera de Zapla en la Sierra de Santa Bárbara. Acta Geológica Lilloana 3:45-58.

BENEDETTO,L., 1991. Braquiópodos silúricos de la Formación Lipeón, flanco occidental de la Sierra de Zapla, provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana 28 (1-2): 111-125.

BENEDETTO, J.L. y SÁNCHEZ, T., 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón(Eopaleozoico, Puna argentina) Ameghiniana 27 (3-4): 317-326.

BENEDETTO, J.L., SÁNCHEZ,T. y BRUSSA, E.D., 1992. Las cuencas silúricas de América Latina. En Gutiérrez Marcos, J.C. et al. (Eds.) 1992. Paleozoico inferior de Iberoamérica. Publicación Universidad de Extremadura, 119-148. Mérida.

BONARELLI,G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería 15(1): 1-96.

BOSSI,G. y VIRAMONTE, J., 1975. Contribución al conocimiento de la petrología de los yacimientos ferríferos sedimentarios de Zapla y Unchimé (provincias de Jujuy y Salta, República Argentina). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica 5:181-202.

BRACACCINI, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia 10 (6).

CECIONI, J., 1953. Informe preliminar sobre el levantamiento de la zona sur del anticlinal de Zapla y parte de Santa Bárbara (Prov. de Jujuy). Instituto Geología y Minería de Jujuy, Revista 2 (5): 63-76.

CIGUEL,J. y ACEÑOLAZA, F., 1992. *Tentaculites rinconensis* nov. sp. (Tentaculitoidea) de Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. Serie Correlación Geológica, 9: 25-30.

CUERDA,A. y BALDIS, B., 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. Ameghiniana, 8(2): 128-164.

DONATO,E. y VERGANI, G., 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona de Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. Actas 4º Congreso Geológico Chileno, 1: 235-253.

GODOY, E., 1983. Avances en el conocimiento de las rocas devónicas aflorantes en Chile. Revista técnica YPFB, 9 (1-4): 111-114.

HAGERMANN T.H., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del

Departamento de Santa Bárbara en la Provincia de Jujuy. Boletín Informaciones Petroleras 107:451-496.

ISAACSON,P., ANTELO,B., y BOUCOT, A., 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopods fauna from Salta province, Argentina. Journal Paleontology 50 (6): 1103-1120.

KRIZ, J. y PARIS, F., 1982. Ludlovian, Prilodian and Lochovian in la Meinganne (Massif Armoricain): Biostratigraphy and correlation based on bivalvia and chitinozoa. Geobios, 15 (3): 391-341.

MALANCA,S., y MONALDI, C.R., 1987. Lichidae de la Formación Lipeón (Silúrico), Sierra de Zapla, Jujuy, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 141-144. Santa Cruz de la Sierra.

MINGRAMM,A. y RUSSO, A., 1972. Sierras Subandinas y Chaco salteño. En Leanza, A.F. (ed.) 1972. Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias 185-235. Córdoba.

MONALDI, C.R. y BOSO, M.A., 1987. *Dalmanitina (Dalmanitina) subandina* n. sp. (trilobita) en la Formación Zapla del Norte argentino. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 149-158.

MONTEROS, J., MOYA, M.C. y CUERDA, A. 1993. Graptolitos ashgilianollandoverianos en la base de la Formación Lipeón, Sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 304-314.

NIEMEYER,H., URZÚA,F., ACEÑOLAZA, F. y GONZÁLEZ,C., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. Actas 4º Congreso Geológico Chileno, 1:410-438.

NIENIEWSKI, A. y WLEKLINSKI, E., 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy). Revista Asociación Geológica Argentina 5: 169-202.

PADULA, E., ROLLERI, E.O., MINGRAMM, A., CRIADO ROQUÉ, P., FLORES, M.A. y BALDIS, B., 1967. Devonian of Argentina. Proceedings International Symposium on the Devonian System, Calgary. 2: 165-199.

PAREJA, J., VARGAS, C., SUÁREZ SORUCO, R., BALLÓN, A.R., CARRASCO, C.R. y VILLAROEL, C., 1987. Mapa Geológico de Bolivia, Memoria Explicativa., YPFB 27 p.

RUSSO, A., 1954. Levantamiento geológico de los Departamentos Orán, Iruya y Santa Victoria (Prov. de Salta) y Humahuaca (Prov. Jujuy. YPF (inédito).

SALFITY, J.A., OMARINI, R., BALDIS, B. Y GUTIÉRREZ, W., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte Argentino. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4:341-362.

SÁNCHEZ,T., 1990. Bivalvos paleotaxodóntidos de la Formación Lipeón (Silúrico) de la Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana, 26 (3-4): 173-189.

SÁNCHEZ, T., 1991. El género *Dualina* (Bivalvia, Praecardioida) en la Formación Lipeón, Sierra de Zapla, Provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana, 28 (1-2): 31-34.

SÁNCHEZ, T., WAISFELD, B. y BENEDETTO, J.L., 1994. Lithofacies, taphonomy and benthic assemblages in the Silurian of Western Argentina: A review of the Malvinokaffric communities. Journal of South American Earth Sciences.

SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el noroeste Argentino. Boletín Informaciones Petroleras 156:1-49.

SCHLAGINTWEIT,O., 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla en la Argentina y Bolivia. Revista Minera 13:115-127.

SEMPERE,T., HERAIL, G. y OLLER, J., 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclino boliviano. Actas 5º Congreso Geológico Chileno 1: 127-142.

SUÁREZ,R., 1984. Desarrollo tectonosedimentario del Paleozoico inferior de Bolivia. Informe GXG YPFB 2823.

TORO, B. A., 1995. Primer hallazgo de graptolitos del Silúrico (Llandoveriano) en la Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana 32 (4): 375-384.

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

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

TURNER, J. y MON, R., 1979. Cordillera Oriental. En: 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias Córdoba, 41 (2): 163-169.

VISTALLI, M.C., 1989. La cuenca Siluro Devónica del Noroeste. En Chebli, G. y Spalletti, L.A. (Eds). Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 19-41.

WAISFELD, B.G., y SÁNCHEZ T., 1987. Trilobites de la formación Lipeón (Silúrico) del Noroeste argentino. Reunión Proyecto 193: Siluro Devónico de América Latina, Santa Cruz de la Sierra. Bolivia.

WAISFELD, B. y SÁNCHEZ, T., 1993. Trilobites silúricos de la Formación Lipeón en el noroeste argentino (Sierra de Zapla, Prov. de Jujuy). Ameghiniana 30 (1): 77-90.

Recibido: agosto 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (10): 215- 238, BUENOS AIRES, 1999

SILÚRICO Y DEVÓNICO DE LA PRECORDILLERA DE CUYO Y BLOQUE DE SAN RAFAEL

Bruno A. Baldis † y Silvio H. Peralta.

INTRODUCCIÓN

Al considerar el estudio de los sistemas Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo sensu González Bonorino y González Bonorino (1991), y del Bloque de San Rafael o Provincia Sanrafaelino Pampeana (Criado Roqué e Ibáñez, 1979), surge entre otros, la mención obligada de nombres tales como los de Bodenbender, Stappenbeck, Thomas, Clarke, Stelzner, Kayser, Keidel, Polanski, Dessanti, Di Persia, Heim, Harrington y Cuerda. Desde fines del siglo pasado hasta el presente, el conocimiento geológico de estos sistemas ha evolucionado fundamentalmente, sobre la base de los estudios primordiales aportados por estos investigadores. A partir de ellos, el grado de conocimiento de los sistemas Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y, en menor grado del Bloque de San Rafael, ha alcanzado notables progresos, en base a los estudios realizados durante las últimas décadas.

El estado de su conocimiento actual permite una mejor definición estratigráfica de las unidades incluidas en ambos sistemas, tanto por el mejor conocimiento de sus aspectos lito-bioestratigráficos, como sedimentológicos y de sus relaciones estratigráficas primarias y distribución geológica. En contrapartida, es importante destacar la persistencia de la indefinición del límite Ordovícico - Silúrico, como así también entre los pisos reconocidos en ambos sistemas, a pesar de los registros bioestratigráficos existentes, en particular, en la Precordillera sanjuanina. Las Figuras 1 y 2 muestran la ubicación de las unidades geológicas en cuestión; el cuadro 1 la ubicación y distribución estratigráfica de las unidades del Silúrico - Devónico en dichas unidades geológicas.

Asimismo, se hace necesario puntualizar las marcadas diferencias que existen, tanto en los aspectos lito como bioestratigráficos, entre las unidades del Silúrico de la Precordillera Oriental y del Silúrico y Devónico inferior de la Precordillera Central de San Juan, con aquellas de la Precordillera Occidental de San Juan y su extensión en la Precordillera mendocina y Bloque de San Rafael. A ello, debe agregarse la falta de registros bioestratigráficos en particular del Silúrico en la Precordillera Occidental de San Juan, razón por la cual la edad de las unidades de ese sector precordillerano, incluidas en dicho intervalo de tiempo, es considerada con reservas (véase Stephens et al., 1995). Por razones de orden práctico, la descripción de ambos sistemas se hará considerando ambas Provincias Geológicas por separado.

SILÚRICO

PRECORDILLERA DE CUYO

En la Precordillera, la presencia del Silúrico es mencionada por primera vez por Stelzner (1873, en Furque y Cuerda, 1979), y confirmada por estudios posteriores de Kayser (1876), Clarke (1912) y Keidel (1921). Estos depósitos clásicamente se reconocen por su contenido fosilífero, composición litológica y coloración verdosa amarillenta. Cuerda (1985), sobre la base de su distribución geológica y caracteres lito-bioestratigráficos, propuso diferenciarlos en dos facies: Oriental y Occidental, separadas por la dorsal Villicum - Zonda sensu Padula et al. (1967). En la primera incluía el Silúrico de la Precordillera Oriental; en la segunda, los depósitos silúricos reconocidos en la Precordillera Central y Occidental.

Una modificación a este esquema fue introducida por Peralta (1990), quien reconoció tres facies, en correspondencia con las tres unidades morfo-estructurales de la Precordillera: Oriental, Central y Occidental. Hasta la actualidad, los registros bioestratigráficos comprobados del Silúrico están restringidos a la Precordillera Oriental y Central, y a la extensión de esta última en la provincia de Mendoza. La falta de comprobación de los mismos, como así también de otro tipo de información, como por ejemplo estudios geocronológicos, en las sedimentitas del Grupo Ciénaga del Medio y de las Formaciones Calingasta y La Tina, en la Precordillera Occidental, han llevado a introducir esquemas estratigráficos en los que se descarta su probable edad silúrica (Stephens et al., 1995), asignándolas al Ordovícico.

PRECORDILLERA ORIENTAL

Esta unidad morfoestructural se extiende exclusivamente dentro de la provincia de San Juan. Definida por Ortíz y Zambrano (1981), se caracteriza por un estilo estructural de sobrecorrimientos con vergencia occidental, y en parte por su composición estratigráfica. Aquí, los depósitos silúricos afloran, en forma saltuaria, en el borde oriental del denominado «arco Villicum-Zonda» sensu Padula et al. (1967), representado por el tren estructural que, de norte a sur, conforman las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal (Figura 3). Los estratos presentan disposición homoclinal, rumbo general norte-sur y buzamiento al este.

La sección tipo se ubica en la sierra de Villicum (Figura 4) (Peralta, 1993), representada por la parte superior de la

Instituto de Geología - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan; CONICET.

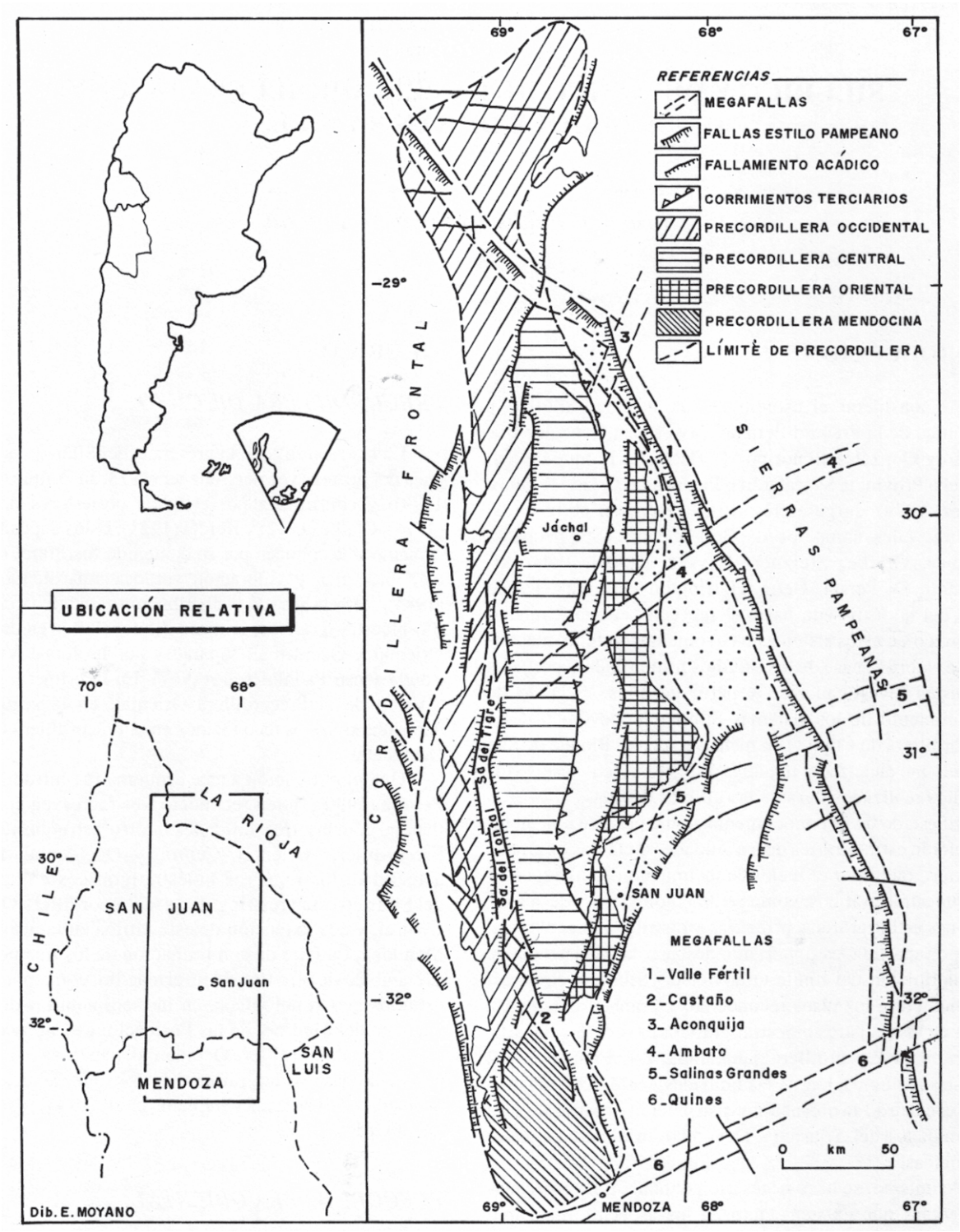


Figura 1. Ubicación de la Precordillera de Cuyo (modificado de Baldis et al., 1984).

Formación Don Braulio, y por la Formación Rinconada (= Formación Mogotes Negros). La base de esta sucesión sobreyace concordantemente a depósitos del Ordovícico tardío (Hirnantiano). Su techo se desconoce, al hundirse hacia el este los términos superiores de la Formación Rinconada, por debajo de sedimentitas continentales del Neógeno que la cubren en discordancia angular (véase Peralta, 1984, 1993). En la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, la sucesión silúrica sólo está representada por la Formación Rinconada, cuyos depósitos sobreyacen en discordancia erosiva, a calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan. Al igual que en Villicum, el techo de esta unidad se desconoce, al hundirse sus términos superiores hacia el este, por debajo de sedimentitas continentales del Neógeno y/o Carbonífero (Keidel, 1938; Braccacini, 1946; Heim, 1948; Amos, 1954; Harrington, 1971).

Formación Don Braulio

Definida por Baldis et al. (1982), presenta su estrato tipo en la sierra de Villicum. Su base yace, en discordancia erosiva, sobre depósitos marinos caradocianos de la

Formación La Cantera. En su techo es cubierta en igual relación, por depósitos de olistostroma de la Formación Rinconada (=Formación Mogotes Negros) (Peralta y Carter, 1990b; Peralta y Baldis, 1990; Peralta, 1993). Depósitos equivalentes a la Formación Don Braulio se reconocen en la Precordillera Central, en el cerro del estratigráfica, por el conglomerado basal transgresivo del miembro suprayacente. Se interpreta depositada en ambiente marino, como resultado de la caída del nivel del mar (eustática), producida por la glaciación gondwánica del Ordovícico tardío (Hirnantiano) (Peralta y Carter, 1990b; Buggisch y Astini, 1993). Astini y Buggisch (1993) sugieren la posibilidad de un

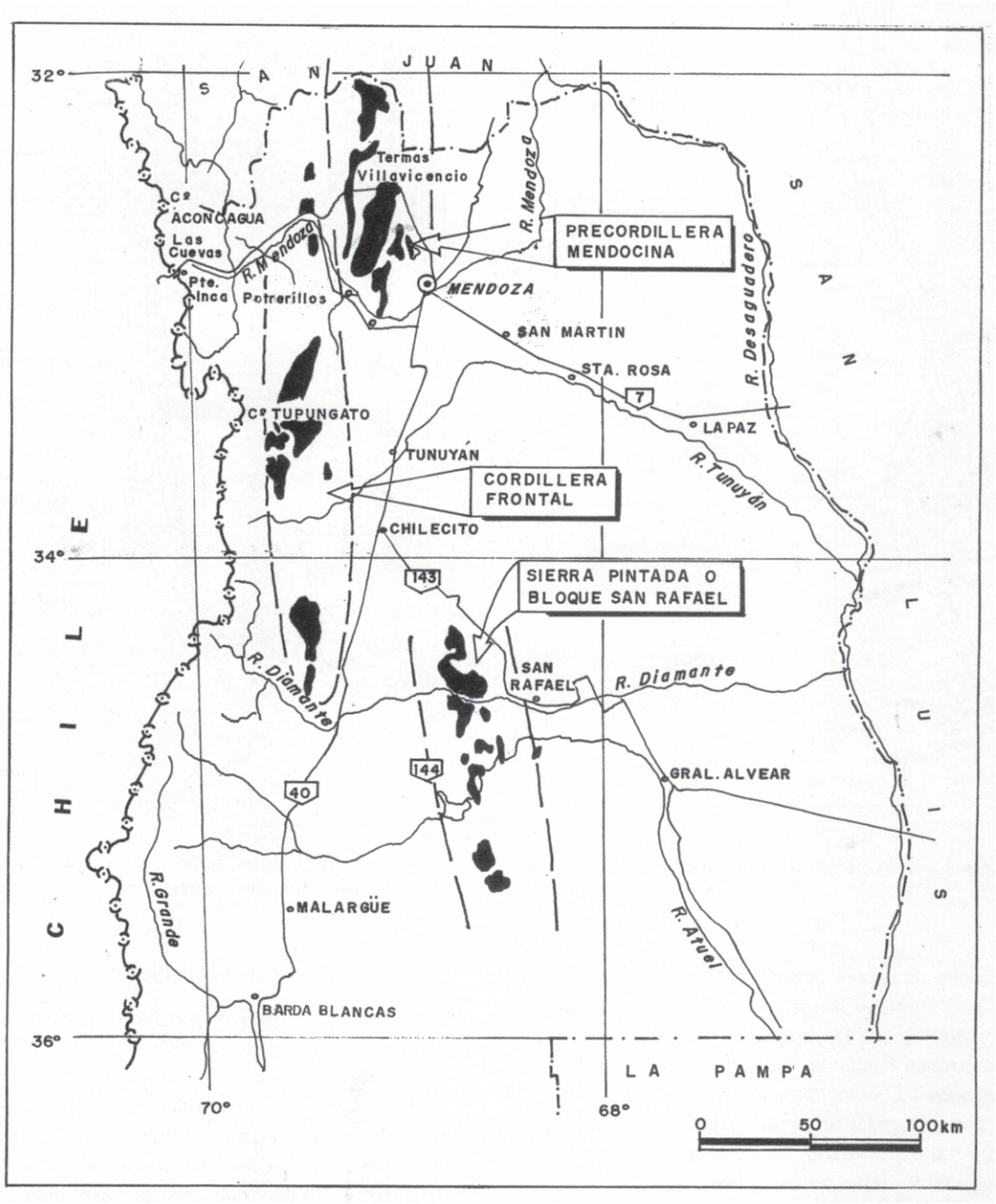


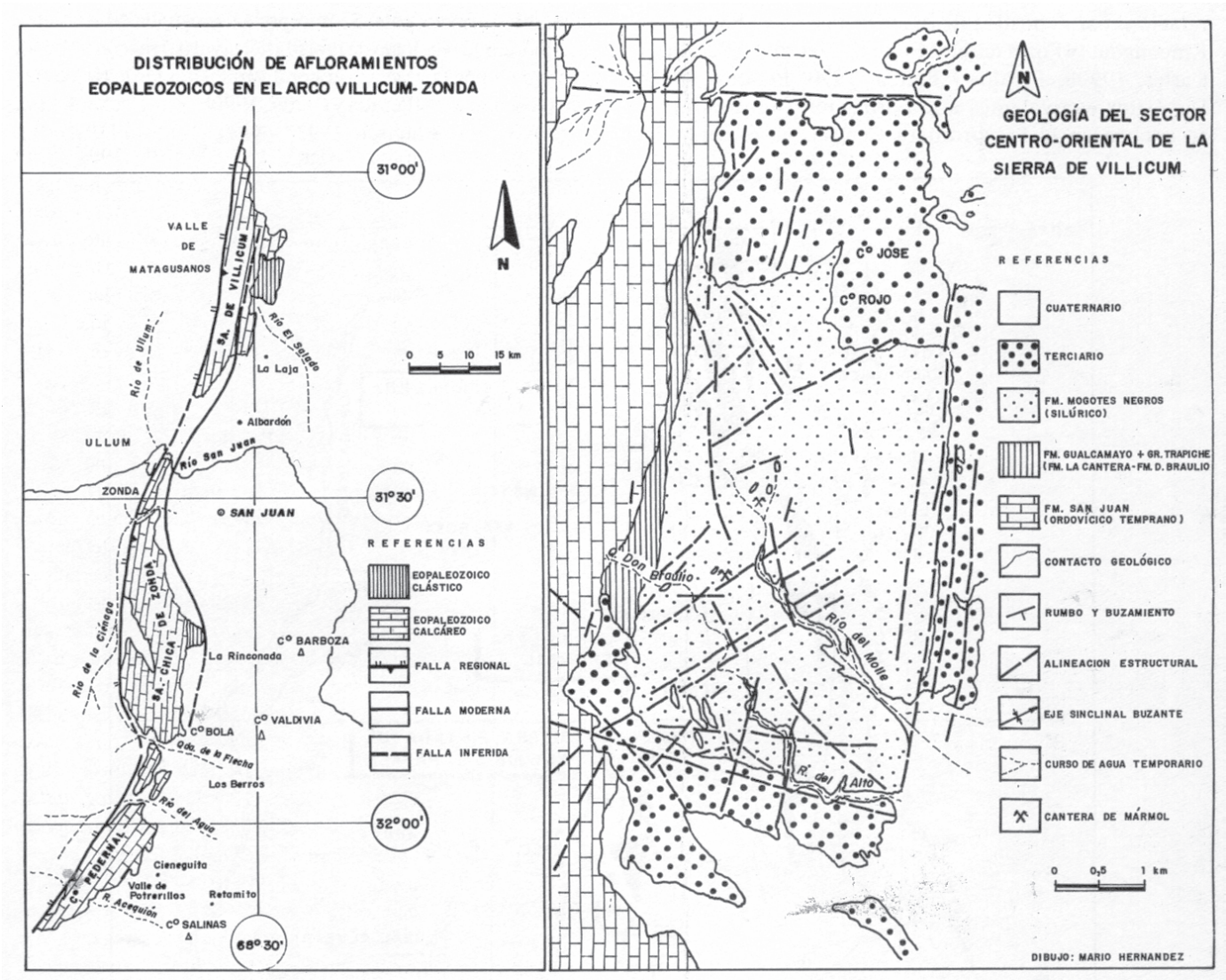
Figura 2. Depósitos silúrico-devónicos de la Precordillera de Mendoza y Bloque de San Rafael (basado en Cuerda et al., 1993)

Fuerte de Jáchal (Benedetto et al., 1985) y cerro La Chilca, en Tucunuco (Astini y Benedetto, 1992). En esta Formación, Peralta (1993) reconoce en Villicum, cuatro miembros (Figura 5):

- ***Miembro inferior diamictítico***, con espesor variable entre 12 y 22 m, integrado por fangolitas guijarrosas de coloración verdosa, cuyos clastos muestran evidencias de procesos de glaciación (Peralta y Carter, 1990b). La base de esta unidad yace en discordancia erosiva sobre la Formación La Cantera, y en su techo es cubierta, en discontinuidad

origen continental para las aludidas diamictitas. La correlación regional, interregional y continental de estos depósitos es analizada por Peralta y Baldis (1992), en el contexto paleogeográfico de las cuencas ordovícicas perigondwánicas de América del Sur.

- ***Miembro con lentes pelítico-calcáreas fosilíferas***, de 12 m de espesor. Está conformado por una sucesión marina de plataforma, que se inicia a la base con un delgado nivel conglomerádico transgresivo, continuando fangolitas, limolitas y areniscas finas, de coloración verdosa, con in-



Figuras 3 y 4. 3) Distribución de afloramientos eopaleozoicos en el arco de Villicum-Zonda. 4) Detalle de la geología del sector centro-oriental de la sierra de Villicum (Peralta, 1993)

tercalaciones de lentes pelítico-calcáreas pardo grisáceas. El conjunto contiene braquiópodos del Ashgilliano tardío (Levy y Nullo, 1974), asignados por Benedetto (1985, 1986) a la típica Fauna de *Hirnantia*, trilobites de la Fauna de *Dalmanitina-Eohomalonothus* (Baldis y Blasco, 1975), y en la parte cuspidal restos de *Glyptograptus persculptus* (Peralta y Baldis, 1990), arrojando esta asociación una edad ashgilliana tardía (Hirnantiano). Los depósitos de esta unidad pasan en transición al miembro suprayacente.

- ***Miembro de fangolitas ocres.*** Mide 12 a 15 m de espesor, presenta coloración amarillenta y, en forma dispersa, tubos de excavación con relleno limonítico de coloración pardo-rojiza y restos fragmentados de graptolitos biseriados, no identificables. Por su ubicación estratigráfica y falta de registro paleontológico diagnóstico, se interpreta de edad ashgilliana tardía - llandoveriana temprana, por lo que incluiría el límite Ordovícico-Silúrico. Estos depósitos, juntos con los del miembro fosilífero infrayacente, se interpretan como una secuencia transgresiva, cubierta en discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), por el miembro superior (Peralta, 1993).

- ***Miembro superior ferrífero***, alcanza hasta 15 m de espesor. Está integrado por bancos de hasta 1 m de areniscas y oolitas ferruginosas de coloración pardo-rojiza. En parte presentan concreciones y nódulos fosfáticos y/o ferruginosos, que predominan en la parte inferior de la unidad, mientras que en la parte superior los bancos son esencialmente de oolitas ferríferas. Estos depósitos presentan base neta, tope ondulado por retrabajamiento de olas, e internamente laminación irregular y leve gradación normal. Entre ellos se intercalan bancos de hasta 1 m de espesor de lutitas negras a gris negruzcas. Los bancos oolíticos contienen una asociación de quitinozoos descripta por Volkheimer et al. (1980), compuesta por *Spathachitina clarindoi*, *Euconochitina filifera*, *Ancyrochitina ancyrea, Cyathochintina campanulaeformis* y *Conochitina chydae*, a los que se asocian acritarcos con varias especies de los géneros *Veryachium*, *Eisenackidium y Dactylofusa (=Eupoikilofusa*, Pöthe de Baldis, en prensa, b). Las lutitas contienen graptolitos de la Zona de *Atavograptus atavus* (Peralta, 1985a, 1993) que, junto con los palinomorfos,

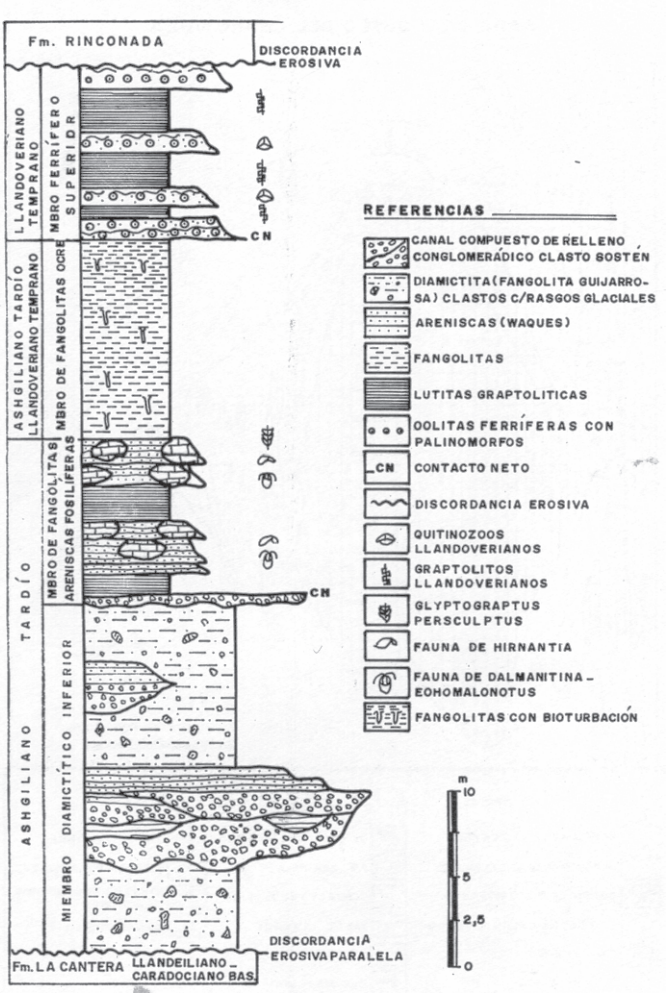


Figura 5. Perfil columnar de la Formación Don Braulio en su localidad tipo (basado en Peralta, 1993)

indican una edad llandoveriana temprana. Este miembro se interpreta originado en un ambiente somero de plataforma; los depósitos de oolitas ferríferas indican episodios de alta energía, mientras que las pelitas indican condiciones de restricción y baja energía, en un ambiente de clima subtropical (Peralta et al., 1985). Por otra parte, esta alternancia es interpretada por Astini (1992) como producto de oscilaciones rápidas del nivel del mar, que introdujeron cambios en las condiciones paleoambientales, en aguas templadas a frías.

Formación Rinconada

Amos (1954) introdujo esta denominación para reconocer al conjunto de depósitos de mezcla o *mélange* sedimentaria, *wildflysch* u olistostroma, expuestos en el borde oriental de la sierra Chica de Zonda, área de la Rinconada, donde definió su estrato-tipo (Figura 6). Asimismo, correlaciona esta unidad con los depósitos equivalentes del área de Villicum, que Cabeza Quiroga (1942, vide Borrello 1969) reconociera como ***Formación Mogotes Negros***. Peralta (1993), atendiendo al concepto de prioridad de página, en su estudio estratigráfico del Eopaleozoico de la Precordillera Oriental, reúne ambos términos bajo la denominación de Formación Rinconada, concepto que se sigue en este trabajo. Asimismo, este último autor redefine la localidad tipo de dicha unidad, ubicándola en la sierra de Villicum, donde presenta mejor desarrollo estratigráfico, menor deformación tectónica, y alcanza su máximo espesor con 3.750 m, por lo que representa la unidad silúrica de mayor potencia reconocida en la Precordillera.

En la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, esta unidad yace en discordancia erosiva sobre calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan (Amos, 1954; Peralta, 1993). En la sierra de Villicum yace, en igual relación, sobre la Formación Don Braulio (Peralta y Carter, 1990b; Peralta, 1993). Su techo no aflora, al hundirse sus términos superiores hacia el este, por debajo de depósitos continentales neógenos, como en la sierra de Villicum, sector norte de afloramiento en la Rinconada, sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, o bien del Carbonífero, como ocurre en el sector sur de afloramientos en la Rinconada y cerro Bola, en la sierra Chica de Zonda. Este hecho hace que se desconozca si su límite superior es de naturaleza sedimentaria o tectónica.

El carácter de *wildflysch*, *mélange* sedimentaria u olistostroma de los depósitos de la Formación Rinconada, es reconocido por Amos (1954), quien le asigna una edad ordovícica, y por Borrello (1969) y Harrington (1971), quienes la refieren al Devónico. En contrapartida, autores como Keidel (1938), Bracaccini (1946) y Heim (1948), interpretan dichos depósitos, como producto de una *mélange* tectónica. La primera mención sobre la edad silúrica de la Formación Rinconada corresponde a Keidel (1938), sobre la base del registro de monográptidos en el área de La Rinconada. Esta edad es corroborada en estudios posteriores por Heim (1948), quien menciona el hallazgo de braquiópodos característicos de los «esquistos del Tambolar». Cuerda (1981) describe una asociación de graptolitos llandoverianos, integrada por *Climacograptus* sp.cf. *C. minutus* Carruthers, *Diplograptus* sp. y *Monograptus* sp., y Peralta (1987), registra *Monograptus argentinus* Cuerda, que indica una edad ludlowiana.

En el área del cerro Bola, en la sierra Chica de Zonda (Figura 6B), la Formación Rinconada es descripta por Amos y Fernández (1977), quienes sobre la base del registro de *Leptocoelia nuñezi* Amos y Boucot (1965), le asignan una edad devónica inferior, que hacen extensiva a las restantes localidades. Igual criterio es seguido por Harrington (1971) y Peralta y Medina (1985), al describir dicha unidad en el valle de Los Potrerillos, área del cerro Pedernal. Sin embargo, esta edad es discutida por Peralta (1990, 1993), al señalar que en la citadas localidades, los depósitos alóctonos de la Formación Rinconada sólo contienen faunas del Ordovícico y Silúrico y no más modernas, al igual que ocurre en el resto de las localidades.

Amos (1954) y Borrello (1969), al describir los depósitos de la Formación Rinconada en la localidad homónima, reconocen una matriz psamo-pelítica de coloración verdosa, conglomerados de relleno de canal y olistolitos calcáreos, procedentes de la Formación San Juan, como así también epiclásticos. Esta descripción es completada en estudio posterior por Peralta (1993), al analizar la secuencia marino-clástica eopaleozoica de la Precordillera Oriental. Dicho autor reconoce una suite de depósitos gravitatorios, compuesta por depósitos alóctonos deslizados (*slump*) coherentes e incoherentes, olistolitos calcáreos procedentes de la Formación San Juan, del Ordovícico inferior, y conglomerádicos y/o psamíticos provenientes de unidades clásticas pre-existentes, del Ordovícico y Silúrico. Los depósitos autóctonos están representados por depósitos de flujos de detritos (*debris flow*), y conglomerados y areniscas de relleno de canal, de geometría lentiforme (Figura 7). Una característica estructural de los bloques alóctonos (olistolitos) y de los depósitos autóctonos lentiformes, es su orientación paralela a la

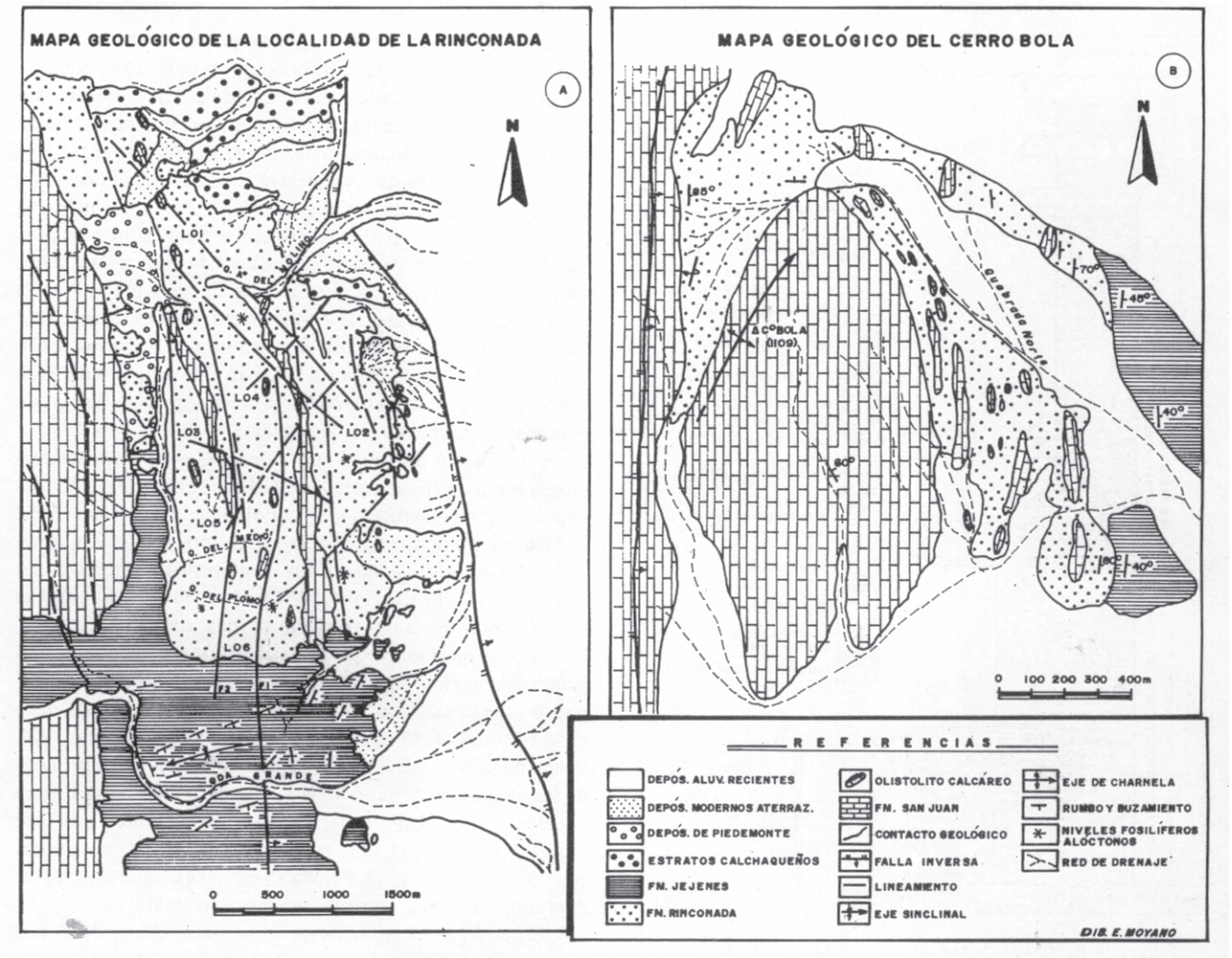


Figura 6. A) Detalle de la geología de la localidad de La Rinconada. B) Geología del sector del cerro Bola (tomados de Peralta, 1993).

superficie de depositación de las unidades eopaleozoicas del área. Esto permite interpretar dicha orientación como una evidencia para discernir superficies de estratificación.

Los depósitos alóctonos epiclásticos contienen en partes acumulaciones bioclásticas lenticulares, estratificadas, masivas o bien como pavimento bioclástico, que indican proveniencia de áreas de plataforma, por procesos de resedimentación (Peralta, 1993). En ellas se reconocen los braquiópodos *Harringtonina acutiplicata* Kayser, *Castellaroina fascifer* y *Australina jachalensis* Clarke, mencionados por Peralta (1984); trilobites del género *Reedops* descriptos por Baldis y Peralta (1991); tentaculitoideos identificados como *Multicono fraternalis* por Ciguel y Peralta (1990); formas de graptolitos correspondientes a *Monograptus argentinus* Cuerda, (Peralta, 1984, 1993). A ellos se asocian diversas formas de gastrópodos, ostrácodos, corales, crinoideos y briozoarios. Las formas de braquiópodos y *M. argentinus* caracterizan el Ludlowiano de la Formación Los Espejos, en la Precordillera Central. Finalmente, se mencionan trazas fósiles de la icnofacies de C*ruziana* (Peralta, 1993).

La suite de clastos de los depósitos psefíticos de relleno de canal consiste de rocas sedimentarias, esencialmente areniscas (wackes), calizas, chert y conglomerados, y de rocas ígneas de composición básica y meso-ácida, con textura porfírica a granular. A éstos se asocian clastos texturalmente maduros de cuarzo, cuya elevada redondez pone en evidencia su carácter de material resedimentado. Se destaca en estos depósitos la ausencia de clastos de rocas metamórficas o de basamento, por lo que los clastos de cuarzo en su proveniencia, se interpretan genéticamente relacionados con los de origen ígneo. Esto, sumado a las evidencias paleobiológicas, sugiere procedencia del material desde la plataforma, o bien de un área continental con cobertura de rocas paleozoicas (Peralta, 1993), por levantamiento tectónico (*uplift*) (Ramos et al., 1986), como resultado del control tecto-sedimentario ejercido por la actividad del «arco Villicum-Zonda» (Amos, 1954; Padula et al., 1967; Cuerda y Caminos, 1983).

Tanto por sus componentes líticos como por su estructura y fábrica, los depósitos de *mélange* de la Formación Rinconada, reflejan procesos de resedimentación y remoción en masa (*mass-flow*), en una cuenca tipo fosa antepuesta (*foredeep*) (Amos, 1954), bajo la acción de la gravedad. Esto explica la intensa deformación sinsedimentaria (*slump* y fallas) (Amos, 1954; Borrello, 1969; Peralta, 1993), y su notable variedad litológica, a expensas de unidades eopaleozoicas pre-existentes. La complejidad estructural de estos depósitos es explicada como consecuencia de la sobreimpresión tectónica producida por el diastrofismo carbonífero y los movimientos del ciclo Ándico (Gosen et al., 1995). Ramos et al. (1986) sugieren que los depósitos de *mélange* de la Formación Rinconada, se

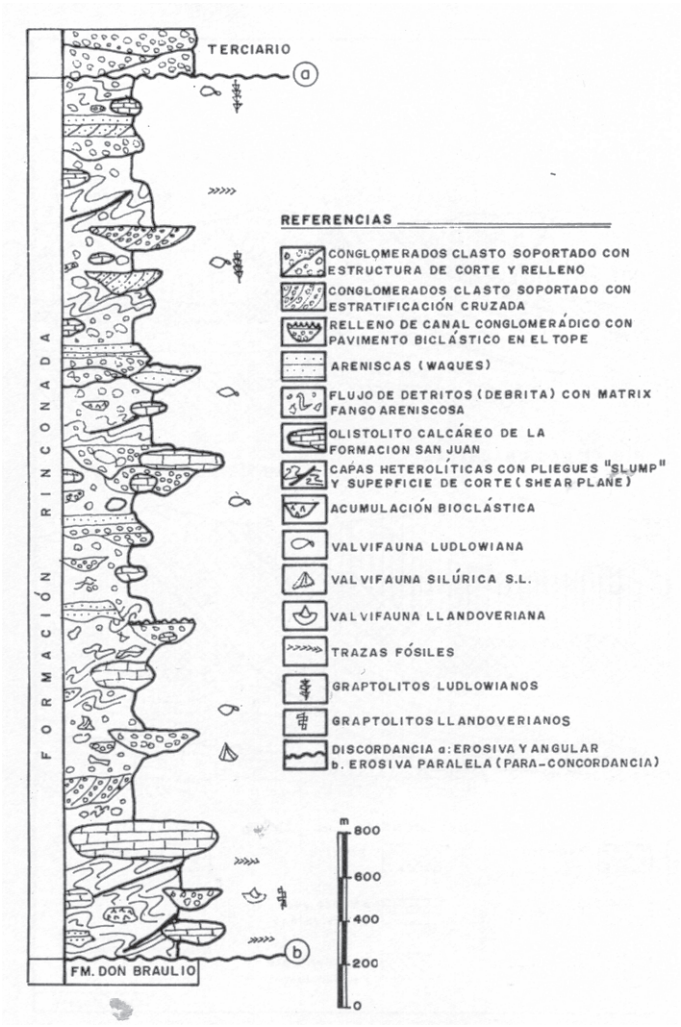


Figura 7. Perfil columnar tipo de la Formación Rinconada (Silúrico) en la sierra de Villicúm (Peralta, 1993).

habrían originado en una zona de fallamiento principal, durante el Silúrico y Devónico?, como resultado de la interacción tectónica entre los terranes Precordillera y Sierras Pampeanas. Este elemento estructural o paleosutura, estaría representado por la actual megafractura del Bermejo, interpretada por dichos autores como una posible falla de rumbo.

PRECORDILLERA CENTRAL

Esta unidad morfo-estructural, definida por Baldis y Chebli (1969), se caracteriza por un estilo de sobrecorrimientos con vergencia al este (Figura 8) y por su composición estratigráfica, esencialmente de rocas paleozoicas. Los depósitos silúricos, cuya extensión se verifica desde el norte del río Jáchal hasta el sur del río San Juan, presentan rumbo general norte-sur y buzamiento al oeste. Asimismo, el sector oriental de la Precordillera mendocina, sierras de Salagasta, Totoral y cerro La Cal, representan a nuestro entender, desde el punto de vista estratigráfico, la extensión meridional de la Precordillera Central sanjuanina. Esto permitiría correlacionar, en sentido complexivo, los Grupos Tucunuco (Silúrico) y Gualilán (Devónico) con la Formación Villavicencio (Facies normal) del Grupo Villavicencio sensu Harrington (1971).

Desde el norte del río Jáchal hasta la sierra de la Deheza, al sur de Talacasto, los depósitos silúricos se reconocen con la denominación de ***Grupo Tucunuco***, cuya extensión meridional, hacia el área del río San Juan, está representada por la ***Formación Tambolar***. Estas dos unidades se caracterizan por presentar, en su base, un conglomerado con clastos de chert que, de norte a sur, sobreyace en discordancia erosiva a distintas unidades del Ordovícico medio y/o superior, o bien calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan.

Grupo Tucunuco

Definido por Cuerda (1969), presenta su localidad tipo en el cerro La Chilca, al oeste de Tucunuco, e incluye a las ***Formaciones La Chilca*** (inferior) y ***Los Espejos*** (superior), instituidas por el mismo autor (Figura 9). Presenta su máximo espesor en el área de Jáchal, donde alcanza poco más de 600 m, disminuyendo hacia el sur, con valores de 300 m en el área de Talacasto, y 200 m en la sierra de La Deheza, desde donde pasa a su equivalente lateral, la Formación Tambolar, en el área del río San Juan, con espesores de hasta 150 metros.

Formación La Chilca

Su estrato-tipo se localiza en el cerro homónimo, caracterizándose por la típica coloración verde amarillenta de sus depósitos psamo-pelíticos, y arreglo estrato-granocreciente. Presenta su máximo espesor en el área de Jáchal, donde alcanza 90 a 100 m (Baldis y Cane, 1969), disminuyendo paulatinamente hacia el sur y oeste, con valores de 85 m en el perfil de Las Aguaditas (Astini y Piovano, 1992), y 80 a 90 m en el área de Tucunuco (Cuerda, 1969) y Aguada de los Azulejitos (Hugo et al., 1977). En el río de las Chacritas alcanza 54 m (Espisúa, 1968); 30 a 35 m en Talacasto (Baldis et al., 1984b), y menos de 5 m en la sierra de la Deheza, desde donde engrana hacia el sur con los depósitos del tramo basal de la Formación Tambolar (Peralta et al., en prep.). La base de la Formación La Chilca está caracterizada por el «clásico conglomerado silúrico» (Rolleri, 1946, en Furque y Cuerda, 1979), con clastos de chert, de comprobada extensión regional. Su techo está representado por un nivel de areniscas ferro-fosfáticas, cubierto en paraconcordancia por los depósitos pelíticos de la base de la Formación Los Espejos (Peralta, 1990). La edad de la Formación La Chilca es definida en base a graptolitos y palinomorfos, extendiéndose desde el Ashgilliano tardío hasta el Llandoveriano tardío - Wenlockiano temprano.

Desde el punto de vista estratigráfico-regional, en la Formación La Chilca se reconoce una unidad inferior pelítica, restringida al área de Talacasto, y otra superior, predominantemente arenosa, con la que clásicamente se asocian los afloramientos de dicha Formación. Estas unidades se reconocen en el área de Talacasto, donde Baldis et al. (1984b) las describen como miembros, de acuerdo al siguiente detalle:

- ***Miembro Salto Macho*** (inferior). Mide 15 m de espesor, su base está representada por el nivel de ortoconglomerado con clastos de chert, de 30 cm, que yace en discordancia erosiva sobre calizas de la formación San Juan. El conglomerado es cubierto paraconcordantemente por una sucesión, de 1 m de espesor, de bancos masivos, de hasta 30 cm y coloración pardo rojiza, de areniscas y oolitas ferro-fosfáticas, en partes guijarrosas, y fangolitas guijarrosas. La sucesión remata con una capa delgada (5 cm), de oolitas ferruginosas en una matriz fangolítica.

Continúa una sucesión pelítica, de lutitas y fangolitas bioturbadas, en parte con textura moteada, con graptolitos del

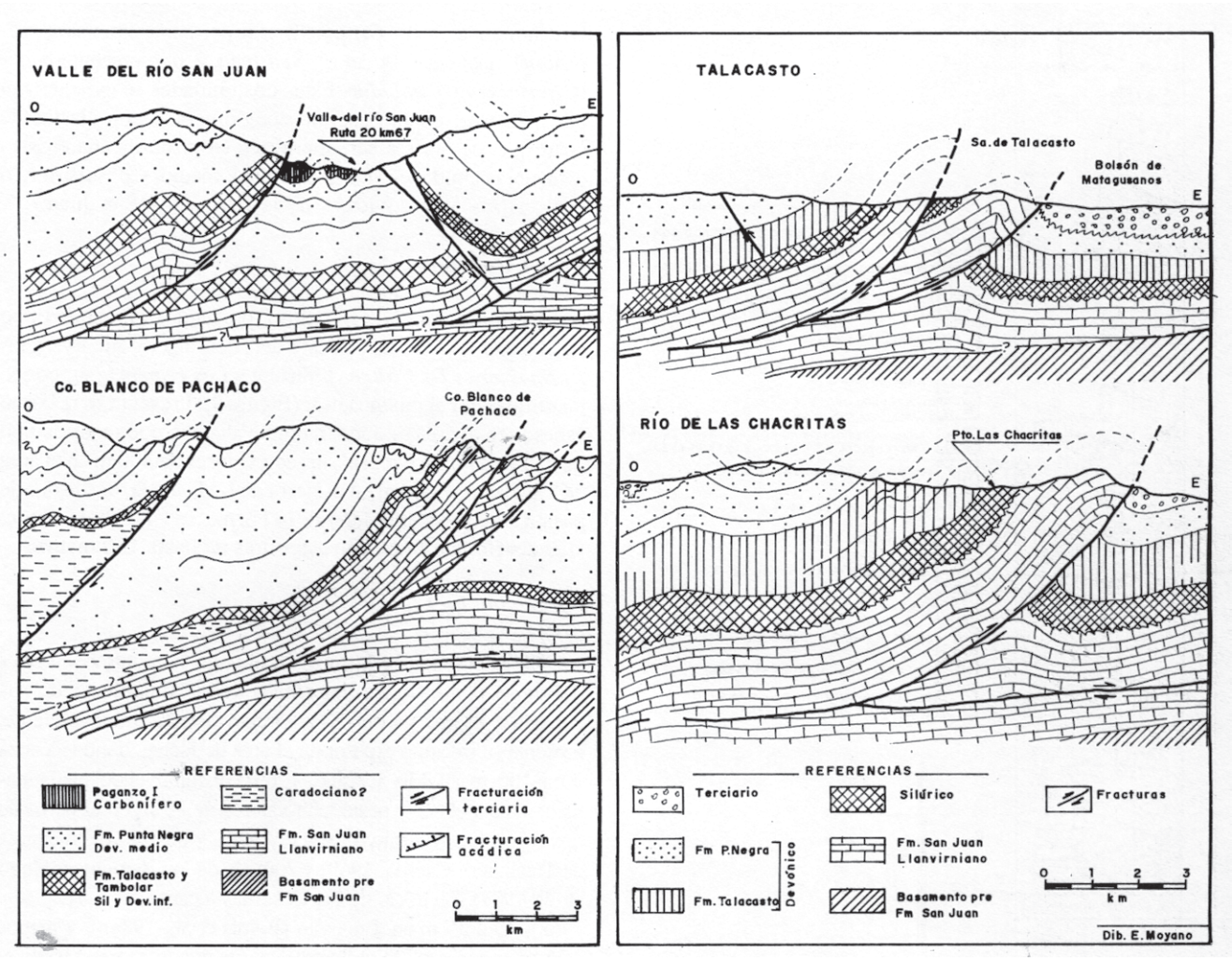


Figura 8. Disposición estructural de los depósitos silúrico-devónicos en secciones tipo de la Precordillera Central (Baldis y Chebli, 1969).

Ashgilliano tardío y del Llandoveriano temprano, descriptos por Cuerda et al., 1982, 1988c.Los primeros están representados por *Glyptograptus persculptus* (Salter), *Climacograptus angustus* Perner, *Climacograptus* cf. *medius* Törnquist y *Pseudoclimacograptus robustus* sp. nov., que sugieren afinidad con la Zona de *Glyptograptus persculptus*. El Llandoveriano inferior está representado por dos asociaciones: la primera integrada por *Climacograptus aceptus* Koren' & Mikhaylova, ?*Glyptograptus maderni* Koren' & Mikhaylova y *Rhaphidograptus* sp., que indican afinidad con la zona de *Parakidograptus acuminatus.* La segunda asociación se caracteriza por *Lagarograptus praeacinaces* sp. nov. y *Talacastograptus lenzai,* que indicarían la Zona de *Atavograptus atavus*. En esta última asociación, Peralta (1985b) incluye el registro de *Retiolites geinitzianus* Barrande.

En los niveles ashgillianos Melendi y Volkheimer (1982) describen una microflora caracterizada por: *Leiosphaeridia*, *Multiplicisphaeridium*, *Veryhachium, Conochitina*, *Cyathochitina, Lagenochitina*, *Saharidia*, *Acanthodiacrodium*, *Cymatiogalea* y *Dicrodiacrodium*. Desde el punto de vista icnológico esta unidad se destaca por el desarrollo de trazas de *Planolites* y *Chondrites*, referidas por Peralta et al. (en prep.) a la icnofacies de *Cruziana*. Este miembro pasa, en su techo, en transición al miembro superior cuarcítico. En los niveles llandoverianos, Pöthe de Baldis (en prensa, b) describe una asociación de acritarcas, que indican el Llandoveriano inferior medio.

Al este de Jáchal, en el área del río Escondido, flanco occidental del cerro del Fuerte, Benedetto et al. (1985), reconocen afloramientos de la Formación La Chilca, con un tramo inferior psamo-pelítico y un tramo superior psamítico. En el tramo pelítico registran dos niveles fosilíferos: uno inferior con los braquiópodos *Reuschella* sp. y *Anisopleurella* cf. *A. gracilis*, a los que se asocia *Glyptograptus persculptus,* cuya edad refieren al Ashgilliano tardío. El nivel superior es portador de graptolitos, entre los que reconocen *Climacograptus* cf. *C. innotatus brasiliensis* Ruedeman, *Monograptus* cf. *M. atavus* Jones y *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus) hughesi* (Nicholson). Según los citados autores, esta última asociación sugiere una edad rhuddaniana media a tardía (Llandoveriano temprano). A nuestro entender, la sucesión ashgilliana tardía a llandoveriana descripta, se correlacionaría en parte, con el Miembro Salto Macho sensu Baldis et al. (1984b).

- ***Miembro Cuarcitas Azules***. Mide aproximadamente 21 m de espesor, alcanzando mayor desarrollo hacia el sector norte, en el área de Jáchal- Tucunuco. Presenta arreglo estrato-granocreciente, y se caracteriza por bancos finos a medianos, de coloración verde amarillenta, compuestos de cuarzoarenita y sublitoarenita, con gradación a fangolitas, o bien amalgamadas. La base de este miembro es transicional a las pelitas del miembro infrayacente, y su techo está representado por un banco ferro-fosfático, de coloración pardo-rojiza, cubierto

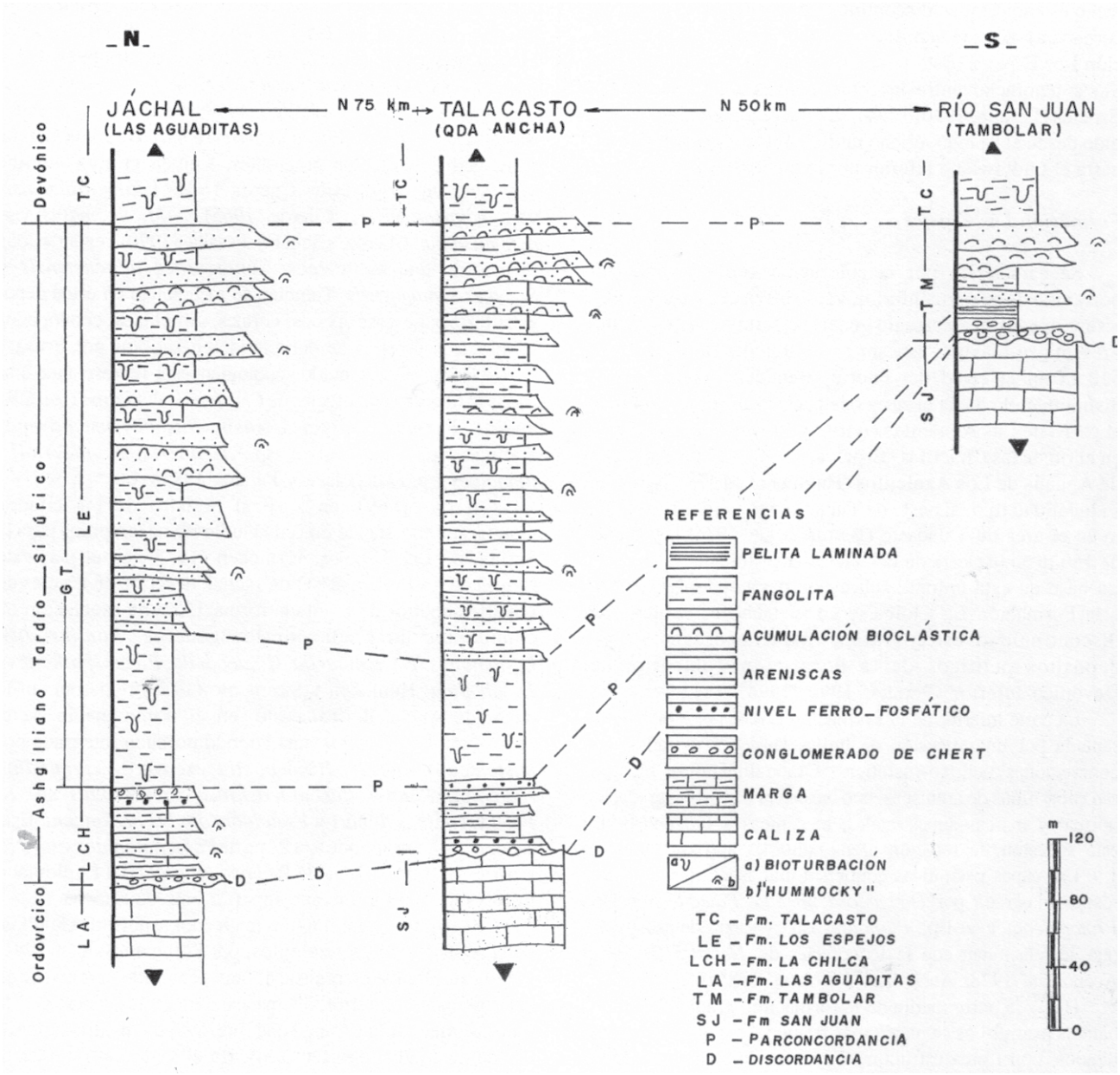


Figura 9. Perfiles estratigráficos de los depósitos silúricos en la Precordillera Central (Peralta et al., en preparación).

en discontinuidad estratigráfica por los depósitos pelíticos basales de la Formación Los Espejos. En el sector norte, áreas de Jáchal, Tucunuco y Gualilán, este miembro es el único componente de la Formación La Chilca, alcanzando espesores de hasta 100 metros. Es aquí donde los términos psamíticos de su parte superior presentan mayor desarrollo, al igual que el nivel ferro-fosfático de su techo, cuya mejor expresión se observa en el perfil del río de las Chacritas.

Los bancos psamíticos presentan estratificación paralela irregular, fina a mediana (5 a 20 cm), gradación normal, moderada extensión lateral, base plana y tope ondulado, con pasaje transicional a los términos pelíticos (fangolitas) bioturbados. Una estructura física característica de estos depósitos es la estratificación cruzada en domo o *hummocky* a pequeña escala (HCS sensu Harms et al., 1975). Entre las estructuras biogénicas, dominan trazas fósiles de la icnofacies de C*ruziana,* tales como *Zoophycos* isp., *Chondrites* isp., y *Planolites* isp. (Peralta et al., en prep.). Las fangolitas presentan fábrica bioturbada, debido a la destrucción de la estructura primaria del depósito por la actividad de los organismos. Estos niveles contienen restos de *Monograptus priodon* (Bronn) que indica una edad llandoveriana tardía - wenlockiana temprana (Kerlleñevich y Cuerda, 1986). En niveles equivalentes en la Aguada de los Azulejitos, Pöthe de Baldis (1987) describe acritarcas de la asociación *Deunffia-Domasia,* cuya edad concuerda con la indicada por *M. priodon* en Talacasto. La asociación de estructuras sedimentarias físicas y biogénicas, señaladas para estos depósitos, indica ambiente de plataforma externa dominadas por tormentas (Peralta, 1990; Astini y Piovano, 1992).

El banco de areniscas ferrofosfáticas del tope de este miembro, descripto en Talacasto por Mastandrea et al. (1981), presenta marcada extensión regional, reconociéndoselo en las restantes secciones donde aflora la Formación La Chilca. Es de coloración pardo-rojiza, con pseudoclastos fosfáticos, matrix oolítico-areniscosa y cemento ferro-fosfático. En su

techo es cubierto, en discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), por los depósitos pelíticos basales de la Formación Los Espejos. Esto pone en evidencia un marcado salto lito e icnofacial entre las Formaciones La Chilca y Los Espejos (Peralta, 1990, 1994), involucrando un hiato, extendido desde el Llandoveriano tardío - Wenlockiano temprano hasta el Ludlowiano inferior por lo menos.

Formación Los Espejos

Se caracteriza por la coloración verde y morada o borravino de su parte inferior, verde oliva de su parte media y superior, y por su arreglo general estrato-grano creciente. Presenta su máximo espesor en el área del río Jáchal, con 510 m en el cerro del Fuerte (Benedetto et al., 1992), disminuyendo hacia el sur y oeste, con valores de 264 m en el perfil de Las Aguaditas (Astini y Piovano, 1992), 307 m en el río de las Chacritas (Espisúa, 1968), 327 m en el perfil de Aguada de Los Azulejitos (Hugo et al., 1977), 320 m en su localidad tipo, al oeste de Tucunuco (Cuerda, 1969), 270 m en el área de Talacasto (Baldis et al., 1984b), y menos de 150 m en la sierra de la Deheza (Peralta et al., en prep.). La base de esta unidad, sobreyace paraconcordantemente a la Formación La Chilca, y en su techo es cubierta, en discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), por depósitos pelíticos de la Formación Talacasto, del Devónico inferior (Peralta, 1990, 1994).

La parte inferior de la Formación Los Espejos está representada por una sucesión de lutitas verdes y moradas, con concreciones pelítico-fosfáticas. Gradualmente se incorporan capas finas de areniscas, con base neta o erosiva, gradación normal y marcas subestratales, mecánicas y biogénicas. En esta sucesión, la relación arena-pelita es aproximadamente 1:9. Las capas psamíticas contienen una asociación de trazas fósiles integrada por *Dictyodora libeana, Paleodyction* isp., *Protopaleodictyon* isp., *Planolites* isp., y trazas de escape, las que se relacionan con la Iconofacies de *Nereites* (Baldis y Aceñolaza, 1978; Aceñolaza y Peralta, 1985a).

Hacia la parte media de la formación, gradualmente los bancos psamíticos se hacen más frecuentes, potentes y canalizados, con típica estructura de capas de tormentas. Estos incluyen acumulaciones bioclásticas gradadas o masivas, o como pavimento bioclástico, como así también trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Aceñolaza y Peralta, 1985a, b). El tramo superior es predominantemente arenoso, con bancos medianos a gruesos de wackes verdosos, que contienen abundante valvifauna y trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Peralta et al., en prep.). En su techo, la Formación Los Espejos es cubierta en discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), por depósitos fangolíticos del tramo basal de la Formación Talacasto, con faunas del Devónico temprano (Lochkoviano) (Baldis, 1975b, Herrera, 1993).

La asociación de estructuras sedimentarias físicas y biogénicas señaladas indica ambiente de plataforma externa dominada por tormentas (Peralta, 1990). Las discontinuidades estratigráficas que la separan de las Formaciones La Chilca y Talacasto, como así también las reconocidas en la Formación La Chilca, pueden relacionarse con importantes cambios del nivel del mar (Peralta, 1990, 1994). Estos serían responsable de los eventos de recambio faunístico reconocidos por Sánchez et al. (1993) para el Silúrico precordillerano.

Las acumulaciones bioclásticas incluyen braquiópodos, entre los cuales se mencionan *Harringtonina acutiplicata*, *Australina jachalensis*, *Clarkeia antisiensis*, *Castellaroina fascifer*, *Chonetes fuertensis* (Castellaro, 1959), *Coelospira extensa* (Benedetto y Toro, 1987); formas de trilobites de los géneros *Phacops*, *Calymene, Trimerus*, *Dalmanites*, *Leonaspis* y *Proetus* (Castellaro, 1959; Waisfeld et al., 1988); ostrácodos del género *Emsiella* (=*Beyrichia*) (Rossi de García, com. verb.). Entre los graptolites, Cuerda (1969) describe *Monograptus argentinus* Cuerda (=*M. leintwardienensis* var. *incipiens* Wood, Cuerda, 1965) y *M. uncinatus* var. *notouncinatus* Cuerda. Ciguel y Peralta (1990) registran dos formas de tentaculitoideos *Tentaculites talacastensis* y *Seretites sanjuanensis*. También se mencionan en estos depósitos formas de gastrópodos, corales, crinoideos, cefalópodos nautilóideos y restos de euryptéridos descriptos por Brusa y Toro (1989). El contenido icnológico está representado por trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana,* tales como *Cruziana pudica*, *Rusophycus talacastensis*, *Rusophycus didymus, Scolicia* isp., *Gyrochorte* isp., *Neonereites uniserialis*, *Planolites* isp. (Aceñolaza y Peralta, 1985a, b).

Cuerda (1969), en base al registro de los citados monográptidos, señaló una edad ludlowiana temprana para la Formación Los Espejos. Hünicken (1975), en el perfil de Lomas de los Piojos, al SO de Jáchal, describe en niveles de la parte superior de la citada formación, una asociación de conodontes integrada por los géneros *Panderodus*, *Distomodus*, *Trichonodella, Hindeodella*, *Plectospathodus* y *Lonchodina*. Hünicken y Sarmiento (1986) registran, en la quebrada Ancha de Talacasto, en el tramo medio de la Formación Los Espejos, una conodontofauna integrada por *Distomodus dubius*, *Hindeodella excavata*, *Ligonodina excavata*, *Panderodus unicostatus*, *Panderodus* sp. A, *Pelekysgnathus dubius* y *Pseudooneotodus beckmanni*. Esta asociación corresponde a la Zona de *Polygnathoides siluricus* y parte basal de la Zona de *Pedavis latialata* del Ludloviano medio superior-Ludloviano superior bajo de Europa.

Los estudios palinológicos realizados al norte de Gualilán, en la Aguada de Los Azulejitos, por Pöthe de Baldis (1981) y Pöthe de Baldis (en prensa, a), han permitido el registro, en el tramo basal e inferior, de una asociación de acritarcas y de esporas, que indica una edad ludlowiana media-superior (Pöthe de Baldis, en prensa, b). En el valle del río Jáchal, Rubinstein (1989a, b; 1990a, b), registra en la Formación Los Espejos una asociación de acritarcas y esporas, cuya edad refiere al Silúrico superior. Esta misma autora (Rubinstein, 1992a), describe en la parte media y superior de la citada formación, en el perfil de las Aguaditas, SO de Jáchal, y perfil de Loma de Los Piojos (Rubinstein, 1992b), una asociación de acritarcas y esporas, identificando entre estas últimas *Emphanisporites rotatus* y *Synorisporites* sp., que indicarían una edad ludlowiana tardía - pridoliana?. Sin embargo, estudios de revisión permiten señalar que el rango de la aludida asociación de esporas se extendería hasta los términos inferiores de la Formación Los Espejos, coexistiendo con formas de microplancton típicas del Ludlowiano. Estos argumentos permiten descartar su validez como asociación del Pridoliano (Pöthe de Baldis, en prensa, a, b).

En el área del cerro del Fuerte, Benedetto et al. (1992) describen, en los niveles cuspidales de la Formación Los Espejos, una asociación de braquiópodos integrada por *Coelospira extensa*, *Isorthis (Protocortezorthis) cuyanum*, *Salopina sanjuanensis*, *Plectodonta (Plectodonta) minima*, *Amosina fuertensis*, *Amosina paolae*, *Leptaena argentina*, *Harringtonina acutiplicata*, cuya edad refiere al Pridoliano. Por encima de ella, registran una

asociación integrada por *Isorthis (Tyersella) megamyaria*, *Orthostrophia meridionalis*, *Molongella keideli* y *Australocoelia intermedia*, que indicaría una edad lochkoviana temprana. De acuerdo a esto, dichos autores interpretan que el límite Silúrico-Devónico, en esta sección, se ubicaría en la parte superior de la Formación Los Espejos. En el resto de las localidades, dicho límite es ubicado entre las Formaciones Los Espejos y Talacasto. Sin embargo, teniendo en cuenta, en primer término, el reconocido mayor valor cronológico de los elementos planctónicos (graptolitos y palinomorfos) y de los conodontes, sobre los bentónicos (braquiópodos y trilobites entre otros), en nuestra opinión, la ubicación de dicho límite se ubicaría entre las citadas formaciones.

De acuerdo con las interpretaciones de Aceñolaza y Peralta (1985a, b), Peralta (1990) y Astini y Piovano (1992), los depósitos de las Formaciones La Chilca y Los Espejos, corresponden a sendas secuencias transgresivo-regresivas, depositadas en ambiente de plataforma dominada por tormentas. En este contexto, el tramo pelítico inferior de la Formación Los Espejos, se habría originado en un ambiente de plataforma distal, con desarrollo de trazas de la icnofacies de *Nereites*. Los tramos medio y superior, corresponderían a depósitos de plataforma dominada por tormentas, con desarrollo de trazas de la icnofacies de *Cruziana*.

Formación Tambolar

Esta unidad, definida por Heim (1952), presenta su sección tipo en el Portezuelo del Tambolar, área del río San Juan. La edad silúrica de la Formación Tambolar surge incuestionablemente como resultado del estudio de la fauna de braquiópodos realizado por Leanza (1950) y Castellaro (1959). Desde el punto de vista litoestratigráfico y de sus relaciones primarias de base y techo, presenta atributos similares a su equivalente lateral, el Grupo Tucunuco. Se caracteriza en general, por presentar arreglo estrato-grano creciente, con un tramo inferior, de mayor espesor, predominantemente pelítico, y un tramo superior psamítico, de menor desarrollo. Su base está representada por el «clásico conglomerado silúrico» con clastos de chert, que yace en discordancia erosiva sobre calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan. Esta relación se observa en casi toda el área del río San Juan, a excepción del río Sassito, donde sobreyace una sucesión carbonático-clástica del Ordovícico superior (Lehnert, 1995), interpuesta entre las Formaciones San Juan y Tambolar. Se destaca la marcada disminución de espesor que esta unidad presenta de este a oeste: 150 m en el río Sassito (Aceñolaza y Peralta, 1991), 67 m en el Portezuelo del Tambolar (Peralta y Carter, 1990a), y 25 m en la localidad de Pachaco (Peralta y León, 1993) (véase Figura 10).

En su localidad tipo, la Formación Tambolar es descripta por Peralta y Carter (1990a), reconociendo en ella 9 secciones litoestratigráficas. Sobre la base de sus atributos litológicos, en este trabajo se divide la aludida formación en tres miembros:

- ***Miembro inferior***. Equivale a las secciones 1 a 3 de Peralta y Carter (1990a). Mide 1,30 m de espesor, e incluye el conglomerado basal con clastos de chert, de 0,70 m de potencia. Continúa una sucesión de coloración verdosa a verdosa amarillenta, integrada por dos bancos de 0,30 m cada uno; el primero integrado por fangolitas masivas bioturbadas, con típica textura moteada; el segundo por fangolitas laminadas, con guijarros dispersos de chert, cubierto en paraconcordancia por las pelitas del miembro sobreyacente. Ambos niveles contienen palinomorfos, acritarcas y quitinozoos, que indican una edad llandoveriana inferior (Pöthe de Baldis, com. pers.).

- ***Miembro de pelitas y areniscas verdes y moradas***. Constituye la unidad más representativa de la Formación Tambolar, tanto por su espesor, 54, 70 m, como por su color borravino. Equivale a las secciones 4 a 8 de Peralta y Carter (1990a) y consiste en una sucesión predominantemente pelítica, con intercalaciones arenosas, de coloración verdosa a verde amarillenta y pardo rojiza a morada, en alternancia. En las pelitas se destaca el alto grado de bioturbación que las afecta. Las capas de areniscas presentan gradación normal, estratificación delgada y regular. También se presentan intercaladas capas arenosas lenticulares, con acumulaciones bioclásticas y gradación normal. En estas capas es frecuente la estratificación cruzada en domo o HCS sensu Harms et al. (1975).

Los niveles bioclásticos se caracterizan por contener formas de la clásica fauna silúrica precordillerana, tales como *Harringtonina acutiplicata*, *Australina jachalensis*, *Clarkeia antisiensis*, *Castellaroina fascifer*, *Leptaena argentina*, (Leanza, 1950; Castellaro, 1959) entre otras. Se destaca la falta de registro de ostrácodos, tentaculitoideos, corales y de los monograptidos ludlowianos que caracterizan a la Formación Los Espejos. Esto último impide una ajustada correlación bio-cronoestratigráfica entre ambas formaciones.

De acuerdo con observaciones de Peralta et al. (en prep.), en los 12 m correspondientes al tramo inferior de esta unidad se presentan trazas fósiles de la icnofacies de *Nereites*, tales como *Protopaleodictyon* isp., *Planolites* isp., *Helmintopsis* isp., y *Nereites biserialis* Seilacher. En la parte media y superior, asociadas a las capas arenosas, también se presentan trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Peralta y Carter, 1990a; Aceñolaza y Peralta, 1991).

- ***Miembro arenoso superior***. Mide 11 m de espesor y equivale a la sección 9 de Peralta y Carter (1990a). Esta unidad corona a la Formación Tambolar, al igual que sucede con la Formación Los Espejos. Es de coloración gris amarillenta y está integrada por bancos de hasta 40 cm de areniscas finas, con base neta o erosiva, marcas de corriente y herramientas y trazas hypichniales; el tope es ondulado, con gradación a pelitas bioturbadas. Alcanzan extensión lateral del orden de la decena de metros, con acuñamiento lateral y buen desarrollo de geometría lenticular solo en algunos de ellos. Contienen braquiópodos en posición de vida (*Clarkeia antisiensis*), como evidencia de comunidad paleobiológica, y trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Peralta y Carter, 1990a; Aceñolaza y Peralta, 1991).

Sobre la base de sus atributos litológicos, sedimentológicos y paleobiológicos, los depósitos de la Formación Tambolar se interpretan como producto de corrientes densas, en ambiente de plataforma dominada por tormentas (Peralta y Carter, 1990a). Depósitos de la Formación Tambolar, con un desarrollo lito-estratigráfico similar al descripto en la localidad tipo, se reconocen hacia el este, en las áreas de Ullum y quebrada de los ríos Los Nacimientos, Sassito y Sasso. Sin embargo, un notable cambio litofacial es detectado hacia el oeste, hacia el área de Pachaco, donde aflora una sucesión silúrica de 25 m de espesor, predominantemente pelítica. En ella, Peralta y León (1993) reconocen dos miembros:

Miembro Inferior, de 9 m de espesor, integrado por fangolitas verdes con textura moteada por la intensa bioturbación concurrente. En su base presenta el clásico conglomerado con clastos de chert, el cual sobreyace en discordancia erosiva a las calizas de la Formación San Juan.

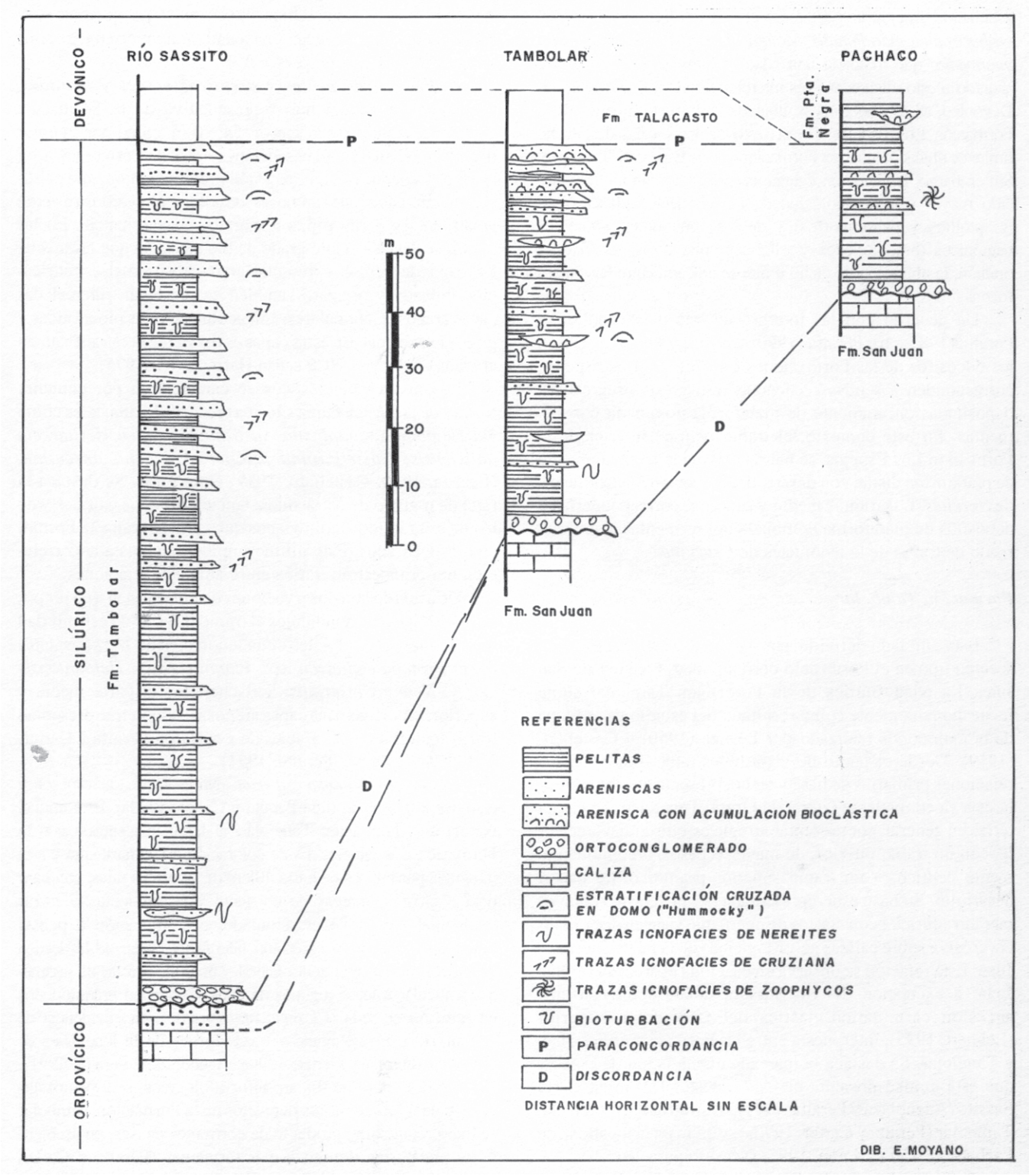


Figura 10. Depósitos silúricos en el valle de río San Juan, en la Precordillera Central.

Miembro superior, de 16 m de espesor, conformado por fangolitas moradas, con textura moteada por bioturbación intensa. Presenta escasas y delgadas intercalaciones de capas de areniscas muy finas a finas (tempestitas), limolíticas, con gradación normal, base neta y tope gradacional a las pelitas. A estos niveles se asocian acumulaciones bioclásticas, en la base o interestratificadas, que contienen braquiópodos y corales. Esta unidad es cubierta en su techo, en discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), por las lutitas verdes y moradas de la base de la Formación Punta Negra, del Devónico.

Debido a la marcada diferencia litológica entre estos depósitos, y aquellos de la Formación Tambolar en su localidad tipo, Peralta y León (1993) los reconocen con la denominación de Facies Pachaco de la Formación Tambolar. Asimismo, los interpretan como facies distales de plataforma fangosa, con introducción de eventos tempestíticos y desarrollo de trazas fósiles de la icnofacies de *Zoophycos*.

Formación Villavicencio

Esta unidad, definida por Harrington (1941), comprende los depósitos de la «facies normal» del Grupo Villavicencio sensu Harrington (1971). Está integrada por capas de wackes y pelitas, de coloración verde grisácea, las que en general presentan arreglo turbidítico (González Bonorino, 1975a, b), y cuya localidad tipo se ubica en la cuesta de Villavicencio. Cuerda et al. (1988b), reconocen estos depósitos con la denominación de ***Formación Canota***, la que interpretan sobrepuesta en discordancia regional a depósitos ordovícicos, que denominan Formación Villavicencio. Kury (1993) señala que el contacto entre las citadas unidades es de carácter tectónico y no sedimentario, razón por la cual sigue la propuesta de Harrington (1941), equiparando los depósitos devónicos con la Formación Villavicencio, y a los ordovícicos con la Formación Empozada. En este aporte se sigue el criterio de Harrington (1971) y el ordenamiento propuesto por Kury (1993), ya que clásicamente en la literatura geológica, se ha reconocido con la denominación de Formación Villavicencio a las sedimentitas (wackes y pelitas), con restos de plantas, referidas por los citados autores sensu lato, como de edad devónica.

Borrello (1969) interpreta los depósitos de esta formación como facies típica de flysch (ortoflysch) o «flysch Villavicencio», diferenciándola de la facies de pre-flysch o «vacuidad Cortadera» y «Los Alojamientos». Es posible que los afloramientos ordovícicos, referidos por algunos autores a la parte inferior de la Formación Villavicencio, sean equivalentes laterales de las Formaciones Cortaderas, Cabeceras, Portezuelo del Tontal y Alcaparrosa. Estas unidades presentan como rasgo común, intrusiones básicas y ultrabásicas, en partes metamorfizadas, interpretadas como cortejos ofiolíticos (Borrello, 1969; Haller y Ramos, 1984).

La Formación Villavicencio, en su localidad tipo, consiste en bancos de hasta 1 m de espesor de wackes y pelitas, de coloración verdosa a verde grisácea, con típica estructura turbidítica. En general las areniscas presentan gradación normal, base neta o erosiva con marcas subestratales de corriente y herramientas, e hypichnias, y techo gradacional a las pelitas. Estos depósitos contienen restos vegetales y trazas fósiles de la icnofacies *Nereites*, entre las que destacan *Neonereites biserialis* Seilacher, *Neonereites* isp., *Palaeoheominthoida* isp., *Planolites* isp., *Helminthopsis* isp. Tanto la base como el techo de la formación se desconocen, debido a que está limitada por fallas (Harrington, 1971; Kury, 1993), que la relacionan con unidades del Ordovícico, estimándose su espesor aflorante en unos 2.000m (Cuerda et al., 1987).

El contenido paleontológico de la formación está representado por restos de plantas, trazas fósiles y palinomorfos, destacándose la falta de registro de *shelly facies*. En este contexto se destaca el hallazgo de quitinozoos por Pöthe de Baldis e Ichazo (1987), en la quebrada del río Santa Clara, extremo sur de la sierra del Tontal, compuesta por *Conochitina gordonensis* y *Linochitina cingulata serrata*, que indican una edad llandoveriana a, probablemente, ordovícica superior.

En la quebrada de San Isidro, Cuerda et al. (1987) registran restos de plantas vasculares, que atribuyen al género *Barawanathia*, para los que interpretan una edad devónica inferior. Sin embargo, un estudio de revisión posterior de los aludidos restos de plantas (Cuerda et al., 1993), permite concluir que los mismos indicarían una edad silúrica superior (Pridoliano). En estos depósitos, Cingolani (1970, en Cuerda et al., 1993) menciona trazas fósiles de la icnofacies de *Nereites*, y restos de euryptéridos.

PRECORDILLERA OCCIDENTAL

Esta unidad, sensu Baldis et al. (1982), se caracteriza por la predominante vergencia occidental de las estructuras que la componen, y su extensión se verifica desde la sierra de la Punilla en la provincia de La Rioja, hasta la faja occidental del sector precordillerano en la provincia de Mendoza. En ella, por lo general, la relación entre las unidades eopaleozoicas es tectónica, lo que ha dificultado establecer su correcto y definitivo ordenamiento estratigráfico (véase Quartino et al., 1971; Sessarego, 1988; Furque y Baldis, 1973). Como resultado de ello, dichos autores incluyeron en el Silúrico al Grupo Ciénaga del Medio, integrado por las Formaciones Hilario, Calingasta y La Tina, modificando de esta forma el ordenamiento original de Amos y Marchese (1965), en el cual el aludido grupo es referido al Devónico. En este aporte se sigue el criterio de Amos y Marchese (1965), por tener amplio consenso entre los investigadores del tema. Por esta razón en esta parte, solo se describirán las Formaciones Calingasta y La Tina, no así la Formación Hilario cuyo tratamiento se aborda en la parte del Devónico.

Formación Calingasta

Definida por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957), presenta su estrato-tipo en la localidad homónima, donde su parte inferior se observa en contacto tectónico con depósitos ordovícicos de la Formación Alcaparrosa. Es cubierta en discordancia erosiva y angular por depósitos carboníferos, desconociéndose su relación primaria con los depósitos de la Formación La Tina, definida por Quartino et al. (1971), y unidades devónicas del área (Furque y Cuerda, 1979; Quartino et al., 1971; Sessarego, 1988). Presenta arreglo estrato-grano creciente, al igual que las restantes unidades silúricas precordilleranas. Se inicia con una sucesión de pelitas verdes y moradas que gradualmente incorporan finas intercalaciones de bancos arenosos con gradación normal, marcas subestratales de corrientes y escasas trazas fósiles, las que predominan en el tope de las capas o bien en los intervalos pelíticos bioturbados. El ambiente de sedimentación es marino, y en base a los atributos señalados, se la interpretó como el equivalente distal del Silúrico de la Precordillera Central (Peralta, 1990).

Su edad silúrica fue indicada por Xicoy (1963, en Furque y Cuerda, 1979), sobre la base del registro de *Tropidoleptus* sp. y *Clarkeia* sp, ubicándola en el Ludlowiano. Sin embargo, hasta el presente este registro carece de comprobación, quedando abierta la discusión sobre la aludida edad silúrica de la Formación Calingasta, y su probable asignación al Ordovícico, junto con las Formaciones La Tina y Don Polo (Stephens et al., 1995).

Formación La Tina

Definida por Quartino et al. (1971), presenta su estratotipo en la sierra de Cepeda, frente a la localidad de Barreal, y es interpretada como un cambio de facies lateral de la parte superior de la Formación Calingasta. Está compuesta

por estratos de hasta 40 cm de espesor, de wackes medianos a gruesos que alternan con pelitas, presentando el conjunto coloración verdosa a verde grisácea. Las areniscas presentan base neta o erosiva, con marcas subestratales físicas y biogénicas, gradación normal, y pasaje gradacional a las pelitas. En general la estratificación es paralela, observándose también en parte, amalgamamiento por acuñamiento lateral.

El ambiente de sedimentación corresponde a abanicos submarinos dominados por eventos agradacionales (Sessarego, 1988). Tanto la base como el techo de esta unidad se desconocen, al estar limitada por fallas, lo que impide conocer su relación primaria con las restantes unidades eopaleozoicas del área. El espesor de esta unidad es incierto, siendo estimado por Sessarego (1988) en unos 500 m; asimismo su ubicación en el Silúrico es objeto de discusión, al carecer de registro paleontológico diagnóstico.

En la sierra del Tontal, Cingolani et al. (1987) reconocen informalmente una sucesión sedimentaria cuya edad interpretan como siluro?-devónica, sobre la base del registro de trazas fósiles similares a las del Silúrico de la Precordillera Central. Este argumento, a nuestro entender, carece de consistencia, al tener en cuenta el escaso y discutido valor cronológico de las trazas fósiles.

Fuera del ámbito de la Precordillera, se destacan los depósitos del Siluro-Devónico reconocidos en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, por Pöthe de Baldis et al. (1987), en base al registro de palinomorfos.

En este contexto, cabe mencionar el aporte de Stephens et al. (1995), quienes interpretan a las Formaciones Calingasta y La Tina, conjuntamente con la Formación Don Polo, como parte de un manto de corrimiento tectónico, integrado por una secuencia de rocas alóctonas, que denominan alóctono Calingasta (*Calingasta allochthon*), de edad ordovícica media. Este alóctono sería equivalente, por sus características litoestratigráficas y estructurales, con el alóctono Tacónico del este de América del Norte, y se lo interpreta como un elemento de conexión entre Norte y Sudamérica.

DEVÓNICO

En la Precordillera de Cuyo, los depósitos devónicos presentan amplia distribución areal, y su reconocimiento inicial surgió a partir de los aportes de Stappenbeck, Bodenbender, Clarke, Keidel, Heim y Leidhold y Wetten, entre otros (véase Baldis (1975a, b; Cuerda y Baldis, 1971; Furque y Cuerda, 1979).

Desde el punto de vista estratigráfico, existe un mejor conocimiento de los mismos en la Precordillera Central y, en menor grado, en la Precordillera Occidental y su extensión en las provincias de La Rioja y Mendoza. La presencia de sedimentitas de edad devónica, en el ámbito de la Precordillera Oriental sanjuanina, sostenida en aportes precedentes de Borrello (1969), Harrington (1971), Amos y Fernández (1977) y Peralta y Medina (1985), es actualmente objeto de discusión (véase Peralta, 1993).

PRECORDILLERA ORIENTAL

En el área del cerro Bola, Amos y Fernández (1977) mencionan, en depósitos de la Formación Rinconada, *Leptocoelia nuñezi* Amos y Boucot (1965), que asignan al Devónico inferior. González Bonorino (1975a, b) y González Bonorino y Middleton (1976) interpretan los depósitos de la aludida formación como facies proximales del sistema turbidítico correspondiente al cono submarino Punta Negra. En el área del valle de los Potrerillos, cerro Pedernal, Peralta y Medina (1985) registran en la Formación Rinconada *Leptocoelia* sp. y *Conularia* sp., que interpretan como de edad devónica inferior. Sin embargo, es necesario puntualizar que, hasta el presente, no se han encontrado en la Precordillera Oriental los braquiópodos de la clásica fauna malvinocáfrica, ni los trilobites y otras formas asociadas, que caracterizan al Devónico inferior de la Formación Talacasto, en la Precordillera Central. Peralta (1993), sobre la base de argumentos paleontológicos, sedimentológicos, y estratigráficos, (véase Silúrico, en este capítulo), interpreta una edad silúrica superior para todos los depósitos de la Formación Rinconada.

PRECORDILLERA CENTRAL

En el sector de la provincia de San Juan, el Devónico está representado por el ***Grupo Gualilán*** (Baldis, 1975a), que incluye a las ***Formaciones Talacasto*** (Padula et al., 1967) del Devónico inferior, y ***Punta Negra*** (Bracaccini, 1949) del Devónico medio - superior?. Ambas formaciones están separadas por una superficie de discontinuidad estratigráfica (paraconcordancia), reconocida por Peralta (1990). El Grupo Gualilán yace en discontinuidad estratigráfica sobre la Formación Los Espejos, y en su tope es cubierto, en discordancia erosiva o en paraconcordancia, por depósitos carboníferos. En el área del cerro Bachongo, Cuerda et al. (1988a, l990), reconocen entre los depósitos devónicos de la Formación Punta Negra y los carboníferos de la Formación Andapaico, una secuencia deltaica progradacional, de 65 a 70 m de espesor, que denominan ***Formación Bachongo.*** Estos autores interpretan para la aludida formación una edad devónica superior, incluyéndola como unidad superior del Grupo Tucunuco. En el sector precordillerano de la provincia de Mendoza, continuación de la Precordillera Central sanjuanina, el Devónico está representado por la ***Formación Villavicencio,*** de acuerdo con el criterio establecido por Cucchi (1972) y Kury (1993).

Formación Talacasto

Esta unidad, definida por Padula et al. (1967), presenta su sección tipo en la quebrada homónima, donde alcanza un espesor aproximado de 600 metros. Si bien esta formación presenta de norte a sur una franca disminución de espesor, esto no es acompañado por un marcado cambio de facies, como ocurre con los depósitos silúricos. Así es como desde Jáchal hasta el sur del río San Juan, pueden reconocerse en la Formación Talacasto los cuatro miembros definidos por Espisúa (1968) y Baldis (1975a). En este trabajo, acordando con el criterio sustentado por Astini (1991), no incluiremos en la Formación Talacasto, al Miembro superior de Lutitas Verdes y Moradas definido por Baldis (1975a), por entender que el mismo forma parte, desde el punto de vista del ambiente depositacional, de la Formación Punta Negra, con la que guarda una clara relación de transición litológica, y no con la Formación Talacasto, cuyos depósitos sobreyace en discontinuidad estratigráfica (Figura 11).

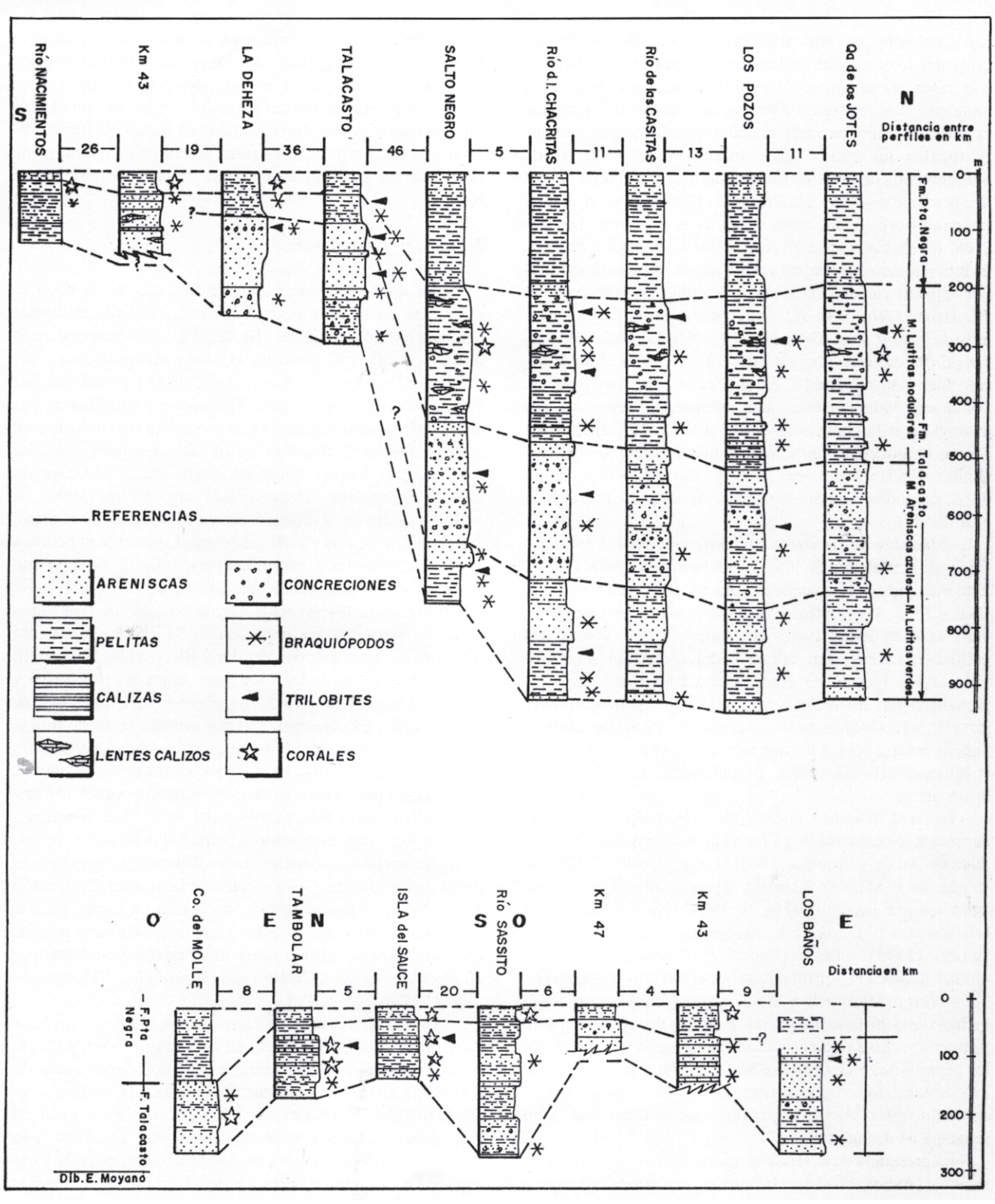


Figura 11. Columnas estratigráficas y correlaciones de la Formación Talacasto en la Precordillera Central de San Juan (modificado de Baldis, 1975a).

- ***Miembro de lutitas verdes*** (inferior). Consiste en fangolitas, en partes lutitas, de coloración verde grisácea, que contienen niveles de concreciones pelíticas pardo oscuras, a veces fosilíferas, con restos de *Conularia quichua*, *Ambocoelia pseudoumbonata*, rynchonellidos, leptocoelidos, bivalvos, lamelibranquios nuculoideos, corales tipo *Rugosa* de hábitos solitarios, y trazas cilíndricas de excavación. Esta unidad incluye la asociación de braquiópodos lochkovianos mencionada por Herrera (1993), integrada por *Sanjuanetes andina*, *Athyris* sp., *Meristella* n.sp., *Coelospira* sp., *Língula* sp., *Salopina* sp. A y sp. B., *Mertaplasia baldisi*, *Spinoplasia pobletensis*, *Schizotreta* sp., *Anoplia* sp., *Boucotia* sp., *Pusilloplasia parva*, *Pacificocoelia* cf. *nuñezi* y *Howelllla* n.sp., entre otras formas.

- ***Miembro de areniscas azules***. Está compuesto por capas de hasta 0, 50 m de espesor de areniscas finas a muy

finas, en parte con intercalaciones fangolíticas bioturbadas, presentando el conjunto coloración verdosa a verde grisácea. Las capas presentan, en general, base neta y tope plano u ondulado, con gradación a pelitas. Internamente predomina la estratificación paralela plana u ondulada, sin cambios texturales marcados. Este miembro es portador de braquiópodos de la fauna malvinocáfrica, y trilobites referidos por Baldis (1979) a la Provincia Central Andina, siendo frecuentes en estos depósitos las trazas de *Zoophycos* (Peralta et al., 1989). En el área del río San Juan, en la parte superior de este miembro, se presenta un banco de areniscas medianas con cemento calcáreo, portador de *Scaphiocoelia boliviensis*, *Pleurothyrella knodi*, *Australocoelia tourtelotti*, *Schellwienella inca*, *Orbiculoidea baini, O. bodenbenderi*, *Lingula lepta*. Las dos primeras formas, hasta el presente, sólo han sido registradas en el área del río San Juan; *S. boliviensis* indicaría una edad gediniana - siegeniana por analogía con la cuenca de Tarija (Baldis, 1975a). A estas formas se asocian trilobites que incluyen géneros autóctonos (Baldis, 1967) y bohémicos (Baldis y Peralta, 1991), además de pelecípodos nuculoideos, cefalópodos nautiloideos y gastrópodos.

- ***Miembro de areniscas con concreciones esferoidales***. Equivale al miembro de lutitas nodulares de Espisúa (1968). Está integrado por capas finas a medianas de areniscas muy finas a finas con intercalaciones fangolíticas de coloración verdosa. Contiene niveles de concreciones esferoidales pelítico-calcáreas, con tamaños del orden del metro en Talacasto y Jáchal, y menor en el área del río San Juan, portadoras de *Australocoelia tourtelotti, Australospirifer antarticus*, *Orbiculoidea baini*, *O. bodenbenderi* y *Schellwienella inca,* a los que se asocian, entre otras formas, trilobites, orbiculoideos, pelecípodos, gastrópodos y briozoarios.

La edad devónica inferior de la Formación Talacasto surge con los estudios de su fauna de braquiópodos, realizados por Amos y Boucot (1965), Levy y Nullo (1970a, b; 1972a, b) y Méndez Alzola y Sprechmann (1971), y de trilobites por Baldis (1975a, b; 1979). Nuevos datos, en relación con la fauna de braquiópodos, son aportados por Herrera (1993), quién reconoce, en el tramo basal de la unidad, una asociación integrada por los géneros *Sanjuanetes*, *Spinoplasia, Meristella* y *Boucotia*, que indican una edad lochkoviana (no basal), o sea pre-Emsiano. En el tramo medio y superior registra una asociación compuesta por formas de los géneros *Australostrophia, Mutationella*, *Pleurochonetes, «Eodevonaria»*, *Protoleptostrophia, Plicoplasia*, *Australocoelia*, *Australospirifer*, que indican una edad pragiana a emsiana tardía.

La presencia de cuerpos arenosos de marcada extensión regional (Astini, 1990a) en la parte superior de la Formación Talacasto, con estratificación entrecruzada a mediana escala, tangencial a la base, y su asociación con trazas fósiles de *Zoophycos* (Peralta et al., 1989), sugieren un ambiente de plataforma externa. Esto es coherente con el carácter de comunidades bentónicas de plataforma señalado para algunas de las asociaciones fosilíferas de la Formación Talacasto (Padula et al., 1967; Baldis, 1975a, b).

La base de la Formación Talacasto yace en paraconcordancia sobre los depósitos silúricos de las Formaciones Los Espejos y Tambolar, involucrando un hiato extendido entre el Ludlowiano superior y el Lockoviano (Herrera, 1993). Sin embargo, en el área del cerro del Fuerte, Benedetto et al. (1992), en base al registro de braquiópodos, ubican el límite Silúrico - Devónico en el tope de la Formación Los Espejos (véase discusión en Silúrico, este capítulo).

El tope de la Formación Talacasto está representado por un nivel de areniscas ferruginosas, en partes oolíticas, cubierto en discontinuidad estratigráfica por el miembro de lutitas verdes y moradas de la base de la Formación Punta Negra.

Formación Punta Negra

Esta unidad fue definida por Bracaccini (1949) y, a diferencia de la Formación Talacasto, presenta marcados cambios laterales de facies (Baldis, 1973), correspondiendo a la Precordillera Central, las «facies características» y «el cambio de facies hacia el noroeste» del citado autor. González Bonorino (1975a, b) propuso el carácter turbidítico de sus depósitos, en un ambiente de abanico submarino detrítico, en un *rise* de plataforma, con aporte del área pampeana. En contrapartida, Astini (1990b) interpreta esta unidad como un sistema de *fan delta*, mientras que Poiré y Morel (1996), en base al estudio de la relación entre procesos sedimentarios, facies sedimentarias y restos de plantas, también concluyen que las sedimentitas de esta unidad se habrían originado en un ambiente depositacional de aguas someras.

A pesar de los diversos estudios realizados, la única columna estratigráfica conocida de la Formación Punta Negra es la publicada por Peralta y Ruzycki de Berenstein (1990) en el perfil de los Caracoles, entre los ríos Sasso y Sassito, área del río San Juan (véase Figura 12). Allí, su tramo basal está caracterizado por una sucesión de lutitas verdes y moradas en alternancia, de marcada distribución regional (véase Baldis, 1975a), que contiene concreciones pelíticas, en partes fosfáticas, de coloración pardo- rojiza a pardo-amarillenta. Hacia arriba pasa, en transición litológica, a los depósitos de wackes y pelitas, que en parte conforman secuencias bitemáticas o heterolíticas, que en el ámbito de la Precordillera Central caracterizan a la Formación Punta Negra. Estos depósitos consisten en capas finas a medianas de areniscas (wackes) que intercalan con pelitas, con estructura turbidítica, que contienen restos vegetales de *Haplostigma furquei*, *Cyclostigma*, *Sporongites?* (Frenguelli, 1951, 1952).

Peralta y Ruzycki de Berenstein (1990) y Peralta y Aceñolaza (1988) reconocen, en el tramo inferior y medio de la Formación Punta Negra, trazas de la icnofacies de *Nereites*, y en el tramo superior, de la icnofacies de *Cruziana* (Figura 12). Esto permite interpretar una gradual somerización del ambiente depositacional, coherente con los procesos de continentalización descriptos para la parte superior de la unidad en el área de Bachongo por Cuerda et al. (1988a).

En el área de la Pampa de Bachongo, Cuerda et al. (1988a, 1990) reconocen, en la parte superior de la Formación Punta Negra, una sucesión de 65-70 m de espesor y arreglo estrato-granocreciente. En los 10 m inferiores predominan limolitas arenosas de color rojo oscuro. Continúan bancos de areniscas feldespáticas, de 0,80 m de espesor, que intercalan con bancos de 0, 10 a 0,30 m de limolitas de coloración pardo rojiza. Hacia la parte superior predominan bancos de areniscas gruesas, sabulitas y conglomerados lenticulares, que muestran estructuras de relleno en artesa, con dirección de paleocorrientes hacia

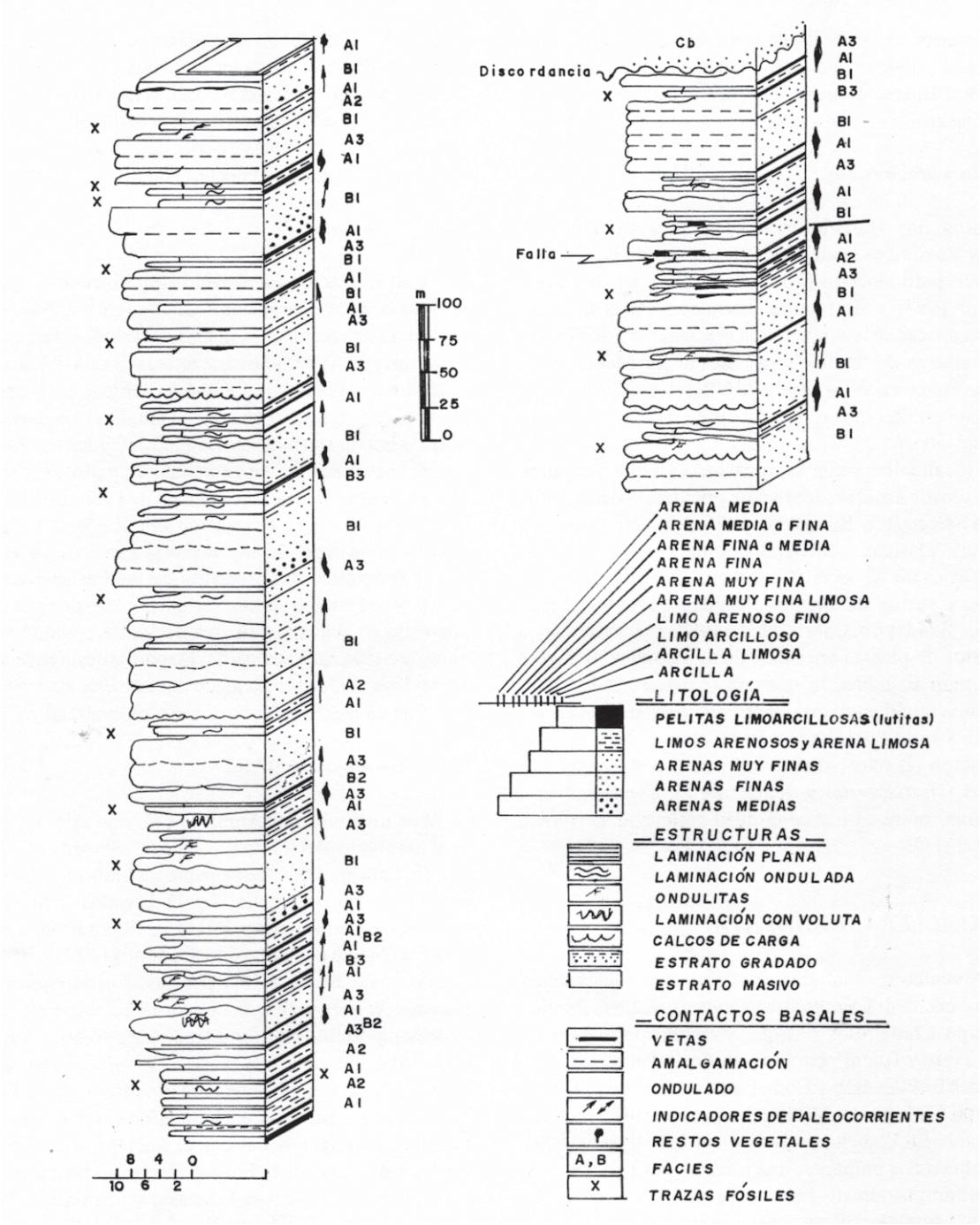


Figura 12. Columna estratigráfica de la Formación Punta Negra en la localidad Los Caracoles, río San Juan (Peralta y Ruzycki de Berenstein, 1990).

el noroeste. La base de esta formación es transicional con los depósitos de la Formación Punta Negra, y en el techo está limitada por una superficie de discordancia erosiva, que la separa de los depósitos carboníferos de la Formación Andapaico.

Es necesario destacar que Cuerda et al. (1990) señalan que la asociación cuarzo - feldespática determinada para las areniscas de la Formación Bachongo, muestra similitudes con la descripta por López Gamundí y Espejo (1987) para las sedimentitas carboníferas de Precordillera, y no con la asociación cuarzo-líticos metamórficos, descripta por González Bonorino (1975a, b) para la Formación Punta Negra. Sin embargo, a pesar de ello, estos autores sugieren para ambas unidades una misma área de aporte.

En el área de Jáchal, los depósitos conglomerádicos de la ***Formación Cerro Lojote***, inicialmente asignados al Devónico (Baldis, 1975b; González Bonorino, 1975a), son interpretados por Martínez y Astini (1990) como facies de *fan delta*. Sin embargo, esta unidad se encuentra tectónicamente relacionada en su base y en su tope, con el Grupo Tucunuco y la Formación Talacasto, por lo que su edad y correlación con la Formación Punta Negra resulta dudosa.

La edad devónica media - superior? de la formación es señalada inicialmente por Frenguelli (1951, 1952) y Baldis (1973), sobre la base de su contenido paleoflorístico, análisis del tiempo de depositación y relaciones estratigráficas. El hallazgo de una asociación de braquiópodos de la fauna malvinocáfrica en el miembro

pelítico inferior de esta unidad, en el área de Pachaco (Peralta et al., 1995), permitiría establecer un entorno de edad entre el Emsiano tardío y el Eifeliano temprano, para el tramo basal.

Formación Villavicencio

Definida por Harrington (1941), incluye depósitos silúricos y devónicos, paleontológicamente documentados por restos de palinomorfos (Pöthe de Baldis e Ichazo, 1987; Rubinstein, 1993) y de plantas vasculares (Cuerda et al., 1987). Esta unidad se reconoce en la Precordillera de Mendoza, desde el área de Santa Clara hasta el río Mendoza; su sección tipo se ubica en la cuesta de Villavicencio, donde su base y tope se desconocen al estar limitadas por contactos tectónicos.

En su localidad tipo consiste de bancos finos a medianos, de hasta 40 cm de espesor, de wackes y pelitas, con estructura turbidítica (González Bonorino, 1975a, b), en la que se reconocen las clásicas secuencias Bouma, con trazas fósiles de la icnofacies de *Nereites* (Cingolani, 1970; en Cuerda et al., 1993), y restos de plantas de edad devónica. En la quebrada de San Isidro, Cuerda et al. (1987) registran en esta unidad restos de plantas vasculares que asemejan al género *Barawanathia*. Estudios de revisión (Cuerda et al., 1993) sugieren una edad silúrica tardía (Pridoliano) para los mencionados restos de plantas. Rubinstein (1993) registra una asociación de miosporas y acritarcos, con especies de los géneros *Synorisporites* y *Retusotriletes, Cymbosporites*, *Veryhachium,* entre otros, cuya edad refiere al Devónico inferior.

PRECORDILLERA OCCIDENTAL

El Devónico de esta área, integrado por facies siliciclásticas, se encuentra representado en la sierra de la Punilla, por el Grupo Chinguillos (Furque y Baldis, 1973); en las sierras del Tigre y Tontal y contrafuertes occidentales, por las Formaciones El Planchón y Codo sensu Sessarego (1988), y por el Grupo Ciénaga del Medio. Sessarego (1988) redefine la Formación El Planchón sensu Quartino et al. (1971), dividiéndola en dos unidades: una inferior, para la que mantiene la denominación de Formación El Planchón, y otra superior, que denomina Formación Codo. Ambas formaciones, según el citado autor, serían equivalentes laterales del Grupo Ciénaga del Medio, desconociéndose sus relaciones primarias, debido al tectonismo que las afecta. En este aporte se sigue el ordenamiento propuesto por Sessarego (1988).

Formación El Planchón

En esta unidad, definida por Quartino et al. (1971), Sessarego (1988) reconoce dos miembros (Figura 13):

- ***Miembro del conglomerado verde-morado*** (inferior). Mide aproximadamente 200 m de espesor. Está integrado por conglomerados polimícticos, con estructura clasto sostén, organizados y desorganizados, a los que se asocian turbiditas clásicas. En las psefitas predominan clastos de volcanitas básicas, areniscas y pelitas, sin participación de elementos metamórficos.

- ***Miembro de areniscas y pelitas grisáceas***. Compuesto por pelitas a las que se asocian areniscas, en parte conglomerádicas. La parte superior, esencialmente pelítica, contendría los fósiles del Devónico inferior mencionados por Kerlleñevich (1967) en la quebrada del Salto. Las areniscas se presentan en bancos finos a medianos, con secuencias incompletas de Bouma, originadas por corrientes de baja densidad. El espesor de esta unidad es de aproximadamente 900 m (Sessarego, 1988).

Formación Codo

Esta formación fue definida por Guerstein et al. (1965), quienes la interpretaron como de edad carbonífera. El espesor parcial de esta formación, al norte del río San Juan, es de 1450 m (Sessarego, 1988). Se caracteriza por una típica alternancia de areniscas y pelitas, de coloración verdosa a gris verdosa. Las areniscas se presentan en bancos tabulares de hasta 1 m, con típica estructura turbidítica. La edad devónica media-superior? estaría sustentada por su contenido en palinomorfos y por su ubicación estratigráfica, por debajo de la discordancia angular que la separa de la Formación del Ratón del Carbonífero inferior (Sessarego, 1988). Por otra parte, desde el punto de vista petrográfico, las areniscas de las Formaciones Codo y Punta Negra muestran asociaciones mineralógicas similares, poniendo en evidencia un área de aporte común para ambas, ubicada en Sierras Pampeanas. De ello se desprende que el arco Tigre-Tontal no habría actuado durante este intervalo de tiempo como elemento de control tecto-sedimentario.

Grupo Ciénaga del Medio

Fue instituido por Amos y Marchese (1965) para identificar los niveles del tramo superior del «Pretilítico» de Zöllner (1950). Esta unidad, clásicamente incluida en el Devónico, se reconoce exclusivamente en la Precordillera Occidental sanjuanina, y su extensión en la Cordillera Frontal es reconocida por Padula et al. (1967) y Caminos (1979). Está integrado, de abajo hacia arriba, por las ***Formaciones Hilario***, ***Lomitas Negras*** y ***Tontal***, concordantes entre sí. La primera es de composición predominantemente arenosa con trazas de *Chondrites* (Furque y Cuerda, 1979), correlacionada por Baldis (1975a), con la sección fosilífera de la Formación Talacasto. La segunda está integrada por lutitas verdes y moradas, correlacionadas con el miembro inferior de lutitas verdes y moradas de la Formación Punta Negra (o miembro superior de la Formación Talacasto sensu Baldis, 1975a). La última unidad, definida por Padula et al. (1967), se compone de una alternancia rítmica de bancos de vackes y pelitas de coloración verdosa, correlacionadas con la Formación Punta Negra (véase Furque y Cuerda, 1979). La aludida edad devónica de las unidades del Grupo Ciénaga del Medio es objeto de discusión, debido a la falta de registro paleontológico diagnóstico.

En estudio posterior, Cortés (1992) menciona el hallazgo de lavas almohadilladas, intercaladas en una sucesión clástica deformada, a la cual correlaciona con el Grupo Ciénaga del Medio. Estos depósitos se localizan en el borde occidental del cerro Redondo y oriental del cordón Sandalio, en el noroeste del sector precordillerano de la provincia de Mendoza. De acuerdo con el citado autor, los niveles volcánicos se presentan intercalados en la parte superior de la Formación Hilario e inferior de la Formación Lomitas Negras. Sin embargo, la edad de estos depósitos estaría sujeta a las mismas observaciones planteadas para el aludido grupo, en el área de Barreal y Leoncito.

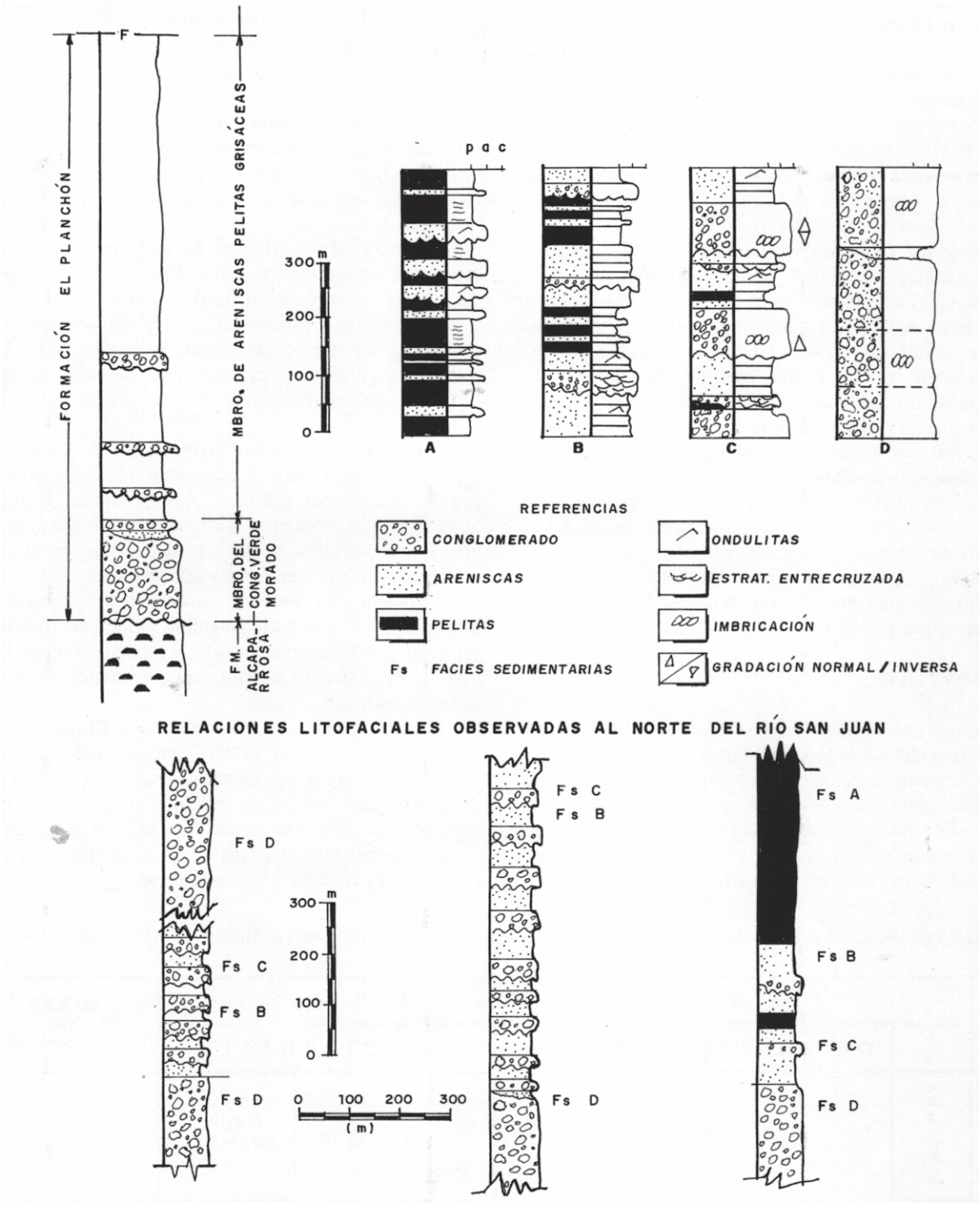


Figura 13. Características generales de las facies sedimentarias de la Formación El Planchón (tomado de Sessarego, 1988)

Grupo Chinguillos

Esta unidad, definida por Baldis y Sarudiansky (1975), incluye los depósitos devónicos de las Formaciones Pircas Negras y Chigua, con trilobites y restos de plantas, que arrojan una edad givetiana - frasniana.

Formación Pircas Negras

Presenta su estrato tipo en el área del río Blanco, donde su espesor varía entre 800 y 1.000 m; su base se observa en contacto tectónico con la Formación Chigua, y su techo no se observa por encontrarse cubierto. Es portadora de una fauna marina que incluye el trilobite *Phacops chavelai*, y también restos de plantas, identificándose *Haplostigma furquei*. Baldis y Sarudiansky (1975) la dividen en tres miembros:

- ***Miembro inferior,*** compuesto de conglomerados polimícticos e intercalaciones subordinadas de areniscas y lutitas.

- ***Miembro medio,*** compuesto de areniscas y pelitas en alternancia, con marcas subestratales, e intrusiones de diques basálticos de hasta 2 m de espesor.

- ***Miembro superior***, en el que predominan las pelitas (lutitas) sobre las areniscas, con intrusiones de diques basálticos de alrededor de 2 m de espesor.

Formación Chigua

Su base se presenta en contacto tectónico con la Formación Pircas Negras, y en su techo es cubierta en discordancia angular por depósitos carboníferos de la Formación Volcán. Furque y Baldis (1973) reconocen en esta formación dos miembros: Chavela (inferior) y Ramadita (superior), que interpretan como una sucesión sedimentaria continua, con fósiles comunes que indican una edad del Devónico medio-superior?.

- ***Miembro Chavela***. Se compone de lutitas, escasas areniscas con concreciones, e intercalaciones de lentes calcáreas con fauna marina en la que Baldis y Longobuco (1977) registran *Punillaspis argentina* y *Phacops chavelai,* asociados a *Haplostigma furquei*, *Tornoceras baldisi* (Leanza, 1968), además de otras formas de trilobites, amonoideos, pelecípodos, orthocerótidos y conuláridos, que indican una edad givetiana. El espesor de este miembro es de aproximadamente 220 m y su base está erosionada.

- ***Miembro Ramadita***. Está compuesto por lutitas con intercalaciones de lentes calcáreas y escasas areniscas, conteniendo restos de trilobites y gastrópodos asociados a *Haplostigma furquei*. El techo de esta unidad está limitado por fractura, y su espesor máximo es de 480 metros. Ambos miembros presentan intrusiones de diques y filones de basaltos, lamprófiros, pórfiros andesíticos y/o dacíticos.

Formación Punilla

Definida por Furque (1956), presenta su estrato-tipo en el flanco occidental de la sierra de La Punilla. Su base se observa en contacto tectónico con la Formación Volcán y su techo se desconoce, al encontrarse erosionado o cubierto por derrubio. El espesor máximo de la Formación Punilla es de 1884 m (Baldis y Sarudiansky, 1975), y su ambiente es interpretado como marino. Su correlación con las unidades del Grupo Chinguillos ofrece dificultades, al encontrarse desconectadas entre sí, interpretando a la primera como una variación de facies del segundo. Los citados autores dividen a la Formación Punilla en cuatro miembros:

- ***Miembro de ritmitas verdes grisáceas***. Integrado por capas de areniscas normalmente gradadas, con intercalaciones de pelitas, que lateralmente cambian a facies más areniscosas que incluyen ortoconglomerados polimícticos y fangolitas guijarrosas.

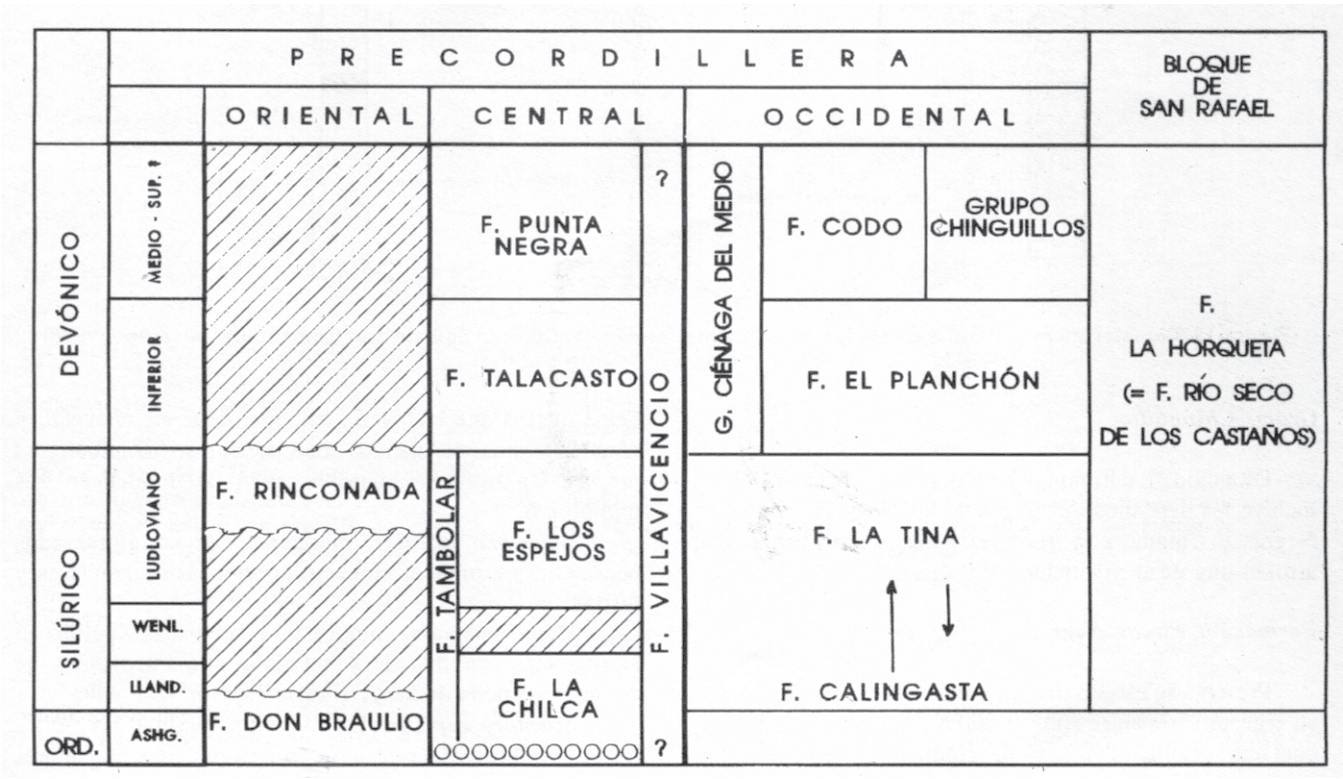
- ***Miembro de conglomerados gris verdosos***. De poco espesor, está compuesto por conglomerados clasto-soportados, cuya composición indica aporte autoclástico (autofagolitosis), con intercalaciones de areniscas y limolitas, en parte conglomerádicas. Baldis y Sarudiansky (1975) interpretan para estos depósitos una dirección de aporte desde el este, indicando una posible acción del arco de Tontal-Tigre.

- ***Miembro de ritmitas grises***. Consiste en capas de areniscas de hasta 0, 50 m de espesor, normalmente gradadas, con intercalaciones pelíticas, que presentan estructura turbidítica. Son frecuentes las bases netas o erosivas, con marcas subestratales, y topes gradacionales. El conjunto presenta coloración verdosa a verde grisácea.

- ***Miembro de limonitas azules.*** Está compuesto por limolitas y lutitas, en parte fangolitas guijarrosas, que incluyen clastos de rocas «exóticas» de composición ígnea, metamórfica y calcárea. El conjunto presenta en general, coloración verdosa.

Estudios posteriores realizados por Cingolani et al. (1990) y Caminos et al. (1993), han permitido establecer, sobre la base del registro de paleofloras, que la mayor parte del espesor de la Formación Punilla correspondería a depósitos de edad carbonífera inferior, y sólo su tramo inferior sería de edad devónica (para mayor información véase Azcuy et al., capítulo 12 de esta obra).

CUADRO 1. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS UNIDADES SILÚRICO-DEVÓNICAS DE PRECORDILLERA Y BLOQUE DE SAN RAFAEL.



BLOQUE DE SAN RAFAEL

Esta unidad morfoestructural, junto con el Cinturón Móvil Mendocino Pampeano, actualmente son reconocidas con la denominación de Provincia Geológica Sanrafaelino Pampeana, siguiendo el criterio sustentado por Criado Roqué e Ibáñez (1979). En ella, la presencia de depósitos silúricos no está comprobada hasta la fecha, mientras que los depósitos devónicos están representados por la parte superior de la ***«Serie La Horqueta»*** (Dessanti, 1955). En esta última, González Díaz (1981) reconoce dos formaciones: una inferior, de edad ordovícica, que denomina Formación La Horqueta, representada por metamorfitas de bajo grado con intrusiones ígneas; y otra superior, ***Formación Río Seco de los Castaños***, de aproximadamente 1500 m de espesor (Cuerda et al., 1993), de carácter netamente sedimentario. En este aporte, siguiendo el criterio sustentado por diversos autores, se aplica la denominación de ***Formación La Horqueta***, para el conjunto sedimentario no metamorfizado de la denominada «Serie La Horqueta» (véase cuadro 1). La base de esta última está representada por un conglomerado polimíctico, entre cuyos componentes se destacan rodados de calizas ordovícicas, continuando depósitos de areniscas y pelitas con arreglo turbidítico. En éstos Di Persia (1972) menciona el hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction*, en base a cuyo registro asigna a la Formación La Horqueta una edad devónica. En su techo esta unidad es cubierta en discordancia angular por depósitos carboníferos. La correlación de esta unidad en sus términos devónicos, con depósitos equivalentes de las Formaciones Villavicencio y Punta Negra, se establece sobre la base de los criterios sustentados por Harrington (1971) y González Díaz (1981).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G. y PERALTA, S.H., 1985a. Interpretación del comportamiento de la cuenca silúrica en función de sus icnofacies en el área de Talacasto, Precordillera de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. Serie B «Monografías». Asociación Geológica Argentina: 151-156.

ACEÑOLAZA, F.G. y PERALTA, S.H., 1985b. Análisis secuencial de los caracteres tecnológicos del Silúrico de la Precordillera argentina (Sa. de Talacasto, San Juan, Argentina). 6º Congreso Geológico Chileno, 4: 591-598.

ACEÑOLAZA, F.G. y PERALTA, S.H., 1991. Trazas fósiles de la Formación Tambolar, Silúrico de la Precordillera Central Sanjuanina, Argentina. Revista Técnica de YPFB, 12(1): 125-127, Bolivia.

AMOS, A.J., 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de La Rinconada, Pie Oriental de la sierra Chica de Zonda. San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 9(1):5-38.

AMOS, A.J. y BOUCOT, 1965. A revision of the brachiopod family Leptocoelidae. Paleontology, 6, Part. 3: 440-457.

AMOS, A.J. y FERNÁNDEZ, J., 1977. Estructura del cerro Bola al Noreste de la quebrada de La Flecha, San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina 31 (4): 241-247.

AMOS, A.J. y MARCHESE, H.J., 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico de la Ciénaga del Medio, Estancia El Leoncito, Barreal, San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 20(2): 263-270.

ASTINI, B.A., 1990a. Cuerpos de arena en la Formación Talacasto, plataforma fangosa del Devónico Precordillerano, Provincia de San Juan. Actas 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 13-18.

ASTINI, B.A., 1990b. Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? Actas 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 19-24.

ASTINI, R.A., 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: Plataforma fangosa del Devónico Precordillerano, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 44 (3-4): 277-294.

ASTINI, R.A., 1992. Descripción y génesis de los bancos de oolitas ferruginosas en la base del Silúrico de la Precordillera argentina. Estudios Geológicos, 48(5-6): 297-303, Madrid.

ASTINI, R. A. y BENEDETTO, J. L., 1992. El Ashgilliano tardío (Hirnantiano) del cerro La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 29(3): 249-264.

ASTINI, R. y BUGGISCH, W., 1993. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glacigénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 48(3-4): 217-232.

ASTINI, R. y PIOVANO, E., 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. Revista Asociación Geológica Argentina, 47(1):99-110.

BALDIS, B.A., 1967. Some Devonian trilobites of the Argentine Precordillera. Proceedings International Symposium Devonian System, Calgary, 2: 789-796.

BALDIS, B.A., 1973. Variaciones de Facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina. Revista Asociación Geológica Argentina, 28(2): 147-155.

BALDIS, B.A., 1975a. El Devónico inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. Revista Asociación Geológica Argentina, 30(1): 53-83.

BALDIS, B.A., 1975b. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera argentina. Actas, 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:219-240.

BALDIS, B.A., 1979. Paleogeografía de los trilobites devónicos de Sudamérica austral, Ameghiniana, 16 (3-4): 209-216.

BALDIS, B.A. y ACEÑOLAZA F.G., 1978. Trazas fósiles del Silúrico de la Precordillera. Suplemento Acta Geológica Lilloana 14:101-104.

BALDIS, B.A. y BLASCO, G., 1975. Primeros trilobites Ashgillianos del Ordovícico sudamericano. Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. 1: 33-48.

BALDIS, B.A. y CANÉ, T.C., 1969. El Paleozoico en la región occidental y austral de Jáchal (Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 23(2): 121-128.

BALDIS, B.A. y CHEBLI, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-66.

BALDIS, B. A. y LONGOBUCO, M., 1977. Trilobites devónicos de la Precordillera noroccidental (Argentina). Ameghiniana, 14(1-4): 145-161.

BALDIS, B.A. y PERALTA, S.H., 1991. El género Reedops Richter & Richter (Trilobita) en el Silúrico-Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista Técnica de YPFB 12(1): 129-131, Bolivia.

BALDIS, B.A. y SARUDIANSKY, 1975. El Devónico del Noroeste de la Precordillera argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (4): 301-329.

BALDIS, B.A., BERESI, M.S., BORDONARO, O.L. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de laPrecordillera argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445.

BALDIS, B.A., BERESI, M.S., BORDONARO, O.L. y VACA, A., 1984a. The Argentine Precordillera as a key to Andean Structure. Episodes, 7(3): 14-19.

BALDIS, B.A., PERALTA, S.H. y ULIARTE, E.R., 1984b. Geología de la Quebrada Ancha y sus alrededores en el área de Talacasto, Precordillera Sanjuanina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 4: 233-245.

BENEDETTO, J.L., 1985. El hallazgo de la típica Fauna de Hirnantia en el Ashgilliano tardío de la sierra de Villicum, San Juan. Actas Reunión Comunicaciones Paleontológicas, Asociación Paleontológica Argentina, San Juan.

BENEDETTO, J.L., 1986. The first typical Hirnantia Fauna from South America (San Juan Province, Argentine, Precordillera). En: Biostratigraphie du Paleozoique, R. Rocheboeu & C. Fleming (eds), 4:439-447.

BENEDETTO, J.L. y TORO, B., 1987. El género Coelospira Hall (Brachiopoda) en el Silúrico de la Precordillera de San Juan. Ameghiniana, 26(3-4): 139-144.

BENEDETTO, J.L., ORTEGA, G., BRUSSA, E. y TORO, B., 1985. Estratigrafía y fauna de la secuencia neo-ordovícica y llandoveriana del río Escondido (Flanco Occidental del cerro del Fuerte), San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan.

BENEDETTO, J.L., RACHEBOEUF, P.R., HERRERA, Z.A., BRUSSA, E.D. y TORO, B.A., 1992. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formacion de Los Espejos, Siluro-Devonien de la Precordillere (NW Argentine). Geobios, 25(5): 599-637, Lyon.

BORRELLO, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Anales Dirección Nacional de Geología y Minería, 14, 188 pp., Buenos Aires.

BRACACCINI, O. I., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino - mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras, 258:259-274.

BRACACCINI, O.I., 1949. El perfil de Tambolar. Revista Asociación Geológica Argentina, 4(3):165-179.

BRUSA, E. y TORO, B., 1989. Hallazgo del primer euryptérido silúrico de Argentina. Ameghiniana, 26(2):23-26.

BUGGISCH, W. y ASTINI, R., 1993. The Late Ordovician Ice Age. New evidence from the Argentine Precordillera. En: Gondwana Eight-Assembly, evolution and dispersal, Findlay, R., Unrug, R., Banks, M. & Veevers, J. (Eds.), Balkema, Rotterdam, pp. 439-447.

CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. In: Geología Regional Argentina, 1: 397-453, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

CAMINOS, R., FAUQUÉ, L., CINGOLANI, C., VARELA, R. y MOREL, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la sierra de la Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. Actas, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración Hidrocarburos, 2:31-41.

CASTELLARO, H. A., 1959. Braquiópodos gotlándicos de la Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 13(1): 41-65.

CIGUEL, H.J. y PERALTA, S., 1990. Tentaculitoideos del Silúrico de la Precordillera de San Juan, República Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2:203-206.

CINGOLANI, C., VARELA, R., CUERDA, A. y SCHAUER, O., 1987. Estratigrafía y estructura de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino. 3: 95-98.

CINGOLANI, C. A., VARELA, R., MOREL, E., SCHAUER, O. y ARRONDO, O., 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la sierra de la Punilla, Provincia de La Rioja. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 207-210.

CLARKE, J.M., 1912. El Devoniano de la Argentina Occidental. Anales Ministerio Agricultura de la Nación, Sección Geología, 8(2):1-15.

CORTÉS, J.M., 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. Revista Asociación Geológica Argentina, 47(1): 115-117.

CRIADO ROQUÉ, P. e IBÁÑEZ, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana. En: 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 837-869, Córdoba.

CUCCHI, R., 1972. Geología y estructuras de la sierra de Cortaderas, San Juan, Mendoza, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 28(2): 229-248.

CUERDA, A.J., 1965. Monograptus *leintwardinensis* var. *incipiens* Wood, en el Silúrico de la Precordillera. Ameghiniana, 4(5): 171-177.

CUERDA, A.J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. Ameghiniana, 6(3): 223-235.

CUERDA, A.J., 1981. Graptolitos del Silúrico inferior en la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan, Argentina, Ameghiniana, 18(3-4): 241-247.

CUERDA, A.J., 1985. Estratigrafía y Bioestratigrafía del Silúrico de San Juan (Argentina) basada en sus faunas de graptolitos. Ameghiniana, 22(3-4): 223-241.

CUERDA, A.J. y BALDIS, B.A., 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. Ameghiniana, 8(2): 128-164.

CUERDA, A.J. y CAMINOS, R., 1983. Los movimientos Tacónicos en la Precordillera de San Juan, República Argentina. Revista Técnica YPFB, 9(1-4):143-152, La Paz.

CUERDA, A.J., FURQUE, G. y ULIARTE, E., 1982. Graptolitos de la base del Silúrico de Talacasto, Precordillera de San Juan. Ameghiniana, 19(3-4):239-252.

CUERDA, A. J., CINGOLANI, C., ARRONDO, O., MOREL, E. y GANUZA, D., 1987. Primer registro de plantas vasculares en la Formación Villavicencio, Precordillera de Mendoza, Argentina. Actas 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1:179-183, Bolivia.

CUERDA, A.J., ARRONDO, O., MOREL, E. y SPALLETTI, L.A., 1988a. The first gondwanian continental event in the Argentina Precordillera. 5 & 6 Meeting Late Paleozoic of South America, 16.

CUERDA, A. J., LAVANDAIO, E., ARRONDO, O. y MOREL, E., 1988b. Investigaciones estratigráficas en el «Grupo Villavicencio», Canota, Provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina, 43(3): 356-365.

CUERDA, A.J., RICKARDS, R.B. y CINGOLANI, C., 1988c. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentine, and its definitive graptolite fauna. Journal of the Geological Society, 145: 749-757, London.

CUERDA, A. J., ARRONDO, O., MOREL, E. y SPALLETTI, L., 1990. Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. Revista del Museo de la Plata, Nueva Serie, Sección Geología, 10(89):185-195.

CUERDA, A. J., CINGOLANI, C. y BORDONARO, O., 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino: 21-30.

DESSANTI, R. N., 1955. La estructura geológica de la sierra Pintada (Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza). Revista Asociación Geológica Argentina, 9 (4) (1954): 246-252.

DI PERSIA, C. A., 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie La Horqueta, zona Sierra Pintada, Dpto. San Rafael, Prov. de Mendoza. Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 29-41.

ESPISÚA, E., 1968. El Paleozoico inferior del río de las Chacritas, Dpto. de Jáchal, Prov. de San Juan, con especial referencia al Silúrico. Revista Asociación Geológica Argentina, 23 (4): 297-311.

FRENGUELLI, J., 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan (nota preliminar). Revista Asociación Geológica Argentina, 6(2): 83-94.

FRENGUELLI, J., 1952. «*Haplostigma furquei*» n.sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 7(1): 5-10.

FURQUE, G., 1956. Nuevos depósitos devónicos y carboníferos de la Precordillera sanjuanina. Revista Asociación Geológica Argentina, 11(1):46-71.

FURQUE, G. y BALDIS, B.A., 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del Noroeste de la Precordillera. 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 241-252.

FURQUE, G. y CUERDA, J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:455-522, Córdoba.

GONZÁLEZ BONORINO, G., 1975a. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 223-246.

GONZÁLEZ BONORINO, G., 1975b. Acerca de la existencia de la Protoprecordillera de Cuyo. Actas 4º Congreso Geológico Argentino, 1:107.

GONZÁLEZ BONORINO, G. y GONZÁLEZ BONORINO, F., 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos «bajo sospecha» de ser autóctonos. Revista Geológica de Chile, 18(2):97-107.

GONZÁLEZ BONORINO, G. y MIDDLETON, G. N., 1976. A Devonian submarine fan in western argentina. Journal of Sedimentary Petrology, 46(1):56-69.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie La Horqueta» del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 241-256.

GOSEN, W. V., BUGGISCH, W. y LEHNERT, O., 1995. Evolution of the Early Paleozoic mélange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Sciences, 8 (3-4): 405-424.

GUERSTEIN, M.B, LAYA, H.A. y PEZZUTTI, W.E., 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de Las Juntas (Departamento Calingasta, Provincia de San Juan). Actas, 2 Jornadas Geológicas Argentinas, 3:231-242.

HALLER, M. A. y RAMOS, V. A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las Provincia de San Juan y Mendoza. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 66-83.

HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. y WALKER, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Short Course 2, 161 p.

HARRINGTON, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal Pais, Provincia de Mendoza. Dirección de Minería y Geología, Boletín Nº 49, 54 p.

HARRINGTON, H. J., 1971. Hoja Geológica 22c «Ramblón», Provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114, 87 pp.

HARRINGTON, H. J. y LEANZA, A. F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Kansas University, Special Publication, 1:1-259.

HEIM, A., 1948. Observaciones tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan, Dirección de Minas y Geología, Boletín 64.

HEIM, A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Revista Asociación Geológica Argentina, 7(1):11-70.

HERRERA, Z.A., 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 2: 289-295.

HUGO, C., LEANZA, H. y MARCHESE, H., 1977. Estratigrafía del Paleozoico inferior en Aguada de los Azulejitos, San Juan, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 32 (3):227-235.

HÜNICKEN, M. A., 1975. Sobre el hallazgo de conodontes en el Silúrico de Loma de los Piojos, Dpto. Jáchal, Provincia de San Juan. Actas, Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 282-291.

HÜNICKEN, M. A. y SARMIENTO, G. N., 1986. Conodontes ludlovianos de la Formación Los Espejos, Talacasto, Provincia de

San Juan, R. Argentina. Actas, 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 3: 225-233.

KAYSER, E., 1876. Über primordiale und Untersilurische schichten aus der Argentinischen Republik. En: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik, Paleontographica, 3(12):1-33, Casel.

KEIDEL, J., 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales Ministerio Agricultura de la Nación, Sección Geología, 15(2):7-102.

KEIDEL, J., 1938. Uber die Gondwanden Argentiniens. Geologische Rundschau, 30 (2):1-2:148-249

KERLLEÑEVICH, S.C., 1967. Hallazgo del Devónico marino en la zona de Calingasta, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina. 22 (4): 291-294.

KERLLEÑEVICH, S. y CUERDA A.J., 1986. Monograptus priodon (Bronn) (Graptolithina) en la Formación La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 33(1-2): 119-126.

KURY, W., 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, I: 321-328.

LEANZA, A. F., 1950. Fósiles gotlándicos en la Formación del Tambolar. Revista Asociación Geológica Argentina, 5(3): 159-162.

LEANZA, A. F., 1968. Acerca del descubrimiento de amonoideos devónicos en la República Argentina (*Tornoceras baldisi* n. sp.). Revista Asociación Geológica Argentina, 23(4): 326-330.

LEHNERT, O., 1995. Geodynamic processes in the Ordovician of the Argentine Precordillera: new biostratigraphic constraints. En: Ordovician Odyssey, Seventh International Symposium on the Ordovician System, Book 77, pp. 75-79, Las Vegas.

LEVY, R. y NULLO, F., 1970a. Terebratúlidos devónicos de Argentina. 1:*Craneana* y *Scaphiocloelia.* Ameghiniana, 7(3):264-274.

LEVY, R. y NULLO, F., 1970b. Terebratúlidos devónicos de Argentina. 2: *Pleurothyrella*. Ameghiniana, 7(4):369-377.

LEVY, R. y NULLO, F., 1972a. Spiriféridos devónicos de Argentina. 1: A*mbocoelia* y *Kozlowskielina.* Ameghiniana, 9(1):45-58.

LEVY, R. y NULLO, F., 1972b. Chonetidae devónicos de Argentina. 1: C*honostropha*. Ameghiniana, 9(2): 138-144.

LEVY, R. y NULLO, F., 1974. La fauna del Ordovícico (Ashgilliano) de Villicum, San Juan, Argentina (Brachipoda). Ameghiniana, 11(2): 173-193.

LÓPEZ GAMUNDI, O. y ESPEJO, I., 1987. Petrofacial analysis of Late Paleozoic sandstones of western Argentine: its paleotectonic significance. American Association of Petroleum Geologist Annual Convention, Abstracts Book, Los Angeles (USA).

MARTÍNEZ, M. y ASTINI, R.A., 1990. Facies de Fan deltaico en la Formación Punta Negra, SO de Jáchal, Precordillera de San Juan. Actas 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 345-351.

MASTANDREA, O., HUGO, C., LEANZA, H. y SPIEGELMAN, A., 1981. Manifestaciones fosfáticas del Silúrico inferior en la quebrada de Talacasto, Provincia de San Juan, Argentina. Actas 2º Congreso Nacional Geología Económica, 2 :683-691.

MELENDI, D. L. y VOLKHEIMER, W., 1982. Datos palinológicos del límite Ordovícico-Silúrico de Talacasto, Provincia de San Juan. Parte I: Base del Silúrico. Revista Asociación Geológica Argentina, 37(2): 221-236.

MÉNDEZ ALZOLA, R. y SPRECHMANN, P., 1971. Algunas orbiculoideas argentinas de la Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 26(4):517-524.

ORTÍZ, A. y ZAMBRANO J.J., 1981. La Provincia Geológica Precordillerana Oriental. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74.

PADULA, E., ROLLERI, E., MINGRAMM, A.R., CRIADO ROQUÉ, P., FLORES, M.A. y BALDIS, B.A., 1967. Devonian of Argentina. International Symposium on the Devonian System, Proceedings, 2:165-199, Calgary.

PERALTA, S.H., 1984. Ludlowiano en la Precordillera Oriental sanjuanina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 4: 296-304.

PERALTA, S.H., 1985a. Graptolitos del Llandoveriano inferior en el Paleozoico inferior clástico del pie oriental de la sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera, Serie «A», Monografías y Reuniones N 2. Asociación Geológica Argentina: 134-138.

PERALTA, S.H., 1985b. El género *Retiolites* Barrande (Graptolithina) en el Silúrico de la Precordillera de San Juan, Argentina. Reunión Comunicación Paleontológicas, Asociación Paleontológica Argentina, p. 80, San Juan.

PERALTA, S.H., 1987. Graptofaunas del Llanvirniano inferior (Ordovícico) y Ludlowiano inferior (Silúrico) en la Formación Rinconada, Precordillera Oriental de San Juan. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafia, 1: 50-66.

PERALTA, S.H., 1990. Silúrico de la Precordillera de San Juan - Argentina. Relatorio 11º Congreso Geológico Argentino: 48-64.

PERALTA, S.H., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino-clásticos eopaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. Actas, 12º Congreso Geológico Argentino, 1: 128-137.

PERALTA, S.H., 1994. Discontinuidades estratigráficas en la sucesión marino-clástica eopaleozoica de la Precordillera de Cuyo: análisis y correlaciones. Actas 5a Reunión Argentina de Sedimentología: 193-198.

PERALTA, S.H. y ACEÑOLAZA, F.G., 1988. Paleohelminthoida Ruchholz (Traza Fósil) en los estratos basales de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil del río San Juan, Precordillera Central del Oeste argentino. Correlación Geológica 5:195-198.

PERALTA, S.H. y BALDIS, B.A., 1990. *Glyptograptus perculptus* en la Formación Don Braulio (Ashgilliano tardío Llandoveriano temprano), Sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan. Actas 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 67-72.

PERALTA, S.H. y BALDIS, B.A., 1992. Diamictitas del Ordovícico tardío sudamericano: correlaciones regionales y su relación con un evento glacial gondwánico. Actas 4a Reunión Argentina de Sedimentología, 3:169-176.

PERALTA, S.H. y CARTER, C.H., 1990a. Facies de plataforma e icnofacies asociadas de la Formación Tambolar (Silúrico), en su localidad tipo, Precordillera Central sanjuanina. Actas de la 3ª Reunión Argentina de Sedimentología: 339-344.

PERALTA, S.H. y CARTER, C. H., 1990b. La Glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: Evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 181-185.

PERALTA, S. H. y LEÓN, L., 1993. Estratigrafía, sedimentología y correlación de los depósitos silúricos de Pachaco, Precordillera Central sanjuanina. 12º Congreso Geológico Argentino, 1: 142-147.

PERALTA, S.H. y MEDINA, E., 1985. Estratigrafía de la Formación Rinconada en el borde oriental del cerro Pedernal, Precordillera Oriental de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera, Serie «A»: Monografías y Reuniones 2: 237-242.

PERALTA, S.H. y RUZYCKI de BERENSTEIN, L.J., 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. Actas 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 334-338.

PERALTA, S.H., ULIARTE, E.R. y LANZILOTTA, I., 1985. Estudio de los depósitos sedimentarios ferruginosos del Silúrico de la Precordillera de San Juan. Actas Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera, Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, 2: 301-306.

PERALTA, S.H., GAMBOA, L.A. y BALDIS, B.A., 1989. Icnofacies de zoophycos: su posición estratigráfica e interpretación de su recurrencia en el Silúrico-Devónico de la Precordillera Central Sanjuanina. Reunión Proyecto 270 IGCP: "Eventos del Paleozoico Inferior en Latinoamérica". Correlación Geológica Nº 5: 199-209. Tucumán.

PERALTA, S.H., LEÓN, L.I. y CARTER, C.H., 1995. Estratigrafía de las sedimentitas del Eopalezoico-Terciario de Pachaco, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. Revista Ciencias, 4 (6): 41-55, Publicación Universidad Nacional San Juan.

PERALTA, S.H., PÖTHE de BALDIS, E.D. y ACEÑOLAZA, G.F., (en preparación). Elementos de correlación estratigráfica del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 2ª Jornada de Geología de Precordillera, San Juan.

POIRÉ, D. y MOREL, E., 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de niveles con plantas, en sucesiones silurodevónicas de la Precordillera argentina. Actas 6ª Reunión Argentina de Sedimentología: 205-210.

PÖTHE de BALDIS, E.D., 1981. Paleomicroplancton y miosporas del Ludlowiano inferior de la Formación Los Espejos en el perfil de Los Azulejitos, en la Provincia de San Juan, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 13 (2): 231-265.

PÖTHE de BALDIS, E. D., 1987. Microplancton del Llandoveriano superior-Wenlockiano inferior, asociación de *Deunfia-Domasia*, de la Formación La Chilca, aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 89-94.

PÖTHE de BALDIS, E.D. (prensa) a. Acritarcas de la Formación Los Espejos (Silúrico superior) del perfil Aguada de los Azulejitos, San Juan, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 37 pp., Madrid.

PÖTHE de BALDIS, E.D. (en prensa)b. Acritarcas del Ludlowiano inferior-me-

dio de la Formación Don Braulio, Precordillera Oriental, Provincia San Juan, Argentina. Revista Española de Micropaleontología.

PÖTHE de BALDIS, E.D. e ICHAZO, G., 1987. Quitinizoos de edad Llandoveriana del Grupo Villavicencio en la Quebrada de Santa Clara, Mendoza, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 85-88.

PÖTHE de BALDIS, E. D., CARDO, R. y PELICHOTTI, R., 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal. Revista Asociación Geológica Argentina, 42(3-4): 460-471.

PÖTHE de BALDIS, E.D., ÁVILA, C.R. y BALDIS, B.A., (en prensa)b. Quitinozoos del Silúrico superior (Ludlowiano medio superior) de la Formación Los Espejos, de la Precordillera Central, San Juan, Argentina, y sus conexiones gondwánicas. 12º Congreso Geológico Boliviano, Tarija.

QUARTINO, B., ZARDINI, R. y AMOS, A., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal - Calingasta. Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía Nº 1.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5(6):855-880.

RUBINSTEIN, C. V., 1989a. Acritarcos del Silúrico superior del valle del río Jáchal, Provincia de San Juan, República Argentina. Parte I: Subgrupos Acathomorphitae y Sphaeromorphitae. Revista Española de Micropaleontología, 21(3): 449-476.

RUBINSTEIN, C. V., 1989b. Acritarcos del Silúrico del valle del río Jáchal (Formación Los Espejos), Provincia de San Juan, República Argentina. Subgrupos: Herkomorphitae, Netromorphitae y Pylogonomorphitae. Ameghiniana, 26(1-2): 83-100.

RUBINSTEIN, C. V., 1990a. Acritarcos del Silúrico del valle del río Jáchal (Formación Los Espejos), Provincia de San Juan, República Argentina. Subgrupos: Prismatomorphitae, Pteromorphitae y acritarcos de ubicación incierta. Ameghiniana, 27(1-2): 95-106.

RUBINSTEIN, C. V., 1990b. Esporas del Silúrico superior (Formación Los Espejos) de la Precordillera sanjuanina, Argentina. Serie Correlación Geológica, 9:93-106, Tucumán.

RUBINSTEIN, C. V., 1992a. Palinología del Silúrico superior (Formación Los Espejos) de la quebrada de Las Aguaditas, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 29(3): 231-248.

RUBINSTEIN, C. V., 1992b. Palinología del Silúrico superior (Formación Los Espejos) de Lomas de los Piojos, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 29(4): 287-303.

RUBINSTEIN, C.V., 1993. Primer registro de miosporas y acritarcos del Devónico inferior en el «Grupo Villavicencio», Precordillera de Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 30(2): 219-220.

SÁNCHEZ, T.M., BENEDETTO, J.L. y ASTINI, R.A., 1993. Eventos de recambio faunístico en secuencias depositacionales del Ordovícico tardío-Devónico temprano de la Precordillera de San Juan, Argentina. Actas, 12º Congreso Geológico Argentino, 2: 281-188.

SESSAREGO, H.L., 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas, aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las sierras del Tigre, Provincia de San Juan. Tesis de Doctorado (Inédito). Universidad de Buenos Aires.

STEPHENS, G., NULLO, F., HANGER, R. y BALDAUF, P., 1995. The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tie between North and South America. (Abstract), Geological Society of America, Annual Meeting.

VOLKHEIMER, W., PÖTHE de BALDIS, E.D. y BALDIS, B.A., 1980. Quitinozoos de la base del Silúrico de la Sierra de Villicum (Provincia de San Juan, Argentina). Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», 2 (6): 121-135.

WAISFELD, B., TORO, B. y BRUSSA, E., 1988. Trilobites silúricos de la Formación Los Espejos, sector occidental del cerro del Fuerte, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 25(4): 305-320.

ZÖLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona Barreal. Revista Asociación Geológica Argentina, 5(3): 111-126.

Recibido: agosto 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (11): 239 - 260, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 11

CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE LAS SIERRAS SUBANDINAS, CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

Carlos L. Azcuy y Mercedes di Pasquo

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de secuencias sedimentarias neopaleozoicas en esta región, se remonta a principios de siglo con los hallazgos de plantas fósiles realizados por Bodenbender (1906) en las cercanías de Orán, Salta. Este autor señala la presencia de *Phyllotheca* y *Equisetites*, géneros cuyo registro en otras áreas gondwánicas sugiere una antigüedad pérmica.

Bonarelli (1914, 1921) reúne bajo el nombre de «Areniscas Inferiores» un conjunto clástico que subdivide en una serie inferior y otra superior. Poco después Mather (1922) reconoce las clastitas observadas por Bonarelli, a las que redesigna como «Bermejo Series» y, por primera vez, sugiere un origen glacial para parte de esos depósitos.

Schlagintweit (1937), realiza estudios en el río Caraparí y la sierra de Aguaragüe, reconociendo las «Areniscas Inferiores» citadas por Bonarelli a las que subdivide en tres conjuntos que, de abajo hacia arriba, denomina «Gondwana», «Arcillas Coloradas» y «Areniscas Inferiores». A partir de las observaciones de Schlagintweit, el paquete sedimentario apoyado sobre capas devónicas y cubierto por calizas y dolomías fue denominado global o parcialmente como «Gondwana» y atribuido por largo tiempo al permotriásico.

La mayor parte de las denominaciones que llevan actualmente las unidades litológicas carboníferas, tanto en Bolivia como en la Argentina, corresponden a nombres de accidentes geográficos o localidades del territorio boliviano. Esto se debe a que en ese país los afloramientos son más extensos y se hallan mejor expuestos que en la Argentina.

Arigós y Vilela (1949), realizan una importante contribución al ordenamiento del «Gondwana» de las Sierras Subandinas en la región de Tartagal, al que proponen dividir en cinco unidades: Tupambi, Tarija, Aguaragüe y San Telmo de edad pérmica, y la superior, Mandiyutí, triásica. Este último trabajo y el de Padula y Reyes (1958), referido al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, contribuyen a mejorar el uso de la nomenclatura litológica y sientan una base más firme para la correlación de unidades pérmicas entre Bolivia y la Argentina.

Las contribuciones siguientes marcan sucesivos avances en el conocimiento del «Gondwana» subandino. Criado Roque et al. (1960), ubican la Formación Tupambi por primera vez en el Carbonífero. Fernández Carro et al. (1965), dividen el paquete sedimentario en tres conjuntos: Gondwana inferior, medio y superior; sin embargo el problema de la antigüedad de las capas permanece sin resolver. La correlación de las unidades reconocidas requiere el conocimiento cierto de su antigüedad, la cual será alcanzada a partir de su contenido paleobiológico compuesto esencialmente por palinomorfos. Los estudios palinológicos son por entonces informes inéditos de compañías petroleras, en los cuales se comienzan a incluir datos palinológicos que contribuyen a delinear una edad de las unidades.

Reyes (1972) realiza una síntesis del Neopaleozoico subandino, boliviano y argentino, reconociendo siete Formaciones: Itacua, Tupambi, Itacuamí, Chorro, Taiguati, Escarpment y San Telmo. Las tres primeras las ubica en el Carbonífero Inferior y las restantes en el Carbonífero Superior. En la Argentina un aporte similar es el realizado por Mingramm et al. (1979), quienes reconocen sólo cuatro Formaciones: Tupambi, Tarija, Escarpment y San Telmo. La primera y la parte basal de la segunda son atribuidas al Carbonífero Inferior y el resto al Carbonífero Superior.

En 1981, Azcuy y Laffitte aportan una nueva interpretación sobre la antigüedad de los Grupos Macharetí y Mandiyutí, al reconocer la presencia de palinomorfos devónicos redepositados en la cuenca carbonífera. De esta forma queda confirmada la antigüedad carbonífera tardía para las unidades de los dos grupos.

Recientes contribuciones son las realizadas por Salfity et al. (1984), Villa et al. (1984), Azcuy (1985), Azcuy y Caminos (1988) y López Gamundi y Rossello (1993a), donde se analizan la estratigrafía, paleogeografía y fases diastróficas que afectaron la región; López Gamundi (1986) realiza el estudio de las diamictitas de la Formación Tarija. Salfity et al. (1987), efectúan una síntesis del conocimiento de los depósitos carboníferos; Starck et al. (1993a y b), discuten los ciclos sedimentarios mayores (sector occidental y sur de la cuenca) y la naturaleza de la discordancia precarbonífera, y finalmente Starck (1995) analiza la evolución de la cuenca.

DISTRIBUCIÓN AREAL

Los depósitos neopaleozoicos que afloran en la provincia de Salta, y en mucho menor medida en la de Jujuy, conforman el extremo sur de extensas exposiciones de rocas de esa edad, las cuales tienen su mayor desarrollo en territorio boliviano (Figura 1).

Con referencia a las capas de edad carbonífera presentes en el noroeste argentino, éstas consisten en afloramientos de relativa extensión y potencia, los cuales se ubican principalmente en las Sierras Subandinas y en mucho menor proporción en la Puna y en el borde este de la Cordillera Oriental. Un importante desarrollo de depósitos de esa edad ha sido reconocido en el subsuelo, alcanzando también parcialmente el Chaco Salteño. Esta información proviene del alto número de sondeos realizados por diversas compañías petroleras para desarrollar la prospección y explotación de hidrocarburos en la región.

UBA y CONICET. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón II, (1428) Nuñez, Buenos Aires.

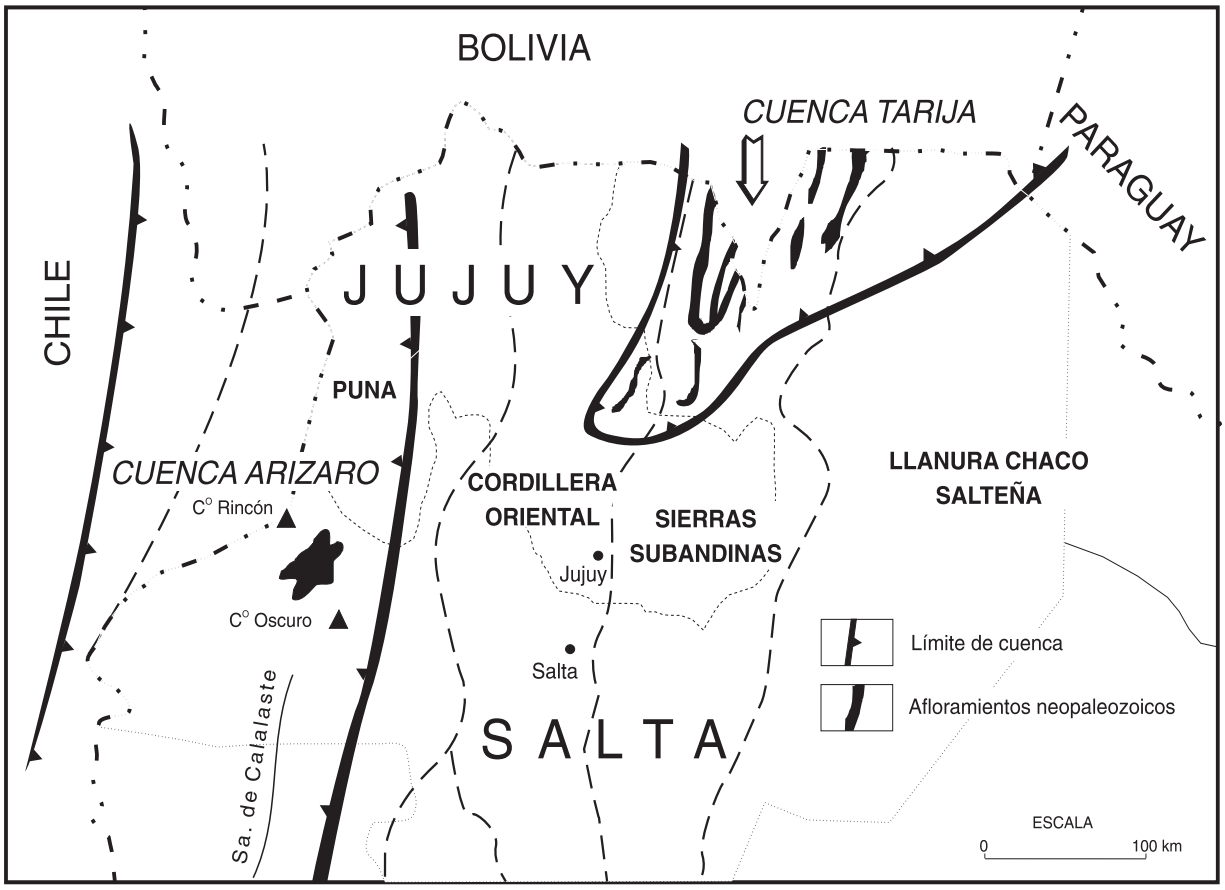


Figura 1. Distribución areal de los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Tarija y Arizaro.

Los depósitos pérmicos, en cambio, son menos extensos y se hallan distribuidos principalmente en la Puna (Salar de Arizaro) y Sierras Subandinas (ríos Caraparí y Bermejo), también en la provincia de Salta.

MARCO TECTÓNICO GENERAL

Los depósitos neopaleozoicos tienen una amplia distribución en América del Sur, y tanto sus afloramientos como los depósitos de subsuelo se pueden agrupar principalmente en dos regiones o áreas, de acuerdo con la evolución tectónica (colisiones y amalgamaciones) de los cratones que formaron originalmente la placa Sudamericana. Hacia el final del Devónico, los movimientos de la fase Chánica produjeron orogenias y subsidencias que modelaron las cuencas que serían rellenadas por las secuencias carbonífero-pérmicas. En consecuencia, un conjunto de cuencas ubicadas en la región oriental, más estable, tempranamente cratonizada, se reúnen en el dominio Atlántico, en tanto que las relacionadas con áreas de mayor movilidad en el oeste, vinculadas con procesos de subducción y arcos magmáticos durante el Paleozoico Inferior, se agrupan en el dominio Pacífico (Azcuy, 1985; Cuerda et al., 1987; Azcuy y Caminos, 1988) (Figura 2).

En el territorio argentino, las rocas permocarboníferas se disponen en un conjunto de cuencas sedimentarias que siguen los lineamientos antes mencionados. La separación en dos grandes regiones, Atlántica y Pacífica, refleja el comportamiento de antiguas áreas rígidas como el Cratón Central Argentino o Arco Pampeano (Bracaccini, 1960; Baldis et al., 1975; Salfity et al., 1975), el borde sudoccidental del Cratón de Guaporé, el Arco de Asunción (Mégard et al., 1971; Salfity y Gorustovich, 1978), el Cratón del Río de la Plata y los Macizos de Somun Curá y del Deseado.

Estas estructuras mayores permiten reconocer en el área Atlántica, la cuenca Chacoparanense (intracratónica) con su conexión hacia el sur, la cuenca Sauce Grande-Colorado o antefosa de Claromecó; la cuenca La Golondrina, de rift; y la cuenca Malvinas (Azcuy, 1985; Ramos y Palma, 1996).

Por otra parte, en el dominio Pacífico las secuencias neopaleozoicas se extienden desde el límite con Bolivia hasta las comarcas patagónicas, ocupando las siguientes áreas de sedimentación: cuencas Tarija y Paganzo, de antepaís; cuenca San Rafael; cuencas Arizaro, Río Blanco, Calingasta-Uspallata y Tepuel-Genoa, de trasarco (Coira et al., 1982; Azcuy, 1985; Niemeyer et al., 1985; Azcuy y Caminos, 1988). Depósitos neopaleozoicos aflorantes entre Esquel y Bahía La Lancha interpretados como de antearco, configuran otra cuenca aún no definida (Azcuy, 1985; Ramos y Palma, 1996).

EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

El evento tectónico de mayor relevancia relacionado con la historia y características de las espesas secuencias neopaleozoicas presentes en el noroeste de la Argentina, es el impacto sobre el margen gondwánico pampeano del bloque de Arequipa. Los procesos de subducción, colisión y acreción de este bloque, contribuyeron a dar marco a la formación de las cuencas neopaleozoicas que alojarían los depósitos de esa edad.

Hacia el comienzo del ciclo Famatiniano, en el norte de Chile, Puna Argentina y Cordillera Oriental, Coira et al.

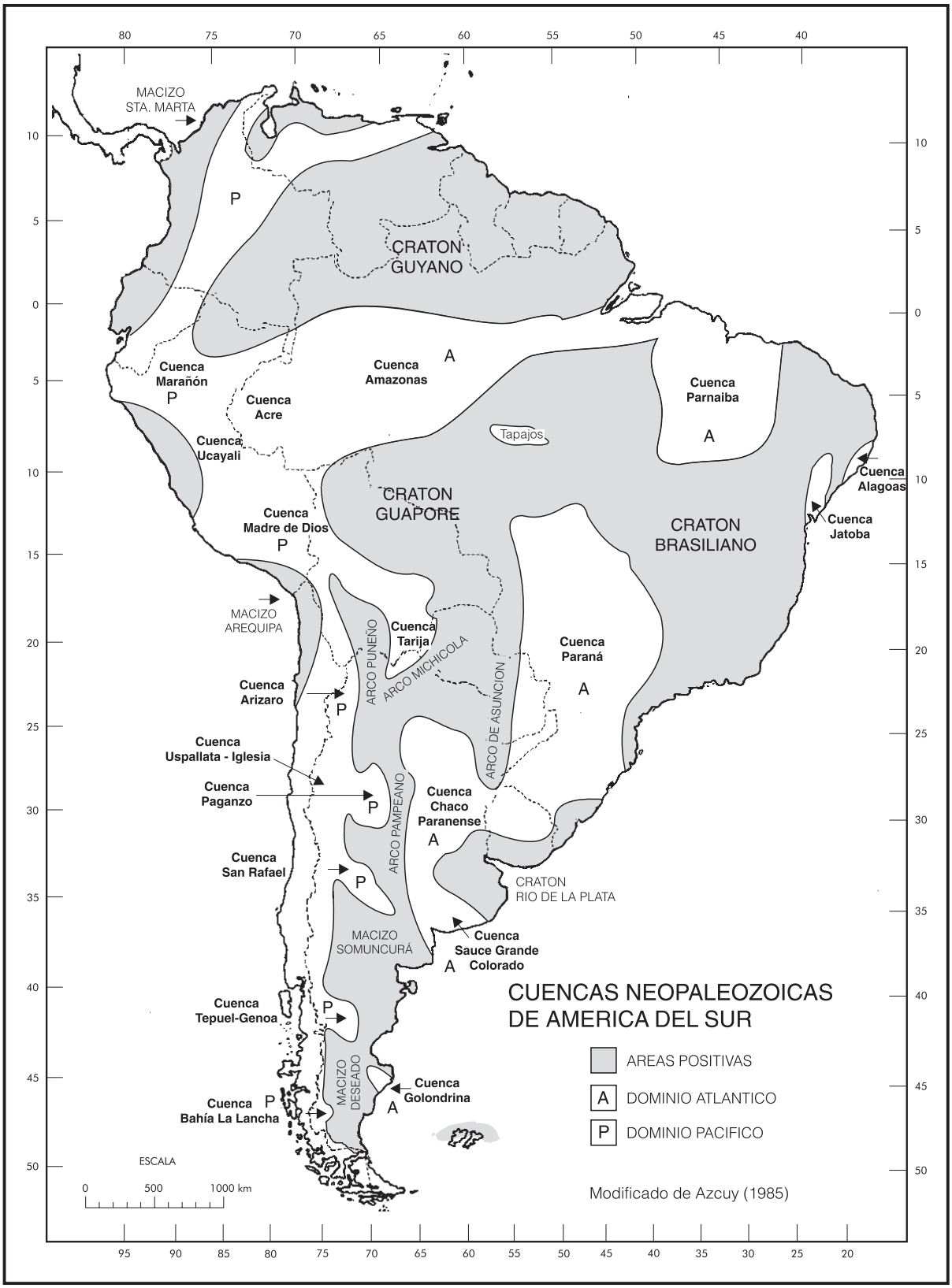
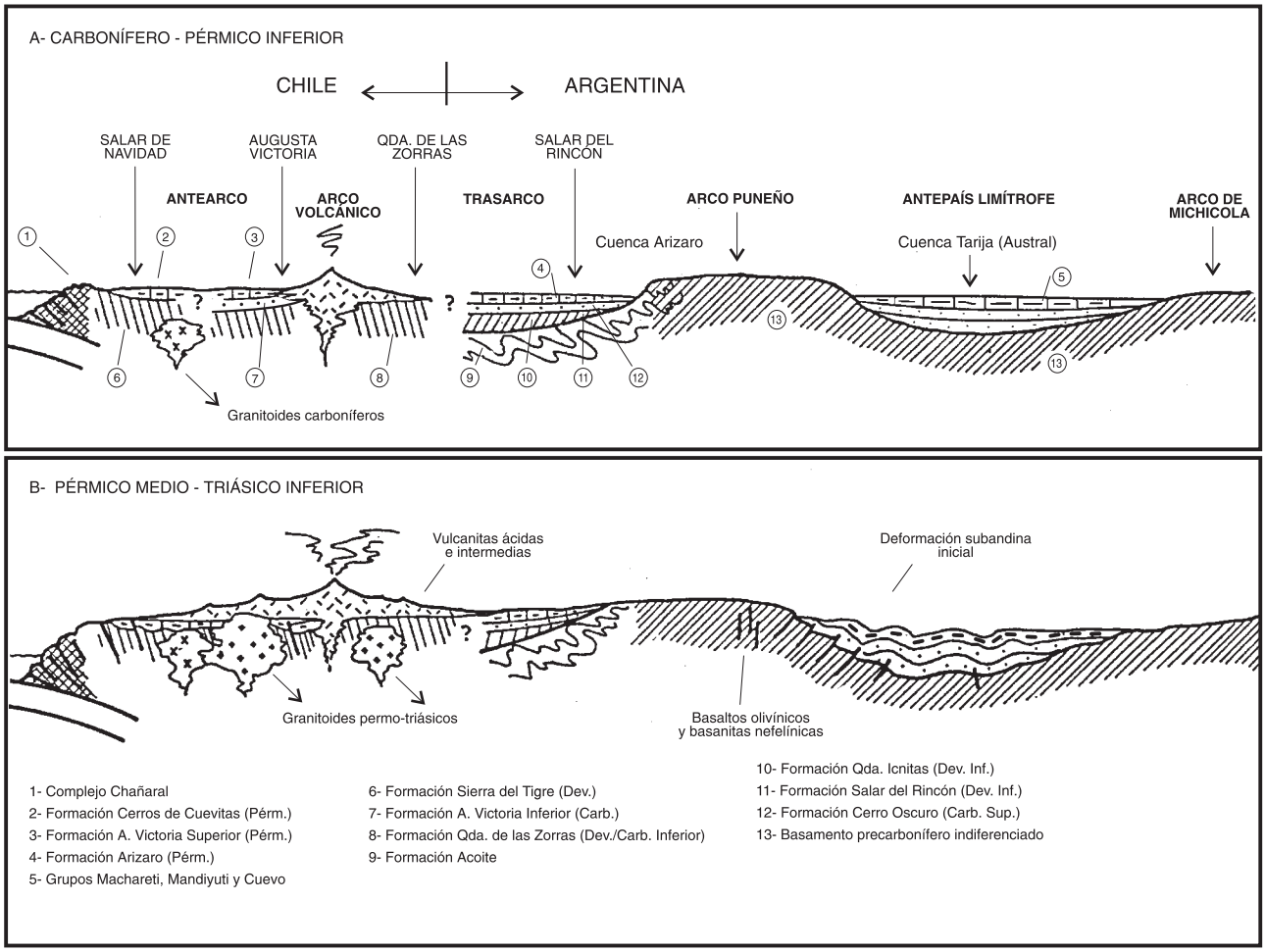


Figura 2. cuencas neopaleozoicas de América del Sur (modificado de Azcuy, 1985)

(1982) sugieren que durante la sedimentación marina de las rocas cambro-ordovícicas, tuvo lugar un importante adelgazamiento de la corteza siálica entre la placa de Arequipa y el borde del cratón. Este proceso, acompañado por el sincrónico emplazamiento de un arco magmático, culmina hacia los tiempos del límite Ordovícico-Silúrico con una importante fase de deformación denominada Oclóyica (Turner y Méndez, 1975). Según Coira y Ramos (en Coira et al., 1982), esta fase se produce con el cierre de la cuenca oceánica y la colisión del bloque de Arequipa contra el margen de la placa Sudamericana, cuyo límite tectónico atestigua la Faja Eruptiva de La Puna (Méndez et al., 1973; Salfity et al., 1975; Mon, 1979), y el posterior levantamiento del Arco Puneño (Salfity, 1980).



Figuras 3 a y b. Cortes esquemáticos mostrando la evolución, durante el Carbonífero-Triásico inferior, del sector comprendido entre los 20° y 25° S (basado en Azcuy y Caminos, 1988).

La subsiguiente depositación marina producida durante el Silúrico-Devónico estuvo controlada por el Arco Puneño. Areniscas y lutitas marinas de plataforma se depositaron al este, en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, en tanto que al oeste se reconocen depósitos de edad devónica inferior, denominados en la Argentina, Formación Salar del Rincón (Aceñolaza et al., 1972; véase este volumen, capítulo 9) y su probable equivalente en Chile, Formación El Toco. Estos depósitos fueron deformados durante el Devónico tardío-carbonífero temprano por la fase Chánica (Turner y Méndez, 1975), y afectados durante el Carbonífero Inferior por un plutonismo calcoalcalino (360-323 Ma) al que Coira et al. (1982) interpretan como una probable reactivación pos-orogénica de la subducción. La fase Chánica cierra el ciclo Famatiniano en esta región, y genera el piso estructural sobre el que se van a depositar las sedimentitas neopaleozoicas (Davidson et al., 1981).

Los movimientos de la fase Chánica producen el levantamiento de la Protocordillera Oriental al este del Arco Puneño, con lo cual da comienzo el ciclo Gondwánico (Ramos, 1988). La subsidencia y el apilamiento tectónico producido al naciente de estas áreas positivas origina la cuenca Tarija, interpretada como una cuenca de antefosa por Ramos y Palma (1996), donde se depositan secuencias terrígenas mixtas con capas rojas y calizas. Al poniente, depósitos que incluyen sucesiones marinas carbonatadas rellenan la cuenca de trasarco de Arizaro, (Figura 3).

CUENCA TARIJA

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Tarija presenta su mayor desarrollo en territorio boliviano, con una superficie de más de 300.000 kilómetros cuadrados. Su forma sigue el lineamiento de las Sierras Subandinas y se halla limitada al noreste por el cratón de Guaporé, al este por el alto de Izozog, al sudeste por el arco de Michicola y al oeste por el arco de La Puna. Solamente su porción sur penetra en Argentina (Figura 4).

La historia geotectónica de la parte sur de la cuenca Tarija y de la de Arizaro se vincula con los movimientos oclóyicos, como fue citado más arriba. Hacia el final del Devónico, con la acreción más al sur, del bloque Chilenia sobre la placa gondwánica (Ramos et al., 1984; Ramos, 1988), dan comienzo los movimientos chánicos (Turner y Méndez, 1975). Esta fase produce la deformación de los depósitos precarboníferos, el levantamiento de la Protocordillera Oriental y la subsidencia que da origen a la cuenca Tarija, donde se depositan las molasas de los Grupos Macharetí y Mandiyutí (Salfity et al., 1987; Azcuy y Caminos, 1988) (véase Figura 3A).

DISCORDANCIA PRE-CARBONÍFERA

Las características y efectos tectosedimentarios de los movimientos ocurridos a fines del Devónico, resultan de la mayor importancia para interpretar la historia de los depósitos que conforman el sustrato de la cuenca carbonífera y su relleno posterior. Debido a la orogenia Chánica, durante el Devónico tardío se produjo la inversión de las cuencas del Paleozoico temprano. Una rápida disminución de la deformación hacia el este se observa desde la Sierras Subandinas hacia el Chaco Salteño.

Los depósitos del Paleozoico inferior que corresponden a la parte superior del sustrato de la cuenca en la Argentina, están constituidos casi exclusivamente por pelitas de plataforma conocidas como Formación Los Monos. Estas capas conforman la supersecuencia Aguaragüe en el sentido de Starck et al. (1993b), con un espesor máximo aproximado de 1000 m y una distribución areal que sobrepasa holgadamente los límites de la cuenca neopaleozoica.

Los movimientos chánicos serían la causa de la importante discordancia angular erosiva que biseló un considerable paquete de estratos devónicos. Esto se apoya en las siguientes evidencias: a) la edad atribuida a las capas superiores de la Formación Los Monos, tanto en afloramiento como en subsuelo es givetiana-frasniana (Vistalli, 1989; Ottone, 1996) y b) la edad de la Formación Tupambi, westphaliana (Azcuy y Laffitte, 1981; Azcuy et al., 1984; Azcuy y Caminos, 1987). Sin embargo, el lapso de varias decenas de millones de años que separa esas edades, no representa en su totalidad un hiato depositacional, ya que en todos los depósitos del Carbonífero tardío de la parte argentina de la cuenca Tarija, analizados palinológicamente (superficie y subsuelo, incluyendo coronas), aparecen palinomorfos retrabajados del Devónico *s.l.*, del límite Devónico-Carbonífero y también del Carbonífero más temprano (di Pasquo y Azcuy, 1997 a y b). Esto confirmaría que la discordancia producida por los movimientos chánicos, produjo la erosión de espesas secuencias desde la base del Carbonífero hasta el Devónico *s.l*. Esto dicho de otra manera, sugiere que la sedimentación de la supersecuencia Aguaragüe habría alcanzado el tope del Devónico, como la prueba la presencia de *Retispora lepydophyta* dentro del conjunto de palinomorfos redepositados en capas del Carbonífero tardío de Argentina (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

Otros elementos de juicio surgen de considerar la fase Tatarenda, discontinuidad reconocida en Bolivia al finalizar el Devónico (Suárez Soruco, 1989). En sectores más alejados de los bordes de cuenca, sobre las capas cuspidales de ese período representadas en el país vecino por la Formación Iquirí, se dispone en discordancia erosiva la Formación Saipurú (Suárez Soruco y López Pugliessi, 1983). Esta unidad, conocida antiguamente como T3, ha sido asignada al Struniano-Tournaisiano sobre la base de la presencia de *Retispora lepidophyta*, *Knoxisporites literatus* y *Retus-otriletes incohatus* entre otras especies (Pérez Leyton, 1991). Asimismo, la culminación del ciclo Cordillerano de los geólogos bolivianos es atribuida a la fase Eohercínica=Chiriguana, la que habría originado la discordancia que separa las unidades Saipurú y Tupambi (Suárez Soruco, 1989).

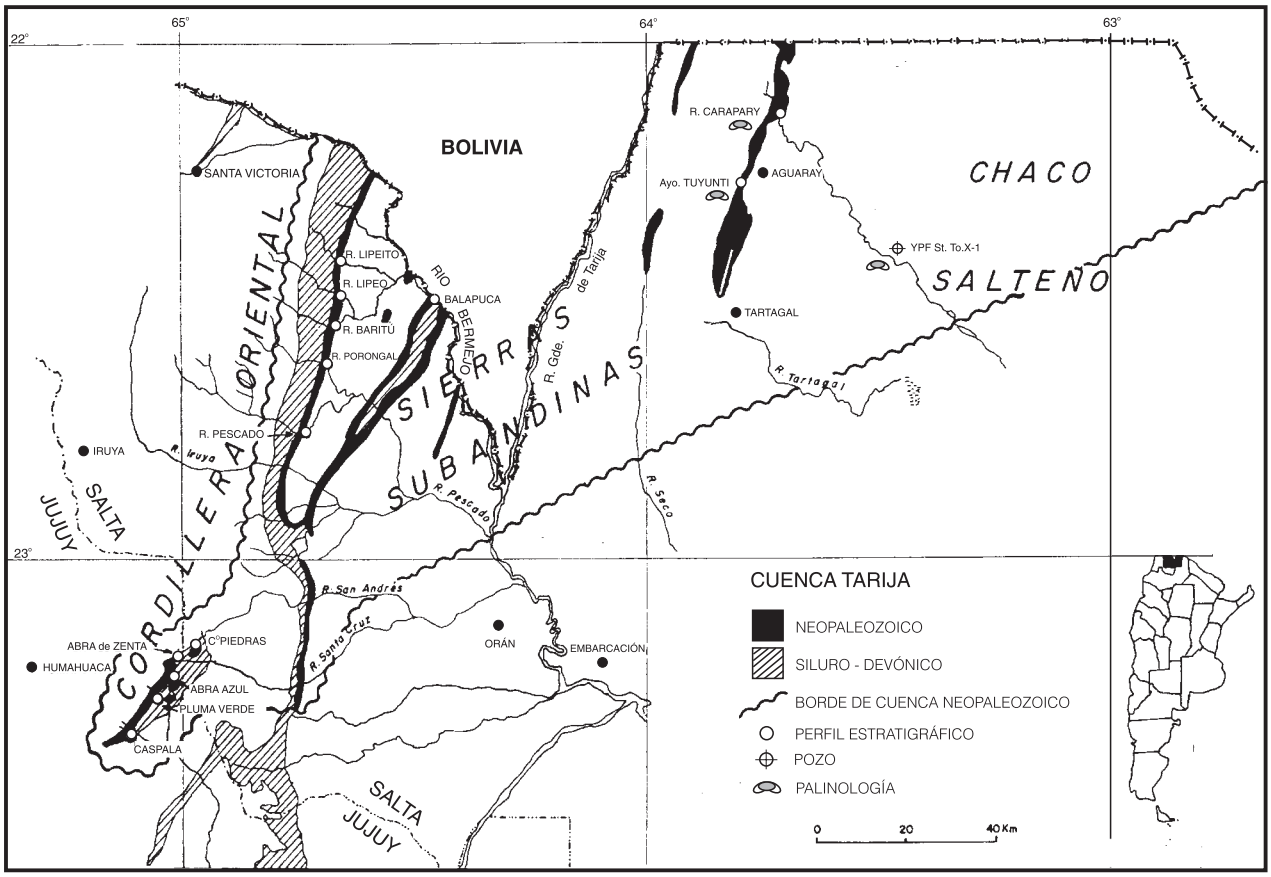


Figura 4. Cuenca Tarija (modificado de Starck et al., 1993b).

El análisis y discusión de las microfloras provenientes de la Formación Saipurú y otras unidades equivalentes como Toregua, Cumaná y Retama, permitió reconocer en estas entidades la presencia de palinomorfos del Carbonífero temprano junto con otros devónicos redepositados. Entre estos últimos se incluye *Retispora lepydophyta*, una especie con registro mundial y exclusivo en el Struniano. Por lo tanto, los hallazgos citados sugieren que la edad struniana- tournaisiana (o más joven), aceptada hasta ahora por los geólogos bolivianos para estas unidades (Suárez Soruco y López Pugliessi, 1983; Sempere, 1990; Isaacson y Díaz Martínez, 1995), debe ser reinterpretada y restringida al Carbonífero temprano (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

Finalmente, la discordancia entre las unidades del Carbonífero inferior y aquéllas del Devónico habría sido producida por los movimientos chánicos (= Tatarenda), mientras que la discontinuidad registrada entre las unidades del Carbonífero inferior y superior podría ser atribuida a movimientos póstumos de la fase chánica (=Chiriguana?), o a fenómenos producidos por la acción del hielo cuyo máximo englazamiento, en la parte sur de la cuenca, habría ocurrido durante el Carbonífero temprano tardío (véase la Figura 6b; Veevers y Powell, 1987). Un dato de interés es la falta (por lo menos hasta ahora) de depósitos del Carbonífero inferior en la parte argentina de la cuenca Tarija, cuya depositación y posterior erosión ha sido confirmada a partir de estudios palinológicos recientes (di Pasquo y Azcuy, 1997 a y b). Las posibles causas de la erosión de estos depósitos serían las arriba citadas: diastrofismo y/o acción glacial.

Evidencias de los movimientos chánicos son también conocidas de la subcuenca Río Blanco (Argentina), donde en los alrededores de Malimán se reconocen potentes depósitos atribuidos al Carbonífero inferior (Scalabrini Ortíz, 1972), los cuales se disponen discordantemente sobre capas devónicas no cuspidales (Baldis y Sarudiansky, 1975) deformadas por la fase Chánica. Asimismo, en la sierra de Las Minitas, espesas secuencias devónicas (Carrizo y Azcuy, 1997) están sobrepuestas en discordancia angular por estratos de edad carbonífera tardía (véase este volumen, Capítulo 12).

De las situaciones consideradas en la cuenca Tarija (Argentina y Bolivia) y en la subcuenca Río Blanco (sierra de La Punilla-Bolsón de Jagüé), se puede inferir: a) que la fase Chánica=Tatarenda está presente en ambas cuencas y su ubicación temporal es coincidente y ocurre al finalizar el Devónico y b) que la fase Chiriguana está presente sólo en Bolivia, pues en la parte argentina de la cuenca Tarija faltan, hasta ahora, depósitos del Carbonífero inferior.

PALEOVALLES Y GLACIACIÓN NEOPALEOZOICA

La sedimentación neopaleozoica se inicia con el relleno de paleovalles labrados sobre el sustrato devónico, los que evidencian el carácter erosivo de la discordancia angular que separa las secuencias siluro-devónicas de la neopaleozoica (Sempere, 1990; Starck et al., 1993b).

En numerosas secciones estratigráficas de afloramiento y subsuelo se ha observado que, donde la secuencia devónica se encuentra más erosionada, la Formación Tupambi y en particular su Miembro Arenoso Inferior, presenta su máximo espesor. Esto sugiere que, al menos en forma local, la irregular erosión del Devónico y el variable espesor de Tupambi serían expresiones de un paleorelieve devónico inicial (Villa et al., 1984; Starck et al., 1993b), labrado durante el Carbonífero temprano tardío (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

Sobre la base de correlaciones estratigráficas niveladas a una línea de tiempo dentro del Carbonífero, fueron reconocidos en secciones aflorantes por lo menos dos paleovalles: Baritú en el oeste de las Sierras Subandinas, y Pluma Verde en el este de la Cordillera Oriental, los cuales alcanzaron alrededor de 10 km de ancho. Estos habrían ejercido un fuerte control en la depositación inicial de las sedimentitas carboníferas (Starck et al., 1993b) (Figura 5).

Los paleovalles y canales que caracterizan la discordancia chánica en esta cuenca, habrían sido cavados durante épocas de *lowstand* (bajo nivel del mar o regresión) glacio-eustático como resultado del aumento del englazamiento gondwánico (Sempere, 1990). Durante ese tiempo, grandes espesores de estratos devónicos fueron erodados por la glaciación; el paleopolo sur habría estado ubicado en el centro-sur de África (Conti y Rapalini, 1993).

Por su posición paleolatitudinal aproximadamente 65º Sur durante el Carbonífero temprano tardío (Figura 6B), la cuenca Tarija habría estado dentro del área de influencia glacial y sus depósitos diamictíticos tendrían un origen glaciario, probablemente compuesto, formado por hielos continentales y de montaña. Los primeros podrían explicar la ausencia total(?) de depósitos del Carbonífero temprano (en la parte argentina de la cuenca) y los últimos estarían principalmente vinculados con los terrenos elevados que actuaron como bordes de cuenca, originando valles glaciarios cuyos depósitos fluyeron dominantemente hacia el norte (Williams, 1995; Tankard et al., 1995).

Los elementos glaciarios comunes, presentes en las unidades estratigráficas superpuestas que componen la secuencia carbonífera en esta región, responden en gran medida a las oscilaciones glacio-eustáticas, que produjeron el relleno de estos paleovalles (y del resto de la cuenca) durante los momentos de transgresión que acompañaron el retroceso de los hielos. Asimismo, estas oscilaciones glacio-eustáticas han sido registradas en la mayoría de las cuencas carboníferas del Gondwana (Veevers y Powell, 1987; Eyles, 1993; Eyles et al., 1995).

ESTRATIGRAFÍA

En la parte argentina de la cuenca, la sucesión estratigráfica carbonífera ha sido reunida en dos unidades secuenciales separadas por una discontinuidad de escaso valor cronológico. Las secuencias coinciden a grandes rasgos con los Grupos Macharetí (Formaciones Tupambi, Itacuamí y Tarija) y Mandiyutí (Formaciones Escarpment y San Telmo). En Bolivia, el primero de estos grupos presenta algunas unidades no registradas en la Argentina.

La secuencia pérmica incluye las dos unidades basales del Grupo Cuevo y sobreyace en discordancia a las sedimentitas de la Formación San Telmo. El Grupo se halla conformado por las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú. Actualmente se le atribuye una edad permo-triásica (Sempere et

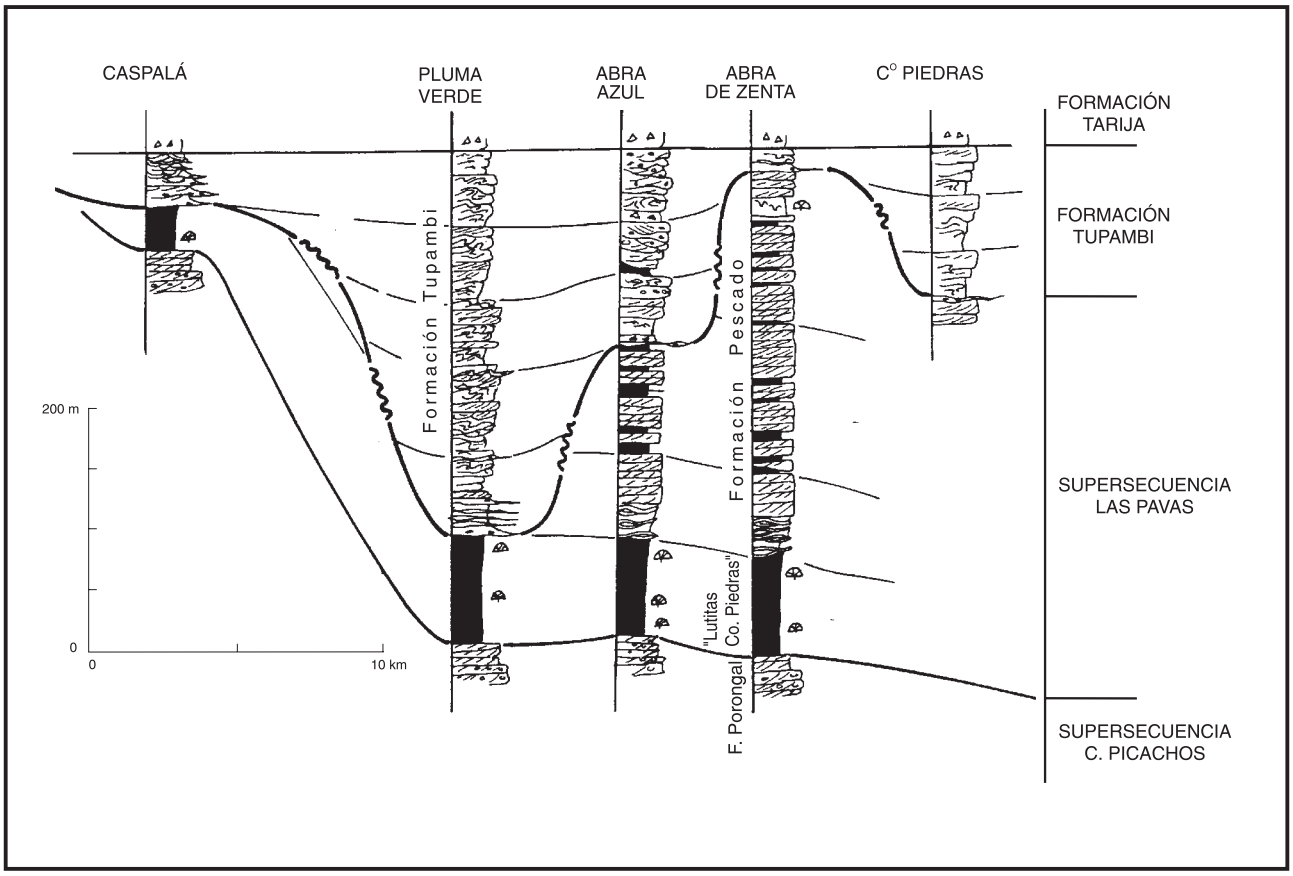


Figura 5. Secciones estratigráficas en Cordillera Oriental niveladas a la base de la Formación Tarija que evidencian el Paleovalle de Pluma Verde (modificado de Starck et al., 1993b)

al., 1992), y se duda que la Formación Ipaguazú forme parte del mismo (Oller y Sempere, 1990).

Las Supersecuencias neopaleozoicas

La sucesión estratigráfica fanerozoica del noroeste de la Argentina ha sido reinterpretada recientemente por Starck (1995), aplicando modernos conceptos derivados de la técnica estratigráfica secuencial (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990). Dentro de este esquema tectonoestratigráfico, las unidades carbonífero-pérmicas forman parte de la Secuencia II, la cual está conformada por dos intervalos mayores (Siluro-Devónico y Carbonífero-Jurásico), separados por la discontinuidad producida por la fase Chánica al final del Devónico-comienzo del Carbonífero.

En lo que sigue se hará referencia a las tres supersecuencias neopaleozoicas, las cuales conservan los nombres de los grupos litoestratigráficos Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, y sus límites discordantes.

Supersecuencia Macharetí

En la Argentina, se reconocen sólo las Formaciones Tupambi, Itacuamí y Tarija de las seis Formaciones que, en Bolivia, conforman el Grupo Macharetí (Reyes, 1972).

Formación Tupambi (White, en Padula y Reyes, 1958)

Se la reconoce tanto en afloramientos como en subsuelo, desde la latitud de Santa Cruz de la Sierra (Bolivia) hacia el sur, donde penetra en territorio argentino. En este país su distribución incluye las Sierras Subandinas (sierras de Aguaragüe, Cinco Picachos, del Pescado), el este de la Cordillera Oriental (cerro Piedras, abra de Zenta, abra Azul, Pluma Verde y Caspalá) y también numerosas perforaciones realizadas en el Chaco Salteño (Mingramm et al., 1979; Villa et al., 1984; Starck et al., 1993a; Belloti et al., 1995)(véase la Figura 4).

La Formación Tupambi se caracteriza por fuertes cambios faciales y de espesor (10 a 500 m), tanto en subsuelo como en afloramientos. Los espesores máximos de esta unidad están directamente vinculados con las depresiones interpretadas como paleovalles, de las que son buenos ejemplos la sección del río Baritú y la quebrada Pluma Verde (véase la Figura 5), con 350 y 320 m de areniscas del miembro inferior respectivamente (Starck et al., 1993b).

La litofacies predominante de esta unidad se compone de areniscas blanquecinas desde muy finas hasta ocasionalmente conglomerádicas, dispuestas en ciclos granocrecientes, con laminación ondulítica en sus tramos basales hasta estratitificación cruzada en sus topes. En la base de estos ciclos se intercalan delgadas capas pelíticas y diamictíticas. Especialmente en la parte inferior y media de la unidad, son frecuentes deformaciones sinsedimentarias y también ocasionales intercalaciones psefíticas (Figura 7).

El paleoambiente de esta secuencia ha tenido distintas interpretaciones. Fernández Garrasino (1978) y Pozzo y Fernández Garrasino (1979) reconocieron a la Formación Tupambi en el subsuelo del Chaco Salteño e interpretaron a los depósitos psamíticos como de carácter transgresivo, asociados con barras litorales alineadas con el flanco austral

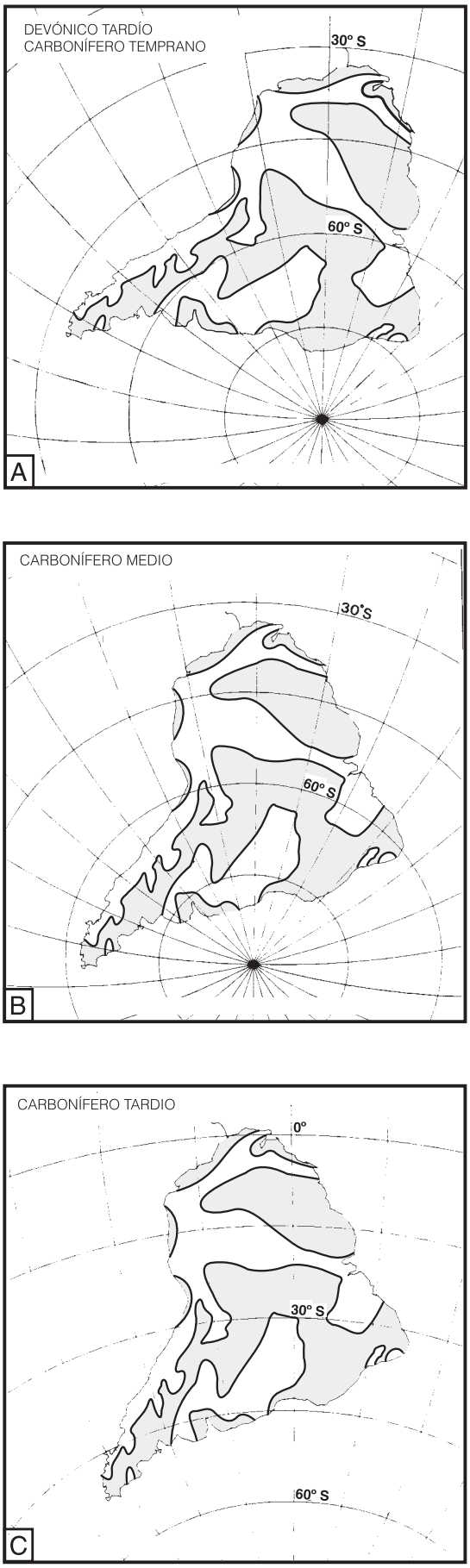


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica de América del Sur (modificado de Conti y Rapalini, 1993)

de la cuenca; las areniscas finas y pelitas fueron consideradas como lagunas costeras y la sección pelítica superior (Formación Itacuamí) como un ambiente de plataforma externa.

Otra interpretación del paleoambiente de la Formación Tupambi sugiere sistemas deltaicos y barras de distributarios pasando hacia el tope a facies fluviales. Deformaciones sinsedimentarias, producto de *slumps* y desbordes, son consecuencia de las altas tasas de sedimentación y de procesos tectónicos. Una probable influencia periglacial es inferida por la presencia de diamictitas en la base de las barras de bocas de distributarios (López Gamundi, 1986; Starck et al., 1993a).

La antigüedad de la Formación Tupambi en la Argentina es considerada carbonífera tardía, sobre la base del análisis palinológico de los niveles basales y superiores de esta unidad (Azcuy y Laffitte, 1981). En este estudio se reconoce, por primera vez en la cuenca, la participación de palinomorfos redepositados devónicos y del más temprano carbonífero en depósitos del Carbonífero tardío. Se determinaron dos asociaciones: una inferior (Asociación A), y otra superior (Asociación B), las cuales contienen elementos de la palinozona *Ancistrospora* referida al Carbonífero medio por Azcuy y Jelín (1980). La presencia en la Asociación B de otras esporas y abundantes y diversificados granos de polen, característicos de la palinozona *Potonieisporites*, permitió reubicar a la parte superior de la Formación Tupambi en el Carbonífero tardío (Azcuy et al., 1984).

Formación Itacuamí *(White, en Padula y Reyes, 1958)*

White (1926) reconoció en Bolivia una unidad pelítica por encima de la Formación Tupambi a la que Harrington denominó T2, la cual fue luego formalizada como Formación Itacuamí (Padula y Reyes, 1958). Esta unidad de rango estratigráfico discutido, tiene para algunos autores categoría de Formación (Ayavirí, 1972; Reyes, 1972; Villa et al., 1984).

Sin embargo, otros autores como Mingramm et al. (1979) y Starck et al. (1993a), prefieren incluir a la Formación Itacuamí en la parte basal de la Formación Tarija, vinculándola con un relieve parcialmente colmatado, donde períodos de mayor tranquilidad permitieron la depositación de estas arcilitas.

Su mayor potencia la alcanza en el ámbito sur de las Sierras Subandinas bolivianas (Agua Salada, Sanandita, Iñiguazú), con 200 m de espesor (Padula y Reyes, 1958). En la Argentina se la reconoce en el subsuelo del Chaco Salteño, donde parece reemplazar lateralmente a la parte superior de la Formación Tupambi, y en las Sierras Subandinas donde aflora en las quebradas Arroyo Tuyunti, Iquira, Alarache, Toldos y Baritú con una potencia máxima que no supera los 70 m (López Gamundi, 1986; Salfity et al., 1987; Starck et al., 1993a).

La litología predominante en esta unidad son lutitas oscuras laminadas, con raros niveles arenosos intercalados. En los afloramientos de las quebradas Arroyo Tuyunti e Iquira, se distinguen dos facies sedimentarias: una de fangolitas diamictíticas con estratificación gradada normal y pelitas laminadas, y otra de areniscas medianas a finas, areniscas limosas y pelitas con una mayor variedad de estructuras sedimentarias (Barbagallo, 1986). En el perfil del río Bermejo (Alarache), estas pelitas contienen cadilitos y se relacionan con un ambiente periglacial (Starck et al., 1993a).

Sedimentitas depositadas por agentes de transporte de baja fluidez y elevada a moderada competencia y viscosidad, del tipo de las corrientes turbidíticas distales y en parte proximales, son referidas a un ambiente de prodelta y plataforma somera en relación con los depósitos deltaicos de la Formación Tarija (López Gamundi, 1986; Barbagallo, 1986).

En cuanto a su antigüedad, esta unidad sólo ha brindado palinomorfos, los cuales configuran la Asociación B (Azcuy et al., 1984) relacionada con la palinozona *Potonieisporites*, de edad carbonífera tardía. En Bolivia, Ayavirí (1972) le atribuyó una antigüedad mississippiana-pennsylvaniana sobre la base de estudios palinológicos realizados por YPFB.

Formación Tarija *(White, en Padula y Reyes, 1958)*

Se trata de la unidad más representativa del Grupo Macharetí, compuesta por espesos depósitos de diamictitas grises oscuras. La localidad tipo está situada en las márgenes del río Tarija (Bolivia), aguas arriba de la desembocadura del río Itaú.

En el sector argentino, la misma se apoya en concordancia sobre la Formación Tupambi, con frecuencia a través de las pelitas de la formación Itacuamí. El contacto superior con el Grupo Mandiyutí es una discordancia erosiva, como lo sugieren los depósitos psamíticos gruesos hasta psefíticos con los que se inicia la Formación Escarpment y la presencia de niveles de meteorización en el techo de la Formación Tarija (Reyes, 1972; Aramayo Flores y Campillo, en Fernández Garrasino, 1978). En Bolivia, en sectores centrales de la cuenca, esta discordancia es menos evidente por la interposición de las Formaciones Chorro y Taiguati que suprayacen a la Formación Tarija.

Las diamictitas de la Formación Tarija, con buena representación en los bordes de cuenca (desembocaduras de distributarios portadores de lenguas glaciarias), pasan en sectores centrales de la misma en territorio boliviano, a facies arenosas denominadas Formación Chorro (Ayavirí, 1972). Algunos autores sugieren que los depósitos diamictíticos rojizos de la Formación Taiguati se sobreponen en concordancia a la Formación Chorro (Reyes, 1972), mientras que otros los consideran una facies lateral de esta última unidad (Padula y Reyes, 1958).

En la Argentina aflora solamente la Formación Tarija, la cual ha sido reconocida en las localidades arriba citadas para la Formación Tupambi. La unidad alcanza espesores de hasta 600 metros (Figuras 7 y 8).

El análisis petrológico de las areniscas y diamictitas de la Formación Tarija sugiere que las áreas de proveniencia de estas rocas serían bloques continentales de características cratónicas que habrían constituido la dorsal de Michicola. Esta área positiva estuvo formada por sucesiones marinas epiclásticas de plataforma, las cuales se depositaron durante el Paleozoico inferior y medio sobre rocas del basamento ígneo-metamórfico de antigüedad precámbrica (López Gamundi, 1986).

El estudio de perfiles ubicados en localidades de la sierra de Aguaragüe (Zanja Honda, Tuyunti, Iquira y Capiazuti), ha permitido reconocer tres litofacies principales (López Gamundi, 1986).

I. Diamictitas estratificadas o macizas: incluye todas las variedades de psefitas (fangolitas guijosas o guijarrosas, paraconglomerádicas, y conglomerados intraformacionales). La fracción clástica de las diamictitas incluye clastos de diversos tamaños y composición, algunos de los cuales presentan caras facetadas, estriadas o pulidas, a veces concentrados en ciertos niveles. En cerro Piedras (Cordillera Oriental; véase la figura 7), han sido observados clastos estriados de gran tamaño y pavimentos estriados en la base de esta unidad, lo que permite inferir un flujo del hielo SE-NO, acorde con el avance glaciario desde el paleopolo sur ubicado en ese momento en Sudáfrica (Starck et al., 1993a; Conti y Rapalini, 1993).
II. Areniscas medianas lentiformes: constituyen las psamitas dominantes, aunque también hay, en menor proporción, areniscas finas y gruesas a conglomerádicas. Estos cuerpos arenosos presentan estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada en artesa y plana, laminación ondulítica y maciza con base en general erosiva (paleocanales) y techo neto.

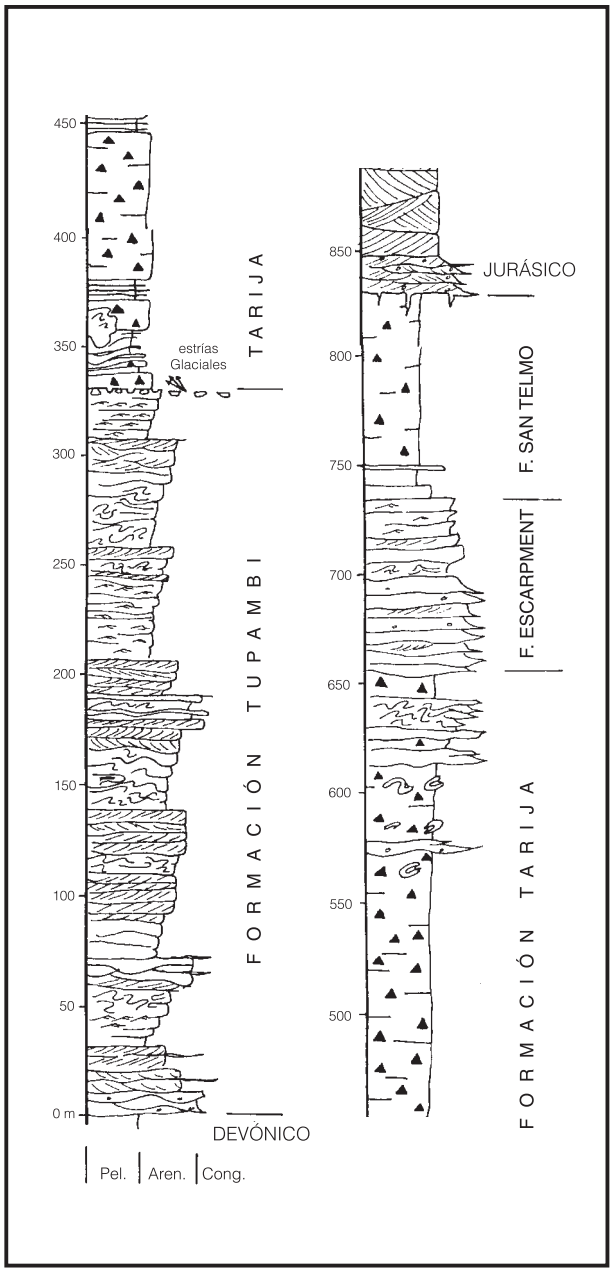


Figura 7. Los Grupos Macharetí y Mandiyutí en la quebrada Pluma Verde (Cordillera Oriental), modificado de Starck et al. (1993a)

III. Pelitas grises oscuras a negras: son depósitos laminados con alto contenido en materia orgánica intercalados entre las diamictitas, preferentemente en la parte inferior de la unidad. Estas pelitas se presentan como láminas delgadas o bancos de hasta un metro de espesor.

La facies diamictitas estratificadas o macizas constituye el tipo litológico dominante y se interdigita con la facies areniscas medianas lentiformes con mayor frecuencia hacia el tope de la Formación, donde puede llegar a predominar la segunda respecto de los niveles diamictíticos.

La proporción relativa de las facies I y II es variable en el sector occidental de las Sierras Subandinas. Por ejemplo, en el río Lipeo, esta unidad se torna exclusivamente psamítica, en tanto que hacia el norte y sur las diamictitas reaparecen. Hacia el norte en el río Lipeito, se encuentran sólo diamictitas. Esta variación litofacial más acentuada en Bolivia, condujo a la definición de la Formación Chorro, la cual para algunos autores es el equivalente arenoso de la Formación Tarija, (Starck et al., 1993a).

Según López Gamundi (1986), las diamictitas de la facies I (presentes en la mayoría de las cuencas del Carbonífero superior de la Argentina) se produjeron a partir de flujos gravitatorios subácueos y deformación sinsedimentaria, en zonas de frente deltaico y prodelta, donde se considera causa importante para su generación el aporte súbito de arena y grava de los ríos que alimentan el complejo deltaico.

Las areniscas de la facies II representan condiciones hidrodinámicas de transporte y sedimentación vinculadas con flujos vigorosos y de alta fluidez que labraron paleocanales sobre las diamictitas. Este esquema presupone altas tasas de sedimentación, en parte resultado de los procesos glaciarios del Gondwana y en parte por la generación de flujos proximales depositados en aguas someras en el marco de un proceso regresivo. Es interesante señalar la similitud observada con facies de till glacimarino asociada a areniscas deformadas, en el Subgrupo Itararé (cuenca Paraná, Brasil).

Starck et al. (1993a) sostienen que el origen de las diamictitas, al menos para el sector estudiado por estos autores, habría sido glacial. Una evidencia contundente, el hallazgo de pavimentos estriados, indicaría condiciones glaciares de depositación, y también la dirección del flujo del hielo como se mencionó más arriba. En consecuencia, las diamictitas serían verdaderas tillitas que se habrían originado probablemente como tills de alojamiento o, en algunos casos, como sedimentos glacimarinos relacionados con extensos mantos glaciares.

El hallazgo en Bolivia de una fauna de braquiópodos y pelecípodos atribuida a la zona *Levipustula levis*, confirma la existencia de un ambiente marino en la Formación Taiguati (Rocha Campos et al., 1977), lo cual indica una estrecha vinculación entre los depósitos glaciarios y marinos. La antigüedad sugerida por los autores para esta asociación es westfaliana, al igual que Trujillo Ikeda (1989) para la fauna hallada en la misma formación en la serranía Caipipendi.

En la región argentina, sólo hay elementos palinológicos disponibles para datar la Formación Tarija. De acuerdo con Azcuy y Laffitte (1981), la asociación hallada tendría elementos comunes de las palinozonas *Ancistrospora* y *Potonieisporites* y abundantes palinomorfos redepositados del Devónico. Azcuy et al. (1984) confirman una antigüedad carbonífera tardía para esta asociación.

Según López Gamundi (1986), los flujos gravitatorios submarinos habrían sido los principales responsables de la redepositación del material palinológico, en su mayoría paleomicroplancton devónico.

Supersecuencia Mandiyutí

La Supersecuencia o Grupo Mandiyutí (Reyes, 1972) se halla integrado en la Argentina por las Formaciones Escarpment y San Telmo. La primera de estas unidades se apoya en discordancia sobre rocas de la Formación Tarija (Reyes, 1972; Fernández Garrasino, 1979).

Ambos grupos o supersecuencias (Macharetí y Mandiyutí), comienzan con depósitos psamíticos (Formaciones Tupambi y Escarpment), los cuales configuran el relleno de paleocanales y/o paleovalles alcanzando profundidades de más de 500 m en algunos sectores. Luego continúa la depositación de sedimentitas parcialmente glaciarias sobre un área más amplia correspondientes a las Formaciones Tarija y San Telmo (Starck et al., 1993a).

Un interesante comportamiento paralelo es observado entre los depósitos arenosos de las Formaciones Tupambi y Escarpment, y las rocas infrayacentes que conformaron sus sustratos. En ambos casos, estas unidades labraron un paleorelieve en forma de paleovalles, reconocido tanto en el subsuelo del Chaco Salteño (Cerdán, 1979; Tankard et al., 1995) como boliviano (Salinas et al., 1978; Sempere, 1995). También han sido observados en secciones aflorantes o deducidos a través de correlaciones estratigráficas de perfiles en las Sierras Subandinas y en la Cordillera Oriental (Starck et al., 1993a).

Starck (1995) considera que la discordancia entre ambos grupos (Macharetí y Mandiyutí), pudo ser causada por una extensa caída eustática. Esto se refleja en la similar evolución de ambos grupos, con una profundización del paleorelieve durante el período de bajo nivel de base, previo a la depositación de cada una de las supersecuencias. Sin embargo, Fernández Seveso y Tankard (1995) sugieren por lo menos cinco episodios de incisión y agradación de paleovalles en la Formación Escarpment por intermitentes cambios del nivel de base, sin descartar tampoco inestabilidad tectónica, como fuera sugerido por Sempere (1995) para la cuenca Chaco.

Hasta hace poco tiempo se consideraba que un amplio hiato, representando buena parte del Pérmico y Triásico, separaba a las rocas del Grupo Mandiyutí del suprayacente Grupo Cuevo. Recientes investigaciones proponen correlacionar los depósitos de este último grupo con la Formación Copacabana de antigüedad pérmica, por lo cual este hiato representaría un lapso mucho menor (Sempere, 1990; Sempere et al., 1992).

Formación Escarpment *(White, en Padula y Reyes, 1958)*

La composición de esta unidad, esencialmente areniscosa resistente a la erosión, genera una topografía escarpada contrastante que White (1923) denominó Escarpment. Esta nomenclatura es utilizada en Bolivia, en tanto que en la Argentina se la conoce como Las Peñas, aludiendo al mismo tipo de morfología.Sin embargo, de acuerdo con las normas vigentes del Código Argentino de Estratigrafía corresponde el uso de Escarpment por los principios de Prioridad (Artículo 17) y también de Estabilidad (Artículo 17.3). Por otra parte, el topónimo Las Peñas fue utilizado previamente por Polanski

(1959) para nominar un conjunto de estratos carboníferopérmicos del cordón del Portillo en la Cordillera Frontal (véase Capítulo 12 en este volumen).

La distribución areal es muy extensa, aflorando en gran parte del ámbito subandino de la Argentina y de Bolivia. En subsuelo ha sido ampliamente detectada desde el Chaco Salteño hacia la región subandina oriental.

El espesor de la unidad es variable, con un máximo medido de 750 m hasta casi desaparecer en algunos sectores de la cuenca (Reyes, 1972). Starck et al. (1993 a) reconocieron en la sección del río Lipeo un espesor máximo de 400 m, coincidente con el eje de un paleovalle.

Constituyen su litología areniscas cuarzosas finas y medianas, compactas y masivas, grises claras a blanquecinas, con pequeñas manchas de óxido de Fe y Mn que le confieren un aspecto moteado. En forma irregular se intercalan conglomerados lentiformes, más frecuentes en la base, y lutitas grises y verdosas hasta rojizas, más conspicuas en la parte superior de la unidad (Figura 9).

Dos facies sedimentarias se reconocen en esta unidad en el perfil del río Caraparí, donde su base está oculta y su techo es concordante con la Formación San Telmo (Tapia, 1985).

Facies A: compuesta principalmente por psamitas que presentan delgadas intercalaciones de pelitas. La coloración varía desde gris verdoso, amarillo grisáceo a verde. La geometría de los bancos es mayoritariamente tabular.

Facies B: formada por psamitas y sedimentitas pelíticas, estas últimas más abundantes que en la facies A. Se observa una disminución notoria en la cantidad y variedad de estructuras sedimentarias, pero con bancos mayormente tabulares. La coloración varía desde gris blanquecino a verdoso, con tonos rojizos producto de alteración. Las limolitas y fangolitas forman potentes unidades que contienen lentes de areniscas.

Fernández Garrasino (1978) sugirió, para el conjunto de las Formaciones Escarpment -San Telmo, un ambiente marino transicional que pasa a un régimen continental. Otros autores (López Gamundi, 1986; Starck et al., 1993a), interpretan para la Formación Escarpment un paleoambiente de planicie deltaica principalmente subácuea, con barras de bocas de distributarios, y en menor medida subaérea, representada por ciclos fluviales.

El único elemento de datación lo constituyen los palinomorfos. La asociación hallada en su tope, corresponde a la Palinozona *Potonieisporites*, atribuida al Carbonífero tardío (Azcuy y Laffitte, 1981; Azcuy et al., 1984; di Pasquo y Azcuy, 1997a).

***Formación San Telmo** (White, en Padula y Reyes, 1958)*

Con esta unidad culmina el ciclo sedimentario del Carbonífero con influencia glacial, presente en el noroeste de la Argentina. La Formación San Telmo tiene su localidad tipo en la serranía del Candado, donde ésta es cortada por el río Tarija.

En Bolivia, aflora al sur del río Parapetí, extendiéndose hacia el norte de la Argentina, donde se reconoce desde las sierras de Aguaragüe, Macuetá y del Pescado hasta el este de la Cordillera Oriental (véase la Figura 4).

Esta unidad yace en concordancia sobre la anterior (Reyes, 1972). En la Argentina, el contacto es visible en algunos perfiles de la Cordillera Oriental donde su potencia es inferior a los 100 m, mientras que en otros de las Sierras Subandinas, donde su espesor medido varía entre 250 y 300 m, esta relación es a veces más difícil de observar (Starck et al., 1993a).

La formación se compone de un alto porcentaje de areniscas medianas, gruesas y muy gruesas con niveles conglomerádicos. Estos últimos presentan rodados de hasta 10 cm de longitud, con superficies estriadas y facetadas de variada composición. Son frecuentes las intercalaciones de niveles pelíticos y diamictíticos con clastos groseramente seleccionados. Los colores predominantes de esta unidad son los rojizos y castaños con una menor proporción de las

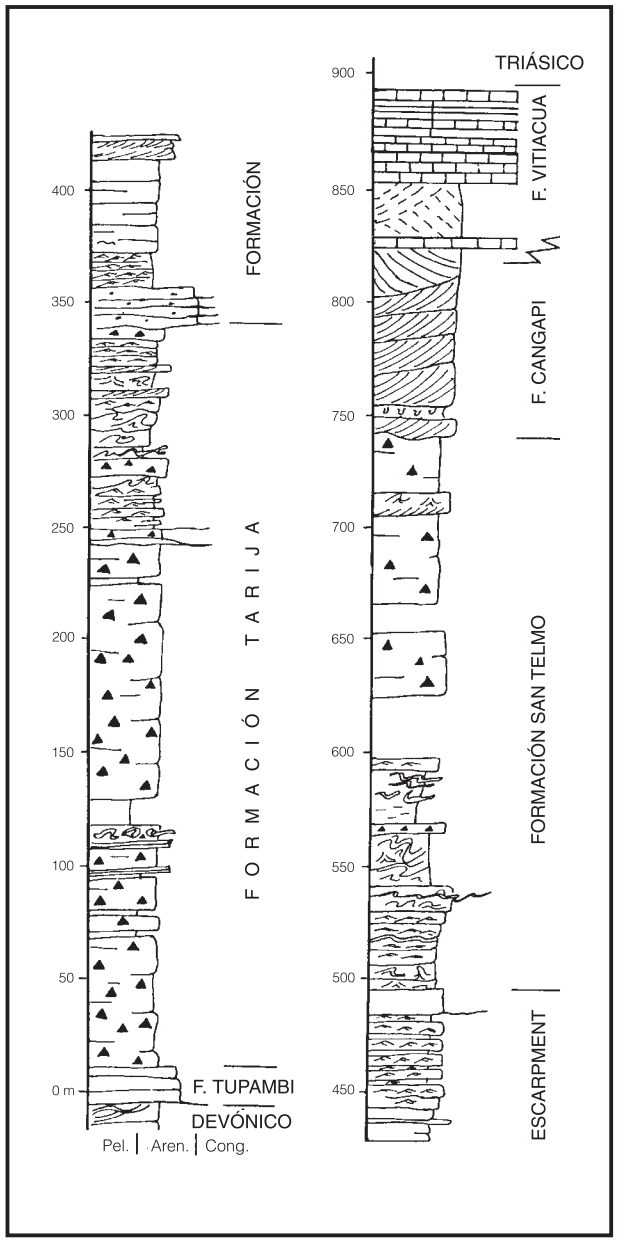


Figura 8. Los Grupos Mandiyutí y Cuevo en la sección del río Lipeito (Sierras Subandinas). Modificado de Starck et al. (1993A)

tonalidades grisáceas (véase la Figura 9).

Fernández Carro (1943) diferenció en la Sierra de Macuetá (provincia de Salta, Argentina), tres unidades o miembros los cuales fueron reconocidos originalmente por White (1923) en la serranía del Candado, localidad tipo de la Formación San Telmo. Tanto la formación citada como sus miembros fueron en conjunto, validados más tarde por Padula y Reyes (1958).

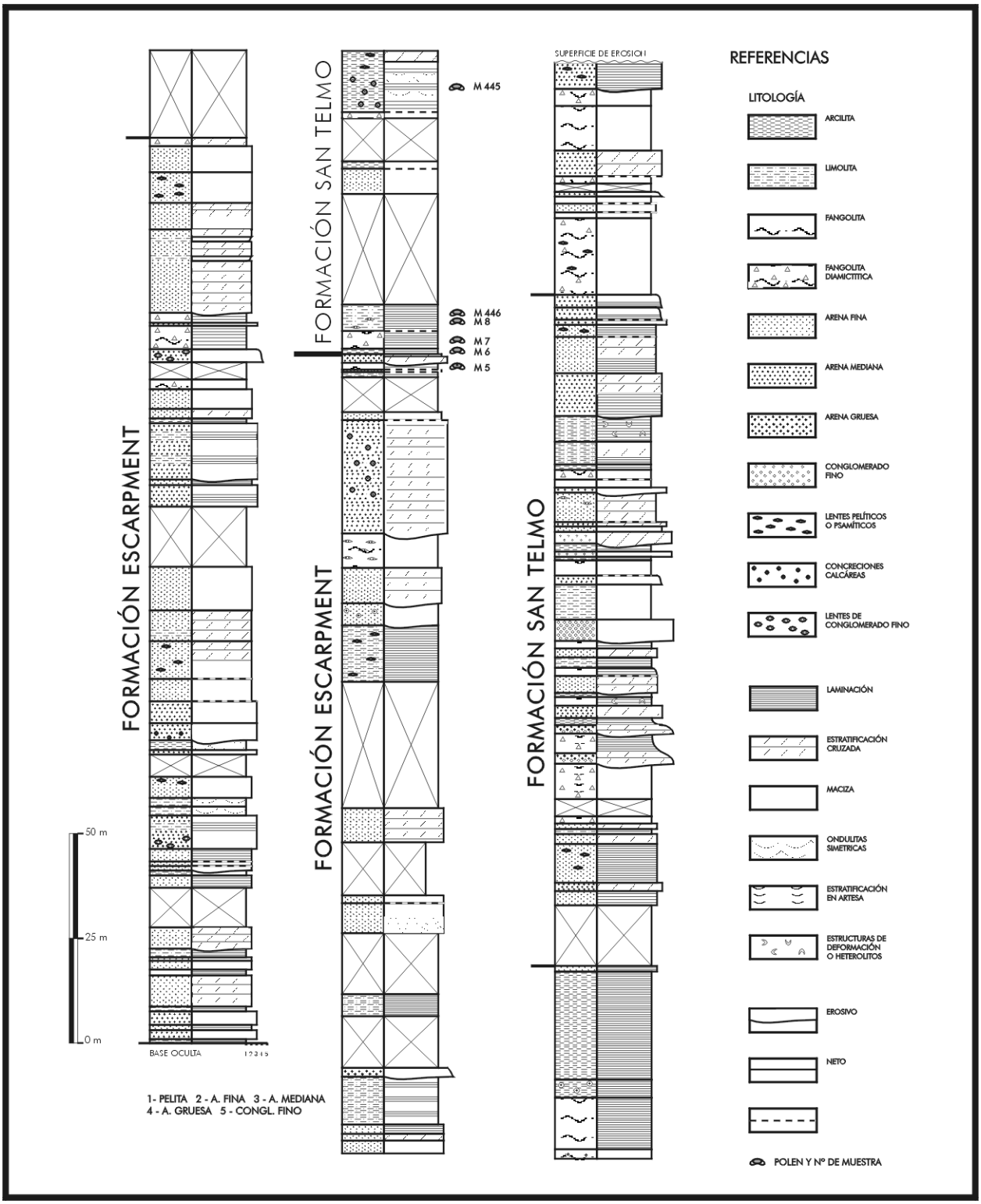


Figura 9. El Grupo Mandiyutí en la sección del río Caraparí (Sierras Subandinas), basado en Azcuy y di Pasquo (en prensa)

Litológicamente estos miembros presentan un pasaje gradual de uno a otro y se caracterizan de la siguiente manera (véase la Figura 9):

Miembro Yaguacuá: está compuesta casi exclusivamente por pelitas y areniscas finas. La coloración predominante es gris castaño a castaño morado; los bancos son principalmente tabulares con predominio de estructuras masivas. La presencia de concreciones y lentes de arenisca fina a limolítica asociadas a escasos clastos, algunos facetados, confiere a los bancos esencialmente fangolíticos, un carácter diamictítico. Esta unidad brindó los más abundantes y mejores registros palinológicos.

Miembro Chimeo: se compone de una amplia variedad granulométrica que va desde materiales psefíticos hasta pelíticos de coloración principalmente rojiza. Los bancos son tabulares o lenticulares, de contactos netos o erosivos, con depósitos que muestran estructuras sedimentarias de bajo

régimen de flujo. En algunos potentes bancos de pelitas y areniscas finas, se observa deformación sinsedimentaria con apariencia de pseudonódulos. Los mismos se habrían formado como consecuencia de presiones ejercidas cuando el material aún se encontraba en estado semiplástico.

Miembro Caiguami: es la parte superior del perfil y está compuesta por gruesos bancos de fangolitas diamictíticas que predominan sobre las delgadas intercalaciones de areniscas medianas a finas y pelitas. La coloración es rojiza y la geometría de los bancos tabular. Los clastos en las diamictitas son subangulosos a subredondeados, en promedio de menor tamaño que los encontrados en la Formación Tarija, y se hallan diseminados en una matriz fina dominante. También se encuentran rodados facetados, con caras pulidas y a veces estriados. Las estructuras sedimentarias incluyen depósitos laminados, masivos o con estratificación cruzada de bajo ángulo.

Según Tapia (1985), la unidad Yaguacuá sugiere un ambiente costero a litoral restringido, caracterizado por baja energía y aguas poco profundas. La unidad Chimeo, en cambio, indica condiciones fluviales meandriformes con depósitos de grano grueso atribuidos a facies de fondo de canal, depósitos arenosos de barra en espolón y pelitas correspondientes a facies de planicie de inundación. La presencia de gruesos clastos graníticos en los depósitos conglomerádicos indicaría la proximidad de regiones positivas de basamento. Finalmente, la unidad Caiguami sugiere un ambiente de depositación lacustre periglacial.

López Gamundi (1986) interpretó el paleoambiente de la Formación San Telmo como la culminación del ciclo regresivo con progresivo predominio de sedimentación continental iniciado con la Formación Tarija, y asociado a deltas constructivos de probable dominio fluvial.

Starck et al. (1993a) señalan que el fuerte cambio litológico que se registra a partir del límite entre ambas formaciones, indica una marcada caída en el nivel de energía del ambiente. Los diversos ambientes de depositación que se registran luego de este cambio: lacustre somero, fluvial y glacial con diamictitas, coinciden con lo sugerido por Tapia (1985).

La antigüedad de esta formación se basa en datos palinológicos citados por Azcuy y Laffitte (1981), recientemente ilustrados por di Pasquo y Azcuy (1997a). La asociación comprende granos de polen del Carbonífero tardío, en su mayoría ya reconocidos en otras cuencas de la Argentina y del resto del Gondwana (Azcuy y di Pasquo, en prensa).

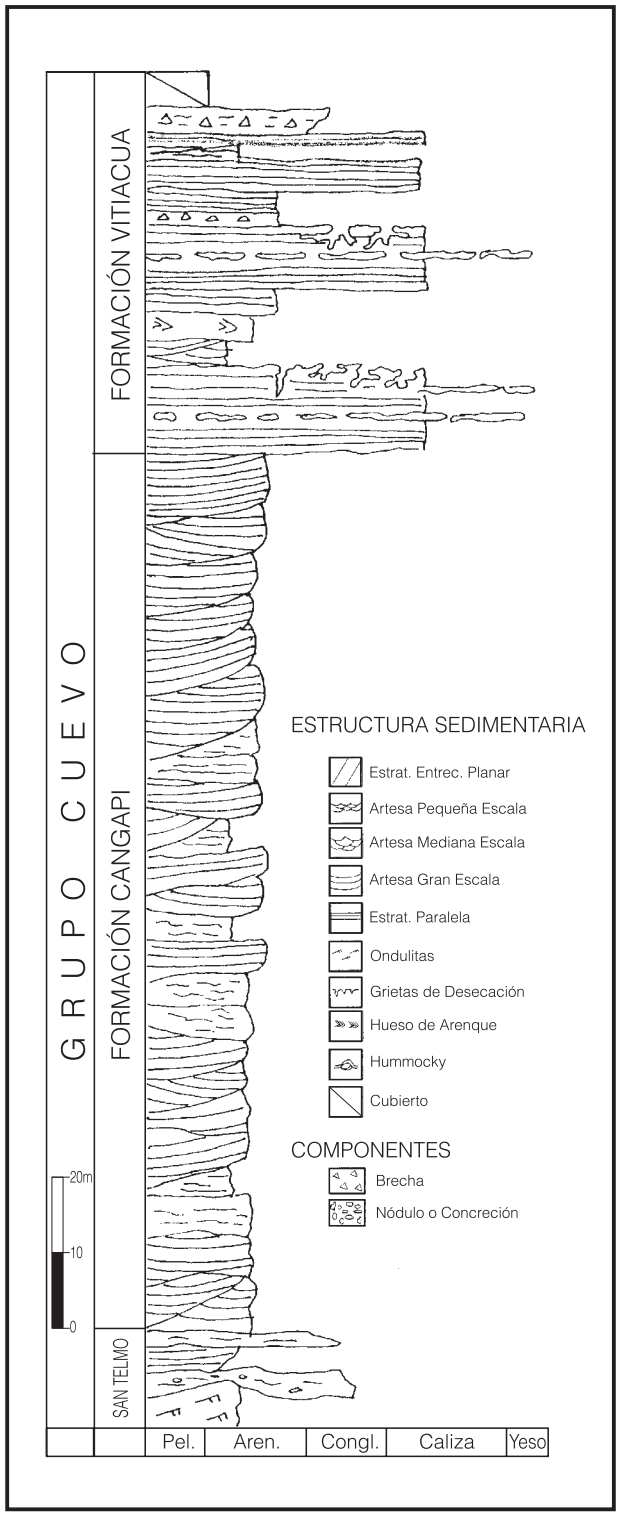


Figura 10. El Grupo Cuevo en la sección de Balapuca (Sierras Subandinas), según Tomezzoli (1996).

Supersecuencia Cuevo

El Grupo Cuevo (Schlatter y Nederlof, 1966) o Supersecuencia Cuevo *sensu* Sempere (1990), representa en la cuenca Tarija la culminación de los depósitos neopaleozoicos. Sus características tectosedimentarias muestran diferencias notables con las dos supersecuencias anteriores: Macharetí y Mandiyutí *sensu* Starck (1995). La depositación de secuencias carbonatadas, la desaparición de condiciones glaciales o periglaciales y una baja tasa de subsidencia, marcan las principales diferencias.

Tradicionalmente el grupo estuvo constituido por las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú. Las dos primeras de antigüedad pérmica, están separadas de la superior, de edad triásica media, por una clara discordancia labrada sobre brechas calcáreas en el techo de la Formación Vitiacua. En Bolivia, la Formación Ipaguazú ha sido incluida en la Supersecuencia Sereré de edad triásica media-jurásica media (Sempere, 1995). A los fines de este trabajo se considerarán integrantes del Grupo Cuevo las dos unidades inferiores, Cangapi y Vitiacua.

En la Argentina, la distribución de estas unidades es muy localizada y se halla confinada al sector norte de las Sierras Subandinas (anticlinal de Macuetá, ríos Caraparí, Bermejo, Toldos, Lipeo y Baritú). Cabe señalar el reciente hallazgo de sedimentitas de este grupo más al sur, en los alrededores del río Cañas (Starck et al., 1992; véase la Figura 4). Los depósitos más importantes se hallan en Bolivia, en la región de Entre Ríos. En la Argentina, ambas unidades no superan los 200 m de espesor.

El Grupo Cuevo, a través de la Formación Cangapi, se apoya en dicordancia erosiva sobre la Formación San Telmo del Grupo Mandiyutí. Esta relación de discordancia es menos marcada en la cuenca Chaco que en el noroeste boliviano (Sempere, 1995).

Formación Cangapi *(Mauri et al., 1956)*

Su localidad tipo se encuentra en la sierra de Tatarenda en Bolivia. En la Argentina aflora solamente en la parte norte de las Sierras Subandinas en las localidades mencionadas para el Grupo Cuevo. Sus espesores varían entre 50 y 160 metros.

La Formación Cangapi se compone principalmente de areniscas con escasas intercalaciones de pelitas y calizas. Ocasionalmente un delgado conglomerado basal puede estar presente, sobre el que se disponen areniscas finas hasta medianas, cuarzosas, friables, de tonalidades blanquecinas a rojizas en bancos de hasta 10 m de potencia y con estratificación entrecruzada. Las pelitas son macizas, de color rojizo y se intercalan en bancos de variado espesor. Las calizas en parte arenosas son de color gris oscuro y tienen nódulos de calcedonia (Figura 10).

Es interpretada como un sistema depositacional fluvial eólico de posición intermedia a distal, formado por un campo de dunas de dimensiones amplias y estructuras características asociadas, el cual es favorecido por el desarrollo de un clima árido en sentido regional. Hacia el tope se intercalan niveles silíceos y calcáreos que marcan la transición a la unidad suprayacente (Sempere, 1995; Tomezzoli, 1996).

Esta unidad no ha brindado fósiles y su antigüedad se halla estrechamente vinculada con la atribuida a la suprayacente Formación Vitiacua, actualmente considerada pérmica media a superior (Sempere et al., 1992). En varias localidades del sector sur de las Sierras Subandinas de Bolivia, la Formación Cangapi yace en «leve discontinuidad litológica» sobre el miembro superior de la Formación San Telmo, lo cual sugiere a Sempere (1990) la no existencia de hiato cronológico entre ambas formaciones y consecuentemente una edad Carbonífero cuspidal-Pérmico inferior para la Formación Cangapi.

Formación Vitiacua *(Mather, 1922)*

Su localidad tipo se halla en la sierra de San Antonio en Bolivia y sus afloramientos se extienden hacia el norte hasta la latitud de Macharetí. En la Argentina aflora en las mismas localidades citadas para la Formación Cangapi. La potencia de la Formación Vitiacua tiene una amplitud muy reducida que varía entre 10 y 35 metros. Una de sus mejores exposiciones se ubica en la localidad de Alarache, aguas arriba del río Bermejo.

La Formación Vitiacua se apoya en concordancia sobre la Formación Cangapi con un pasaje casi transicional. Es una unidad esencialmente carbonática compuesta por varios ciclos de calizas silicificadas, macizas o parcialmente laminadas de colores grises hasta morados. Aparecen interestratificadas capas pelíticas y areniscosas, estas últimas con frecuentes estructuras en hueso de arenque (*herringbone*) y estratificación entrecruzada en artesa (Tomezzoli, 1996) (véase la Figura 10).

Estos ciclos carbonáticos, separados por marcadas superficies de inundación, corresponderían a secuencias de somerización, dentro de un cuerpo de agua somero o plataforma marina poco profunda, donde se desarrollaron facies de subambientes subtidales, intertidales y supratidales. Las intercalaciones de pelitas se habrían originado en amplias planicies de mareas de baja energía (Starck et al., 1993a; Tomezzoli, 1996).

En Bolivia, el hallazgo del pez *Coelacantus* cf. *granulatus* (Beltan et al., 1987), corrobora el paleoambiente marino de depositación. Nuevos estudios paleontológicos, incluyendo el análisis de asociaciones palinológicas, permiten ubicar esta unidad en el Pérmico medio a superior con su parte superior en el Triásico inferior (Sempere et al., 1992).

Aun cuando el paleoambiente propuesto para esta unidad comprenda un ambiente marino restringido, la Formación Vitiacua representa, en el ámbito sur de las Sierras Subandinas, una transgresión de extensión regional. La misma habría comenzado durante el Pérmico medio y estaría vinculada con otras transgresiones ocurridas en el Gondwana bajo condiciones cálidas, luego de la desaparición de los hielos. Este episodio representa un momento de alto nivel del mar o «highstand» que inundó sectores del Gondwana involucrando la Formación Iratí en la cuenca Paraná, la Formación Withehill en la cuenca Karoo y habría alcanzado inclusive Australia (Sempere, 1995).

CUENCA ARIZARO

MARCO GEOLÓGICO

Hacia fines del Devónico y comienzos del Carbonífero se produce, en el noroeste de la Argentina, la inversión de las cuencas eopaleozoicas como consecuencia de la fase Chánica. El arco de la Puna o Protocordillera Oriental separa dos depocentros neopaleozoicos, al este la cuenca Tarija y al oeste la cuenca Arizaro (Mon y Salfity, 1995). Esta última es una cuenca de retroarco cuya historia geodinámica parece vincularse con otra cuenca de retroarco ubicada más al sur, Uspallata-Iglesia (véase este volumen, capítulo 12) integrada por las subcuencas Río Blanco y Calingasta - Uspallata. El piso estructural de la cuenca Arizaro está compuesto por rocas del Paleozoico inferior sobre el que yacen en discordancia erosiva depósitos no muy potentes (~ 400 m) de estratos carbonífero-pérmicos.

Los límites de esta cuenca están definidos al este por el arco de La Puna y al oeste por el arco magmático surgido de la orogenia Chánica, ubicado en territorio chileno (Azcuy y Caminos, 1988; véanse Figuras 1 y 3). Al norte y al sur, sus límites son inciertos debido a que, por su ubicación en la Puna, los afloramientos neopaleozoicos son escasos y se hallan en buena medida afectados por las vulcanitas del arco magmático chánico y cubiertos por elementos piroclásticos cuaternarios.

EXTENSIÓN AREAL

La cuenca consiste en una depresión alargada y las sedimentitas que la rellenaron tuvieron una disposición aproximadamente norte-sur. No se descarta que futuros relevamientos en el cordón de Calalaste puedan aportar evidencias de rocas neopaleozoicas que permitan su vinculación con las de más al sur, aflorantes en las márgenes del río Chaschuil, sector norte de la sierra de Narváez (Aceñolaza y Cravero, 1978). Asimismo es posible que afloramientos ubicados en territorio chileno, como los de la quebrada de las Zorras, incluyan depósitos de esa edad (Niemeyer et al., 1985; Rubinstein et al., 1996).

Los afloramientos neopaleozoicos más conspicuos se hallan ubicados en un cordón de orientación SSE-NNO, que une los cerros Oscuro y Rincón, en el oeste de la provincia de Salta, y están divididos en dos unidades litológicas, las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (Aceñolaza et al., 1972)(Figura 11).

Los depósitos carbonífero-pérmicos de esta cuenca se extienden de este a oeste desde el arco de La Puna hasta la Cordillera de Domeyko en Chile. Hacia el norte, Salfity et al. (1975) sugieren una correlación entre las calizas de las Formaciones Arizaro y Copacabana, y hacia el sur, una posible vinculación con la cuenca Paganzo.

Sin embargo, la extensión de la cuenca Arizaro en esas direcciones es aún difícil de precisar por hallarse grandes extensiones cubiertas o carentes de registro de rocas neopaleozoicas.

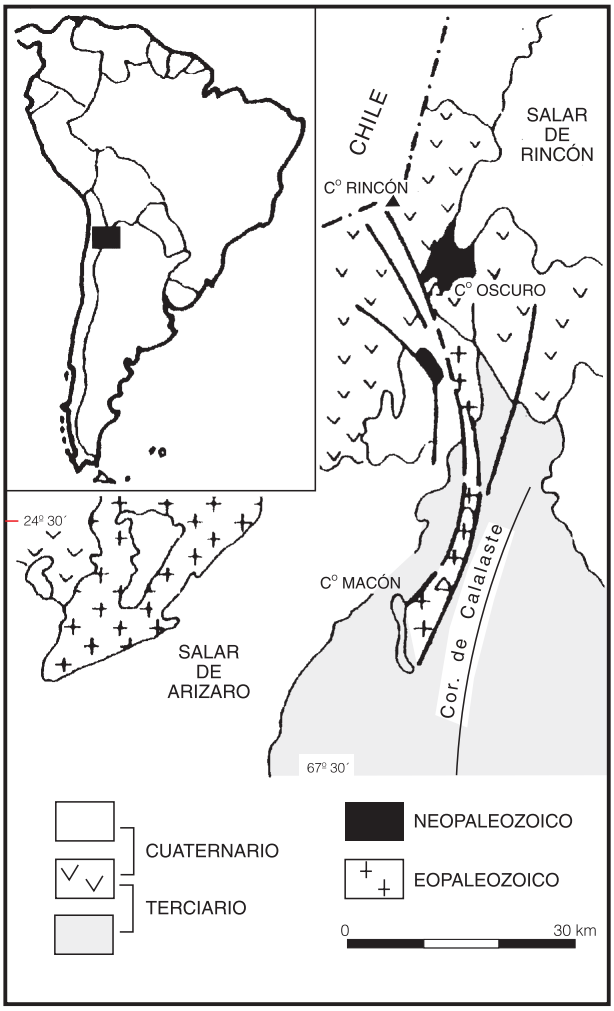


Figura 11. El Neopaleozoico de la Puna (Zona del cerro Oscuro), basado en Navarini y Viera (1971).

ESTRATIGRAFÍA

En el área de los cerros Oscuro y Rincón, las rocas aflorantes del Paleozoico superior que sobreyacen en discordancia angular erosiva a la Formación Salar del Rincón (Devónico inferior; véase este volumen, capítulo 9), corresponden a la Formación Cerro Oscuro, la cual a su vez infrayace en concordancia a los depósitos de la Formación Arizaro (Donato y Vergani, 1985). La relación entre estas últimas unidades fue originalmente señalada como de discordancia regional transgresiva (Aceñolaza et al., 1972, y Moya y Salfity, 1982, atribuyeron la discontinuidad a la fase Atacama). Sin embargo, actualmente se acepta un pasaje concordante y transicional.

Formación Cerro Oscuro, *(Aceñolaza et al. 1972)*

Aflora en una estructura de plegamiento en los alrededores del cerro homónimo, donde fue establecida su localidad tipo. De la unidades paleozoicas aflorantes es la de mayor extensión areal y su espesor máximo medido es de 208 metros. Importantes variaciones de espesor observadas en cortas distancias sugieren un paleorelieve irregular para los depósitos carboníferos en este sector (Donato y Vergani, 1985).

Esta sucesión siliciclástica de origen continental, se destaca de las unidades infra y suprayacentes principalmente por su color rojizo a morado y su composición psamítica predominante. Donato y Vergani (1985) reconocieron en la secuencia tres megaciclos granodecrecientes. Cada ciclo comienza con facies gruesas de conglomerados polimícticos, en bancos lenticulares, masivos o con burda estratificación entrecruzada. En forma gradual el tamaño de grano decrece, predominando la facies de areniscas rojas a moradas, gruesas a finas con frecuente estratificación entrecruzada y ondulitas de corriente indicadoras de alta energía. Hacia el tope aparece una facies de limolitas y arcilitas rojizas, a veces finamente laminadas o con ondulitas, donde se encuentran restos de vegetales, icnitas y marcas de gotas de lluvia (Figura 12).

Las evidencias muestran que los depósitos terrígenos de esta unidad se depositaron en un paleoambiente continental, que se inició con abanicos aluviales proximales a distales en la base de los megaciclos; luego evolucionó hacia sistemas fluviales anastomosados distales, para finalmente culminar en ríos meandrantes que pasan a una planicie de inundación (Donato y Vergani, 1985).

En la facies pelítica del tercio superior de la unidad, han sido hallados restos vegetales atribuidos a *Fedekurtzia* sp., previamente designada como *Botrychiopsis* sp. cf. *B. weissiana* Kurtz (Carrizo, comunicación personal) y *Sphenopteridium* sp., correspondientes a la flora NBG de antigüedad carbonífera tardía (Aceñolaza et al., 1972).

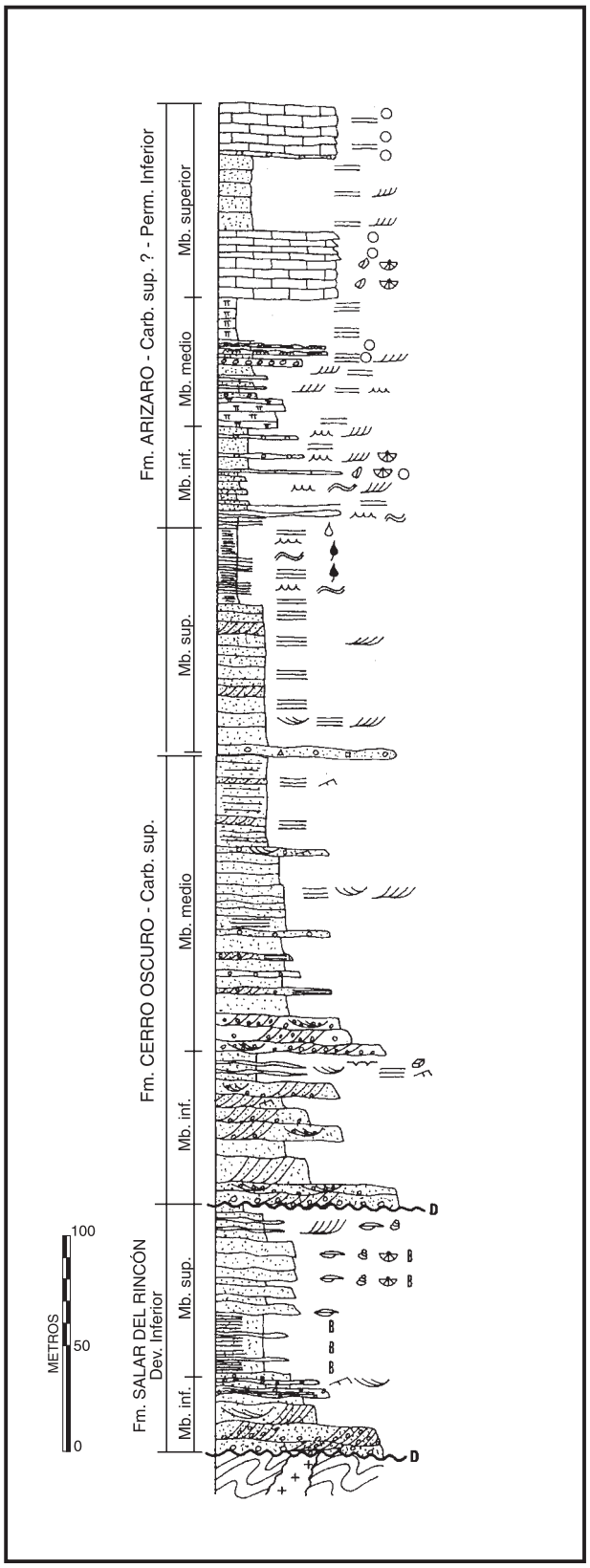


Figura 12. Sección estratigráfica de la zona del cerro Rincón, Salta (basado en Donato y Vergani, 1985)

***Formación Arizaro**, (Aceñolaza et al., 1972)*

Las rocas de la Formación Arizaro representan un conjunto clástico-piroclástico-carbonático de origen marino somero. Sus relaciones estratigráficas son de transición con la infrayacente Formación Cerro Oscuro, mientras que es sobrepuesta en discordancia angular por las sedimentitas terciarias del Grupo Pastos Grandes. Aflora en los mismos lugares que la Formación Cerro Oscuro y su espesor máximo medido es de 190 metros.

El conjunto ha sido dividido en tres miembros de acuerdo con sus diferencias litológicas. El miembro inferior se caracteriza por la alternancia, en bancos tabulares, de areniscas cuarzosas calcáreas y arcilitas de colores rojizos que hacia el tope se tornan amarillentos. En ciertos niveles delgados de *wackstones* se encuentran ostrácodos y bivalvos. El miembro medio está constituido por una secuencia epiclástica-piroclástica con significativo aporte de material volcánico, compuesto por tobas, tufitas y arenitas líticas que alternan con conglomerados finos y depósitos calcáreos fosilíferos. El miembro superior está compuesto por calizas cristalinas y arenitas calcáreas que representan un importante episodio transgresivo, con depositación de facies carbonáticas fosilíferas y moderado aporte terrígeno (Donato y Vergani, 1985) (véase la Figura 12).

La base de la unidad representa el pasaje de una sedimentación continental a depósitos marinos someros, los cuales recibieron un importante aporte piroclástico y un sucesivo aumento de la depositación calcárea.

Esta formación ha brindado una rica y diversa asociación faunística, dentro de la cual han sido descriptos briozoos, braquiópodos, gastrópodos, bivalvos, cnidarios, artejos de crinoideos, dientes aislados de peces y foraminíferos (Aceñolaza et al., 1972).

En los niveles basales se ha descripto una microfauna compuesta por foraminíferos pequeños no fusulínidos, que ubica a estas sedimentitas en el Pérmico inferior a medio, aunque la ausencia de fusulínidos determinativos del pasaje Carbonífero-Pérmico, dificulta la confirmación de la antigüedad propuesta a partir de los foraminíferos descriptos (Benedetto, 1977).

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS CUENCAS TARIJA Y ARIZARO

La evolución paleoambiental de los depósitos neopaleozoicos del sur de América del Sur, se halla fuertemente vinculada con cuatro variables interrelacionadas: 1) variaciones eustáticas del nivel de mar, 2) glaciación, 3) procesos de subducción y acreción de terrenos alóctonos y 4) deriva polar. En el caso del sector austral de la cuenca Tarija, hay fuertes evidencias de que el profundo paleorelieve (paleovalles) labrado sobre el sustrato devónico resultante de la orogenia Chánica y posterior erosión, está vinculado con la fuerte caída eustática que produjo el englazamiento gondwánico como respuesta a la migración del paleopolo sur sobre el centro sur de África, en el Devónico tardío-Carbonífero temprano (véase la Figura 6).

Las facies de los Grupos Macharetí y Mandiyutí son ampliamente similares y están dominadas por depósitos resedimentados que incluyen diamictitas, flujos de detritos, deslizamientos (en pelitas y areniscas) y areniscas con capas entrecruzadas. Las estructuras relacionadas con procesos glaciarios como clastos facetados, estriados, pulidos, pentagonales y pavimentos estriados, se encuentran a lo largo de ambas secuencias, aunque son más conspicuas en la primera.

Los ambientes depositacionales en ambos ciclos, comienzan con facies marinas someras (Formaciones Tupambi y Escarpment) que rápidamente evolucionan a sistemas deltaicos constructivos (de predominio fluvial), en los cuales son frecuentes facies de canales distributarios con predominio de procesos de remosión en masa, amalgamación y migración de canales (Formaciones Tarija y en parte Escarpment), y facies subordinadas o localizadas de prodelta con procesos de decantación (pelitas Itacuamí).

Al final del Carbonífero y comienzos del Pérmico, se produce un mejoramiento paleoclimático y las temperaturas se elevan gradualmente (fin de la glaciación en este sector de la cuenca), permitiendo el establecimiento de facies continentales fluviales, lacustres y eólicas (Formaciones San Telmo y Cangapi), que culminan con una ingresión marina (Formación Vitiacua) y la depositación de sedimentitas esencialmente calcáreas en una plataforma carbonática somera.

La secuencia reconocida en la Puna presenta una fuerte similitud con la descripta en el párrafo anterior (Formaciones Cangapi-Vitiacua). La transición entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro sugiere un episodio transgresivo que se inicia con facies continentales fluviales que hacia el tope pasan gradualmente a ambientes marinos someros, caracterizados en su tramo inferior por una sedimentación siliciclástica que rápidamente evoluciona a carbonática. Este episodio transgresivo es reconocido regionalmente en otros sectores de la cuenca (quebrada de Las Zorras, Chile), en algunos sectores del noroeste argentino (Alarache, Caraparí) y está ampliamente documentado en Bolivia (López Gamundi y Rossello, 1993a).

ANTIGÜEDAD, BIOESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN DE LAS SUPERSECUENCIAS

REDEPOSITACIÓN DE PALINOMORFOS

De las cuencas neopaleozoicas argentinas, la única que presenta evidencias notables de material palinológico retrabajado es la cuenca Tarija (Azcuy y Laffitte, 1981; Azcuy et al., 1984). Esto es particularmente evidente en la región argentina de la cuenca, la cual conforma su borde austral. Allí, los movimientos de ascenso de los arcos de Michicola y Puneño contribuyeron al relleno de los depocentros carboníferos con pelitas devónicas ricas en palinomorfos. Otro elemento que favoreció la redepositación, fue la marcada erosión a la que estuvo sometido el piso estructural de la cuenca luego de la fase Chánica, especialmente durante el englazamiento (véase Paleovalles y glaciación neopaleozoica, este capítulo) y posterior depositación de sedimentitas carboníferas. Durante ese lapso la materia orgánica tuvo excelentes condiciones de preservación debido a la baja actividad bacteriana (temperaturas bajas) y su corto transporte.

En la parte boliviana, más alejada del borde de la cuenca, no se conocen datos publicados (al menos hasta este momento), sobre material palinológico devónico redepositado en capas del Carbonífero superior (Suárez Soruco, 1989). La mención de casos de material redepositado (incluso de otros períodos) es infrecuente en la literatura palinológica, y esto se debe a que es extremadamente laborioso obtener datos bioestratigráficos precisos, dado que los criterios de separación de material alóctono de autóctono (preservación diferencial, color, edad, etc.) no son a veces fáciles de evaluar (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

La bioestratigrafía de la parte argentina de la cuenca Tarija deberá ser resuelta con las dificultades arriba citadas, pues los únicos (o casi únicos) fósiles disponibles son los palinomorfos. Azcuy y Laffitte (1981) llamaron la atención sobre este problema y comprobaron la similar preservación y escasa diferencia de color del material devónico y carbonífero estudiado, lo cual dificulta el reconocimiento de las varias asociaciones presentes por los motivos arriba apuntados.

ANTIGÜEDAD Y BIOESTRATIGRAFÍA

Los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Tarija y Arizaro contienen distintas asociaciones de mega y microfósiles. Mientras en el sector argentino de la primera sólo se han podido identificar palinomorfos, en la de Arizaro se presentan asociaciones de megafloras y foraminíferos.

Los depósitos correspondientes a los Grupos Macharetí y Mandiyutí son atribuidos al Carbonífero superior por su contenido palinológico proveniente de muestras de superficie y subsuelo. Azcuy y Laffitte (1981) reconocieron en esas supersecuencias tres asociaciones palinológicas, a las que denominaron provisoriamente A, B y C.

Las asociaciones A y B corresponden a los depósitos que se formaron en las condiciones paleoclimáticas más rigurosas (Formaciones Tupambi y Tarija, véase la Figura 6) y su afinidad es próxima a la Palinozona *Ancistrospora* (Azcuy y Jelín, 1980; Azcuy, 1985), atribuida al Carbonífero tardío temprano. La asociación C, recobrada en el Grupo Mandiyutí, presenta mayores similitudes con la Palinozona *Potonieisporites* (Azcuy y Jelín, op. cit.; Azcuy, op. cit.) y es referida al Carbonífero tardío tardío (di Pasquo y Azcuy, 1997a). Estas asociaciones se hallan en revisión (di Pasquo, 1999), y es de destacar que hasta el momento no fueron identificados granos de polen estriados y solamente escasos y mal preservados granos bisacados. Las palinozonas citadas también han sido reconocidas en la cuenca Paganzo (véase capítulo 12) y en la cuenca Chacoparanense (Russo et al., 1980; Vergel, 1993).

El Grupo Cuevo, tomado en el sentido de Sempere (1990), se hallaría integrado sólo por las Formaciones Cangapi y Vitiacua, ambas estériles en la Argentina. Sin embargo, el reciente hallazgo en Bolivia de palinomorfos en la Formación Vitiacua, ha permitido referirla al Pérmico medio-superior (Sempere et al., 1992) y deducir una edad más antigua para la Formación Cangapi.

Por otra parte, las asociaciones reconocidas en las unidades de la cuenca Arizaro no corresponden a palinomorfos. La Formación Cerro Oscuro presenta una escasa megaflora que permite referirla a la Fitozona *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* de edad carbonífera tardía s.l. (Aceñolaza et al., 1972), y la Formación Arizaro contiene abundancia de foraminíferos (no fusulínidos) que permiten atribuirla al Pérmico inferior a medio.

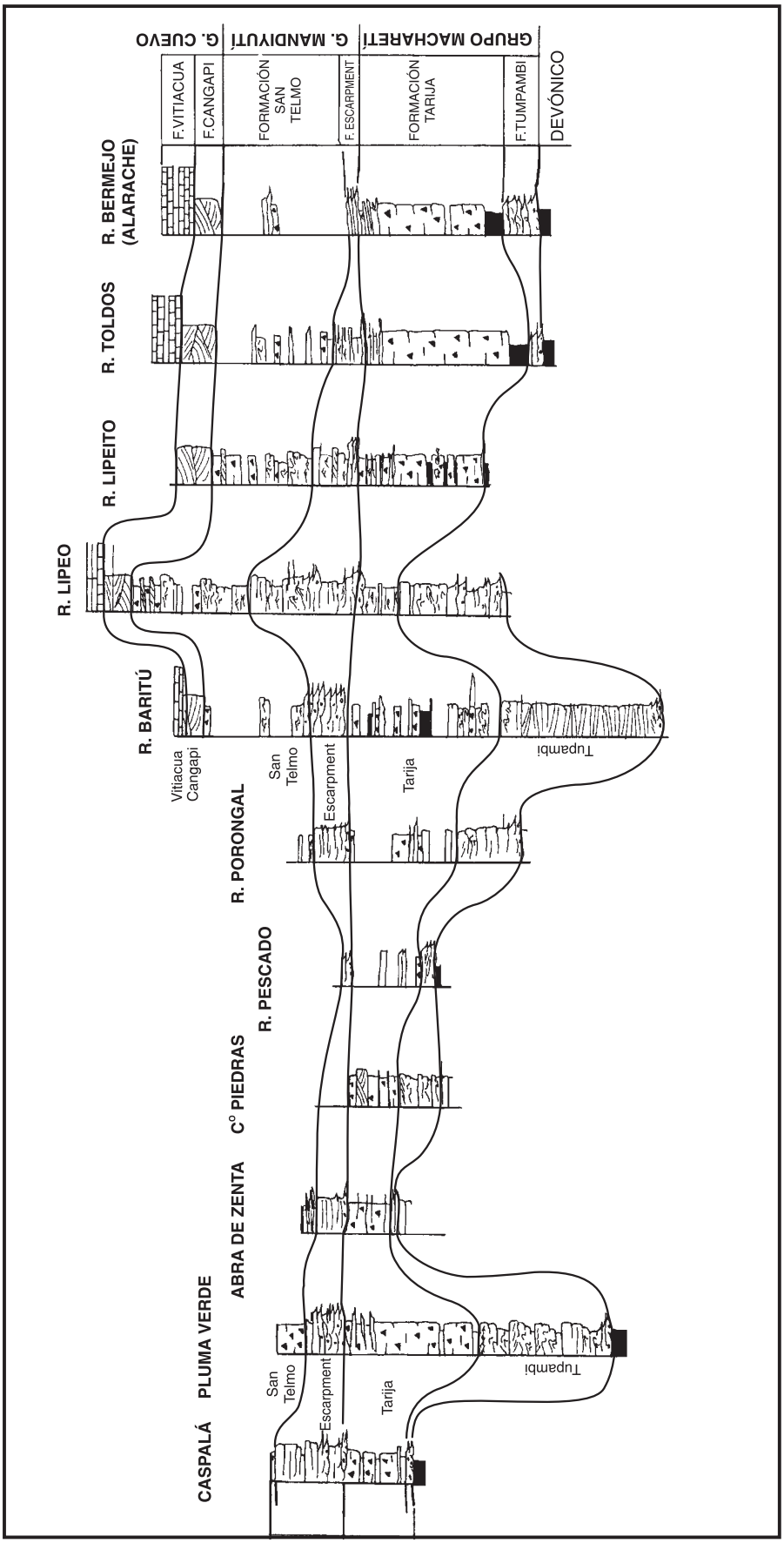


Figura 13. Correlación de perfiles de las Sierras Subandinas y Cordillera Oriental nivelados al techo de la Formación Tarija, modificado de Starck et al. (1993a)

CORRELACIÓN CON OTRAS UNIDADES

Las cuencas neopaleozoicas cuyo análisis ha sido el tema de este capítulo, se caracterizan por continuar en países limítrofes, donde las unidades litológicas pueden o no llevar los mismos nombres. La Figura 13 muestra la correlación entre unidades neopaleozoicas aflorantes en las Sierras Subandinas y en la Cordillera Oriental de la Argentina, niveladas al techo de la Formación Tarija. Los perfiles evidencian las marcadas variaciones en la potencia de las Formaciones Tupambi y Escarpment , en relación con las de Tarija y San Telmo. Los fuertes procesos erosivos previos a la depositación de las dos unidades primero mencionadas, se vinculan, por lo menos en parte, con cambios en el nivel de base producidos como resultado de movimientos eustáticos relacionados con etapas de máximo englazamiento (véase la Figura 6). Los depósitos carbonatados del Grupo Cuevo quedan restringidos a las Sierras Subandinas.

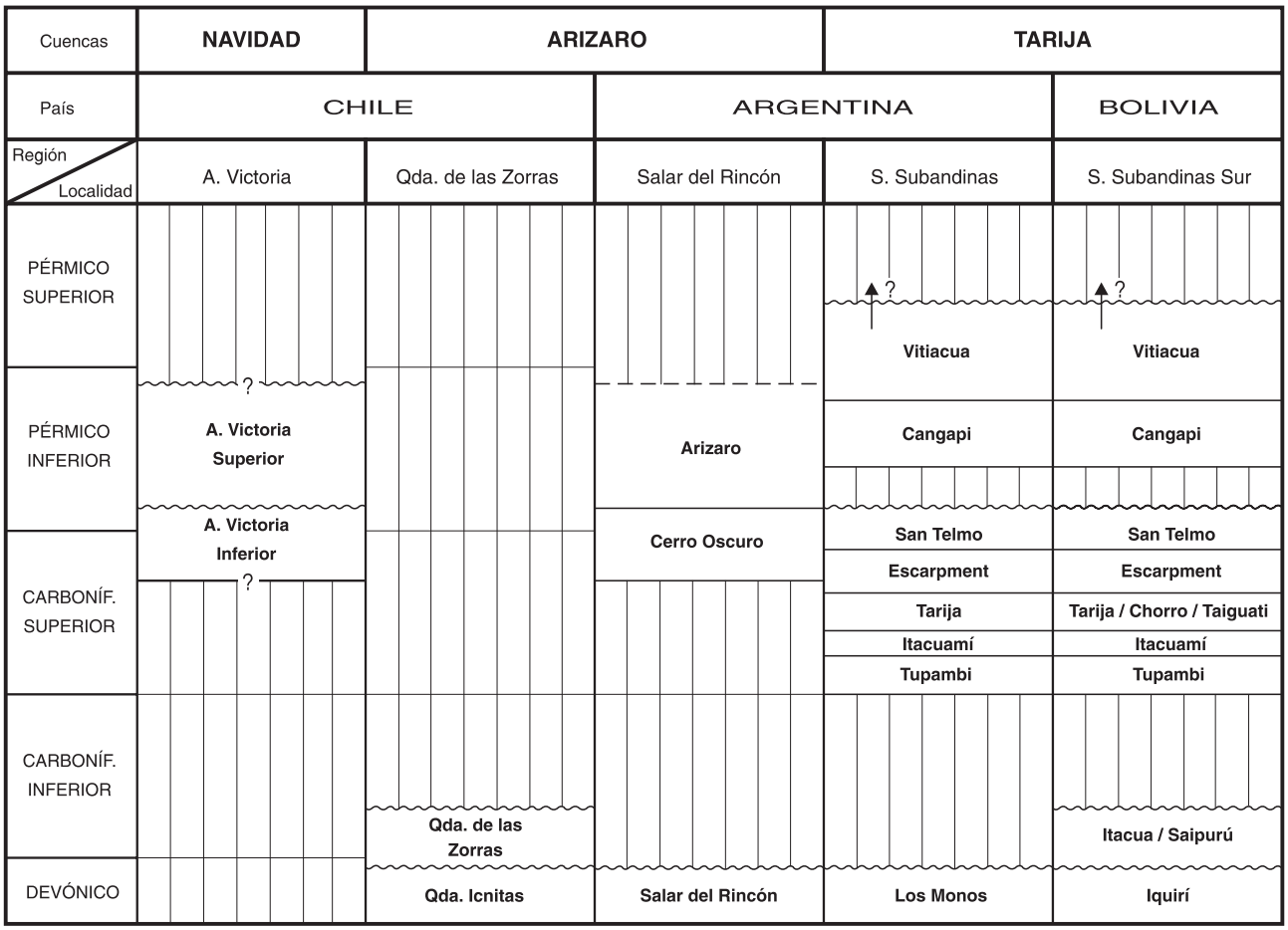
El cuadro 1 es un intento de correlación entre las unidades reconocidas en la cuenca Tarija tanto de la Argentina como de Bolivia, y las aflorantes en la cuenca Arizaro a ambos lados del límite con Chile. En el primer caso (cuenca Tarija), las Supersecuencias Machareti y Mandiyutí presentan, en ambos países, abundantes miosporas que permiten asegurar su edad carbonífera tardía. En relación con la Formación San Telmo sólo la base contiene palinomorfos, de modo que no sería imposible (pero tampoco seguro) que sus tramos más altos alcanzaran la base del Pérmico.

En la Argentina la Formación Tupambi se apoya en discordancia sobre la Formación los Monos, de edad frasniana (Ottone, 1996). Esta discordancia representa un hiato importante y se atribuye a la fase Chánica, pues además de su carácter erosivo muestra un claro componente tectónico. Una situación especial se presenta en Bolivia con la presencia de estratos poco potentes (Formación Itacua/Saipurú) atribuidos al Carbonífero inferior. Estas capas son portadoras de palinomorfos del Carbonífero temprano y yacen en discordancia sobre la Formación Iquirí, de edad devónica tardía, lo cual indica un hiato muy pequeño. Es probable que la discordancia Tupambi/Itacua corresponda también a los movimientos chánicos (véase discordancia pre-carbonífera, este capítulo).

En la cuenca Arizaro las Formaciones Quebrada Icnitas y Salar del Rincón son atribuidas al Devónico temprano. Sobre la primera descansan los depósitos de la Formación Quebrada de Las Zorras, la cual con argumentos paleontológicos es referida como devónica/carbonífera inferior (Rubinstein et al., 1996).

Las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, consideradas en relación de concordancia (Donato y Vergani, 1985), son muy probablemente correlacionables con las Formaciones San Telmo y Copacabana. Las cuatro unidades han brindado

CUADRO 1. CORRELACIÓN DE UNIDADES DE LAS CUENCAS TARIJA (ARGENTINA-BOLIVIA), ARIZARO (ARGENTINA-CHILE) Y NAVIDAD (CHILE)



fósiles que permiten sugerir esa correlación. Por otra parte, la dupla Cangapi-Vitiacua es más difícil de correlacionar, pues la primera es estéril y los fósiles hallados en la segunda son todavía polémicos. Su correlación con las unidades arriba citadas es por ahora tentativa.

Menos segura aún es la relación entre las capas Augusta Victoria Superior e Inferior. La primera contiene depósitos carbonatados que se atribuyen al Pérmico inferior y serían correlacionables con la Formación Arizaro. La edad de la segunda es todavía materia de debate: Niemeyer et al. (1985) consideran a estas capas como de antigüedad carbonífera tardía, en tanto que otros autores (Davidson et al., 1981), la ubican en el Devónico tardío, reconociendo la fase Chánica en la relación entre ambas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F. G. y CRAVERO, O., 1978. Presencia de *Orchesteropus atavus* Frenguelli en la zona norte del Sistema de Famatina. Acta Geológica Lilloana 14(Supl):91-93.

ACEÑOLAZA, F. G., BENEDETTO, G. L. y SALFITY, J., 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. Anales Academia Brasileña Ciências, (Supl.), 44:5-20.

ARIGÓS, L. E. y VILELA, C. R., 1949. Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal, provincia de Salta. Revista Asociación Geológica Argentina, 4(2): 77-131.

AYAVIRÍ, A., 1972. El Sistema Carbónico en el Sureste boliviano. Anales Academia Brasileña Ciências, (Supl.), 44:51-60.

AZCUY, C. L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. 10º Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (Madrid, 1983), 4: 281 -293.

AZCUY, C. L. y CAMINOS, R., 1987. XI. Diastrofismo. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 239-252, Córdoba.

AZCUY, C. L. y CAMINOS, R., 1988. Características paleogeográficas y diastróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 78: 203-224.

AZCUY, C. L. y DI PASQUO, M. M., 1999. Pollen grains of the Late Carboniferous (Escarpment and San Telmo Formations) in the Argentine area of the Tarija-Titikaka Basin. Palaeontographica (en prensa).

AZCUY, C. L. y JELÍN, R., 1980. Las palinozonas del límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Paganzo. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología (1978), 4: 51-67.

AZCUY, C. L. y LAFFITTE, G., 1981. Palinología de la cuenca Noroeste Argentina. I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 823-838.

AZCUY, C. L., LAFFITTE, G. y RODRIGO, L., 1984. El límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Tarija-Titicaca. 3º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Corrientes, 1982), 1: 39-44.

BALDIS, B. A. J. y SARUDIANSKY, R. M., 1975. El Devónico del noroeste de la Precordillera argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30:301-330.

BALDIS, B. A. J., VIRAMONTE, J. G. y SALFITY, J. A., 1975. Geotéctonica de la comarca comprendida entre el cratógeno central argentino y el borde austral de la Puna. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4:25-44.

BARBAGALLO, J., 1986. Estudio de las sedimentitas Neopaleozoicas correspondientes a las Formaciones Itacuamí y Tarija en el Arroyo Tuyunti, Salta. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 84 pp.

BELLOTI, H. J., SACCAVINO, L. L. y SCHACHNER, G. A., 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Sub-Andean Fold and Thrust Belt of Northern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. y H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 545-555.

BELTAN, L., FRENEIX, S., JANVIER, P. y LÓPEZ PAULSEN, O., 1987. La faune triassique de la Formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). Neues Jb. Geologie Paläontologie, Mh., 2:99-115.

BENEDETTO, J. L., 1977. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina). 2º Congreso Latinoamericano de Geología, pp. 1009-1024.

BODENBENDER, G., 1906. Informe sobre una exploración geológica en la región de Orán (provincia de Salta). Boletín Ministerio Agricultura, 4(4-5): 392-399.

BONARELLI, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito minero de Orán. Ministerio Agricultura, Dirección General Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín, 1-43 pp.

BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio Agricultura, Anales Sección Geología, 15 (1): 1-96.

BRACACCINI, I. O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia 10(6): 57-69.

CARRIZO, H.A. y AZCUY, C.L., 1997. Las fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. Revista Universidade Guarulhos, Geociências, 2(Nº Especial): 19-27.

CERDÁN, J., 1979. Informe referido al Permo-Carbonífero en la zona noroeste de Aguaray y Jollín. YPF, informe inédito. Buenos Aires.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Review, 18:303-332.

CONTI, C. M. y RAPALINI, A. E., 1993. La deriva polar aparente del Gondwana en el Paleozoico en función de nuevos datos paleomagnéticos de Argentina. Implicancias paleolatitudinales para América del Sur. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:404-414.

CRIADO ROQUÉ, P., DE FERRARIS, C., MINGRAMM, A., ROLLERI, E. O., SIMONATO, I. B. y SUERO, T., 1960. cuencas sedimentarias de la Argentina. Boletín Informaciones Petroleras, 320:1-21.

CUERDA, A., AZCUY, C. L., VALENCIO, D. A. y VILAS, J. F., 1987. Introducción. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 5-13 pp., Córdoba.

DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RIVANO, S., 1981. Evidencias de tectogénesis del Devónico superior - Carbónico inferior, al oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 12:79-86.

DI PASQUO, M.M., 1999. Palinología, bioestratigrafía y correlación de las asociaciones presentes en los Grupos Machareti y Mandiyutí, Neopaleozoico de la Cuenca Tarija, provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita).

DI PASQUO, M.M. y AZCUY, C.L., 1997a. Palinología del Grupo Mandiyutí, Carbonífero Superior, cuenca Tarija, Argentina. 10º Congreso Geológico Chileno, 1:475-479.

DI PASQUO, M.M. y AZCUY, C.L., 1997b. Palinomorfos retrabajados en el Carbonífero Tardío de la cuenca Tarija (Argentina) y su aplicación a la datación de eventos diastróficos. Revista Universidade Guarulhos, Geociências 2 (Nº Especial): 28-42.

DONATO, E. O. y VERGANI, G., 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, 1:262-283.

EYLES, N., 1993. Earth's glacial records and its tectonic setting. Earth Science Review, 35:1-248.

EYLES, N., GONZÁLEZ BONORINO, G., FRANCA, A. B., EYLES, C. H. y LÓPEZ PAULSEN, O., 1995. Hydrocarbon-bearing Late Paleozoic glaciated basins of Southern and Central South America. En:

A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 165-183.

FERNÁNDEZ CARRO, A., 1943. Estructura de la Sierra de Macuetá, desde el paralelo 22º hasta El Lecheronal. Prov. de Salta. YPF, informe inédito. Buenos Aires.

FERNÁNDEZ CARRO, A., MORENO, R. y REGINATTO, 1965. Aspectos generales de la estratigrafía y tectónica de la región petrolera del norte salteño. Facies y extensión del Gondwana. Acta Geológica Lilloana, 7:163-180.

FERNÁNDEZ GARRASINO, C. A., 1978. Algunos rasgos sedimentarios y estratigráficos de las llamadas «Areniscas del Palmar» (Carbónico de la cuenca de Tarija, Chaco Salteño) y esquemas evolutivos paleoam-bientales del Grupo Macharetí, Argentina. Reunión Nacional «El Paleozoico de Argentina», Acta Geológica Lilloana, 14 (suplemento): 49-52 (Resumen).

FERNÁNDEZ GARRASINO, C. A., 1979. Algunos rasgos estratigráficos y sedimentológicos de las llamadas «Areniscas del Palmar», Formación Tarija, Carbónico del Chaco Salteño. Petrotecnia, (1-2):25-29.

FERNÁNDEZ SEVESO, F. y TANKARD, A. J., 1995. Tectonics and Stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 285-301.

ISAACSON, P.E. y DÍAZ MARTÍNEZ, E., 1995. Evidence for the middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes. En: A.J. Tankard, R. Suárez S. and H.J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62:231-249.

LÓPEZ GAMUNDI, O. R., 1986. Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la Sierra de Aguaragüe, provincia de Salta. Asociación Geológica Argentina, Revista, 41(3-4):334-355.

LÓPEZ GAMUNDI, O. R. y ROSSELLO E. A., 1993a. La Fase Atacama y los Movimientos Intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:100-106.

LÓPEZ GAMUNDI, O.R. y ROSSELLO, E.A., 1993b. Devonian - Carboniferous uncon-formity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. Geologische Rundschau, 82:136-147.

MATHER, K. F., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación. Bulletin Geological Society of America, 33: 703-764.

MAURI, E., PADULA, E. y ALDAZOSA, J., 1956. Yacimientos de petróleo y gas en Bolivia. 20º Congreso Geológico Internacional. Simposio de Yacimientos de Petróleo y Gas, en América del Sur y Antillas, Méx. 4.

MÉGARD, F., DALMAYRAC, B. LAUBACHER, G., MAROCCO, R., MARTÍNEZ, C., PAREDES, J. y TOMASI, P., 1971. La Châine hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers Résultats. Cahiers O. R. S. T. O. M., séries Géologie, 3(1):5-44.

MÉNDEZ, V., NAVARINI, D., PLAZA, D. y VIERA, V., 1973. Faja eruptiva de la Puna oriental. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:147-158.

MINGRAMM, A., RUSSO, A., POZZO, A. y CAZAU, L., 1979. Sierras Subandinas. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:95-138. Córdoba.

MON, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. Revista Asociación Geológica Argentina, 34(1): 53-60.

MON, R. y SALFITY, J. A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 269-283.

MOYA, M. C. y SALFITY, J. A., 1982. Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. 5º Congreso Latinoamericano Geología, Actas, 3: 523-536.

NAVARINI, A. y VIERA, O., 1971. Trabajos de fotogeología en el área Salta-Jujuy del plan NOA-1 y métodos empleados. 1º Simposio Argentino Geología Económica, 1:131-140, San Juan.

NIEMEYER, H. R., URZÚA, F. A., ACEÑOLAZA, F. G. y GONZÁLEZ, C. R., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4º Congreso Geológico de Chile, 410-438.

OLLER, J. y SEMPERE, T., 1990. A fluvioeolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia (Abstract). International Symposium of Andean Geodynamics, 237-240.

OTTONE, E.G., 1996. Devonian palynomorphs from the Los Monos Formation, Tarija Basin, Argentina. Palynology, 20:101-151.

PADULA, E. L. y REYES, F. C., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, Bolivia. YPFB, Boletín Técnico 1(1): 9-70.

PÉREZ LEYTON, M., 1991. Miospores du Devonien Moyen et Superieur de la coupe de Bermejo-La Angostura (Sud-Est de la Bolivie). Annales de la Société Géologique du Belgique, 113(2, 1990): 373-389.

POLANSKI, J., 1959. El Bloque Varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 12(3): 165-197.

POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. y VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual framework. En: C. K. Wilgus et al. (Eds.): Sea level changes: an integrated approach. Socéty Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42:109-124.

POZZO, A. y FERNÁNDEZ GARRASINO, C. O., 1979. Sobre la presencia de depósitos de barrera litoral en la Formación Tupambi (Mississippiano) en el subsuelo del Chaco Salteño (provincia de Salta, Argentina). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 551-562.

RAMOS, V., 1988. Late Paleozoic-early Paleozoic of South America, a collisional history. Episodes, 2:168-173.

RAMOS, V. y PALMA, M., 1996. XIII. Tectonismo y diastrofismo (tectónica). En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, pp. 239-254. Córdoba.

RAMOS, V., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., KAY, S., CORTÉS, J. y PALMA, M., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:84-106.

REYES, F. C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. Anales Academia Brasileña Ciências (Supl.), 4: 261-277.

ROCHA CAMPOS, A. C., DE CARVALHO, R. G. y AMOS, A. J., 1977. A Carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean Bolivia. Revista Brasileña Geociencias, 7:287-304.

RUBINSTEIN, C., NIEMEYER, H. y URZÚA, F., 1996. Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de la Sierra de Almeida, región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 23(1):81-95.

RUSSO, A., ARCHANGELSKY, S. y GAMERRO, J. C., 1980. Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la llanura Chaco-Pampeana, Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 4: 157-173.

SALFITY, J. A., 1980. Desarrollo paleogeográfico del Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Reunión Anual Proyecto 44 IGCP, "Lower Paleozoic of South America", Lima.

SALFITY, J. A. y GORUSTOVICH, S. A., 1978. Geología pregondwánica del centro-oeste sudamericano. Acta Geológica Lilloana, (Supl.), 14:39-41.

SALFITY, J. A., OMARINI, R., BALDIS, B. y GUTIÉRREZ, W. J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4:341-361.

SALFITY, J. A., GORUSTOVICH, S. A. y MOYA, M. C., 1984. Las fases diastróficas en los Andes del norte Argentino. Simposio Tectónica Centro-Andina y Relaciones con Recursos Naturales. Comisión Nacional de Estudios Geofísicos, Bolivia.

SALFITY, J., AZCUY, C. L., LÓPEZ GAMUNDI, O., VALENCIO, D. A. y VILAS, J. F., 1987. II. Cuenca Tarija. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 15-40 pp., Córdoba.

SALINAS, E., OBLITAS, G. J. y VARGAS, F. C., 1978. Exploración del Sistema Carbonífero en la cuenca oriental de Bolivia. Revista Técnica, YPF Bolivia, 7(1-3):5-49.

SCALABRINI ORTÍZ, J., 1972. La cuenca del Río Blanco en el sector norte de la Precordillera argentina y su relación con las sedimentitas del «Grupo Paganzo». Anales de la Academia Brasilera de Ciencias, 44 (Supl.):313-320.

SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas del norte argentino. Boletín Informaciones Petroleras, 14(156):1-49.

SCHLATTER, L. E. y NEDERLOF, M. H., 1966. Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia. Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), 8:1-49.

SEMPERE, T., 1990. Cuadros Estratigráficos de Bolivia: Propuestas Nuevas. ORSTOM, Informe No. 20, p. 1-26. La Paz.

SEMPERE, T., 1995. Phanerozoic Evolution of Bolivia and adjacent regions. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 207-230.

SEMPERE, T., AGUILERA, E., DOUBINGER, J., JANVIER, P., LOBO, J., OLLER, J. y WENZ, S., 1992. La Formation de Vitiacua (Permien Moyen à supérieur-Trias? inférieur, Bolivie du Sud): stratigraphie, palynologie et paléontologie. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 185:239-253.

STARCK, D., 1995. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 251-267.

STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1992. La cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 30:2-14.

STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1993a. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12º International Congress Carboniferous - Permian, Comptes Rendus, 2:353-372, Buenos Aires.

STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1993b. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. 12 International Congress Carboniferous-Permian, Comptes Rendus, 2:373-384. Bs.As.

SUÁREZ SORUCO, R., 1986. The Carboniferous System of Bolivia: a brief summary. Proyecto 211 IUGS - UNESCO «Late Paleozoic of South America», Comunicaciones: 11-26. Córdoba, Argentina.

SUÁREZ SORUCO, R., 1989. El ciclo Cordillerano (Silúrico - Carbonífero inferior) en Bolivia y su relación con países limítrofes. Revista Técnica de YPFB, 10 (3-4): 233-243.

SUÁREZ SORUCO, R. y LOBO BONETA, J., 1983. La fase compresiva Eohercínica en el sector oriental de la cuenca Cordillerana de Bolivia. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 9 (1-4): 189-202.

SUÁREZ SORUCO, R. y LÓPEZ PUGLIESSI, M., 1983. Formación Saipurú, nuevo nombre formacional para representar a los sedimentos superiores del Ciclo Cordillerano (Devónico superior - Carbónico inferior), Bolivia. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 9 (1-4): 209-213.

TANKARD, A. J., ULIANA, M., WELSINK, H., RAMOS, V., TURIC, A., FRANCA, A., MILANI, E., BRITO NEVES, B. de, EYLES, N. y SKARMETA, J., 1995. Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62:5-52.

TAPIA, E. J., 1985. Estudio de las sedimentitas Neopaleozoicas en el Río Caraparí, Salta. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 92 pp.

TOMEZZOLI, R. N., 1996. Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico - Triásico Inferior) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del río Bermejo (Orán, Salta y Tarija, Bolivia). Asociación Geológica Argentina, Revista, 51(1-4): 37-50.

TRUJILLO IKEDA, H., 1989. Nuevo hallazgo de fósiles de la Formación Taiguati en la Serranía Caipipendi, Santa Cruz, Bolivia. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 10:7-11.

TURNER, J. C. y MÉNDEZ, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruyá, provincia de Salta, Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín, 51:11-24.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. y RAHMANIAN, V. D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores and outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series No. 7, 55 pp., Tulsa.

VEEVERS, J. J. y POWELL, C. A., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. Geological Society America, Bulletin, 98:475-487.

VERGEL, M. M., 1993. Palinoestratigrafía de la secuencia neopaleozoica de la cuenca Chacoparanense, Argentina. 12º International Congress Carboniferous-Permian, Comptes Rendus, 1:201-211. Bs. As.

VILLA, R. R., JIMÉNEZ, E. y GERMANO, R., 1984. Consideraciones estratigráficas y petroleras de la Formación Tupambi en el subsuelo del Norte Argentino, provincia de Salta. 9º Congreso Geológico Argentino, 7:106-116.

VISTALLI, M. C., 1989. Cuenca Siluro - Devónica del Noroeste. En: G. A. Chebli y L. A. Spalleti (Eds.): cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica No. 6, 19-42 pp., S. M. Tucumán.

WHITE, K. D., 1923. Detailed reconnaissance of the Candado range and the Tarija valley between the Pescado river and the mouth of the Itaú river with supplementary data on the San Telmo range, SE Bolivia and NW Argentina. Standard Oil Co. of Bolivia. Informe Inédito.

WILLIAMS, K. E., 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic Paleogeography of Gondwana. En: A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 79-100.

Recibido: julio 1996; revisado mayo 1999.

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (12): 261 - 318, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 12

CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, FAMATINA, PRECORDILLERA, CORDILLERA FRONTAL Y BLOQUE DE SAN RAFAEL

Carlos L. Azcuy[1], Hugo A. Carrizo[2] y Roberto Caminos[†]

INTRODUCCIÓN

Las unidades morfoestructurales Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael son ricas en depósitos neopaleozoicos, marinos y continentales, que se extienden desde el Carbonífero temprano hasta el Pérmico tardío.

La distribución de estos depósitos en la región centro-occidental de la República Argentina se muestra esquemáticamente en la Figura 1. Su existencia se conoce desde fines del siglo pasado y han sido objeto hasta la fecha de innumerables contribuciones. Hemos de sintetizar esos aportes en cuatro momentos, que son:

1) La contribución de Bodembender (1911), quien realiza el primer estudio regional de la parte meridional de La Rioja, el cual sirvió de base a todos los estudios posteriores.

2) La definición, atendiendo a sus características estructurales y estratigráficas, de las cuencas o subcuencas neopaleozoicas centrales de la Argentina: Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970a y b; Salfity y Gorustovich, 1983), Uspallata-Iglesia (González, 1985), Río Blanco (Scalabrini Ortiz, 1972a y b), Calingasta-Uspallata (Amos y Rolleri, 1965; Amos, 1972) y San Rafael (Polanski, 1970; Azcuy, 1985). Estos trabajos se transformaron en el disparador de numerosos estudios que contribuyeron a resolver y también plantear nuevos interrogantes.

3) La aparición de dos obras, realizadas por numerosos especialistas, dedicadas principalmente a lograr una puesta al día de los conocimientos sobre el Carbonífero y el Pérmico de nuestro país: *El Sistema Carbonífero en la República Argentina* (Archangelsky, Ed., 1987) y *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (Archangelsky, Ed., 1996).

4) La aplicación a los depósitos neopaleozoicos de modernos conceptos sobre geotectónica y estratigrafía secuencial (López Gamundí et al., 1989; Fernández Seveso et al., 1993; Fernández Seveso y Tankard, 1995; Tankard et al., 1995; Williams, 1995), los cuales servirán de base a nuevas interpretaciones y también a renovadas polémicas.

EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA

El basamento de las cuencas carbonífero-pérmicas del centro-oeste argentino está constituido por metamorfitas y granitoides de edad proterozoica a paleozoica inferior, o por sedimentitas marinas de antigüedad cámbrica hasta devónica inclusive. Sobre estas rocas (que componen el sustrato precarbonífero de las actuales Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael), descansan discordantemente los depósitos del Paleozoico superior que rellenaron las cuencas Paganzo, Uspallata-Iglesia y San Rafael (Figura 2).

Entre los 28° y 35° de latitud Sur, según se muestra en las Figuras 3A, 3B y 4, las sedimentitas de las cuencas Paganzo y Uspallata-Iglesia se apoyan, de este a oeste, sobre: 1) el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas orientales, compuesto por metamorfitas proterozoicas del ciclo Pampeano removilizadas durante el Paleozoico inferior a medio e intruidas por granitos, o sobre las sedimentitas ordovícicas del Famatina también intruidas por granitoides eo- a mesopaleozoicos (orógeno Famatiniano); 2) el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas occidentales, formado principalmente por metamorfitas proterozoicas de edad grenvilliana (orógeno Grenville?); 3) sobre las sedimentitas marinas cambro-devónicas plegadas de la Precordillera; 4) sobre el Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza, unidad de probable edad proterozoica.

El sustrato precámbrico de las Sierras Pampeanas occidentales, de la Precordillera (no expuesto) y de la Cordillera Frontal, así como su posible continuación hacia el noroeste, en territorio chileno (afloramientos de La Pampa, Mejillones, Limón Verde, Belén, y otros), ha sido denominado Occidentalia (Dalla Salda et al., 1992, 1993). Según estos autores se trataría de una porción grenvilliana de Laurentia, continente que durante el Ordovícico habría colisionado con Gondwana, originando en el Famatina y en las Sierras Pampeanas el orógeno Famatiniano. De acuerdo con Ramos et al. (1986, 1993), el basamento precámbrico al oeste de las Sierras Pampeanas estaría integrado por elementos alóctonos tales como los terrenos Pampia, Precordillera (desmembrado de Laurentia) y Chilenia (véanse las Figuras 3A y 4), amalgamados a Gondwana en el Proterozoico, en el Ordovícico superior y en el Devónico-Carbonífero respectivamente. En los capítulos 6 y 24 de este volumen se encontrarán mayores referencias acerca de estos problemas.

La compresión ocurrida a fines del Devónico como consecuencia del choque y/o empuje del sustrato proterozoico más occidental hacia el este, produjo el plegamiento y corrimiento de los depósitos eopaleozoicos que afloran actualmente en la Precordillera y en el borde oriental de la Cordillera Frontal (movimientos chánicos). Luego sigue un período de ascenso y de erosión simultáneos, inatalándose una nueva zona de subducción en el borde pacífico del continente.

1 Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, (1428) - CONICET.
2 Fundación Miguel Lillo. Sección Paleobotánica, Miguel Lillo 251 (4000) S. M. de Tucumán.

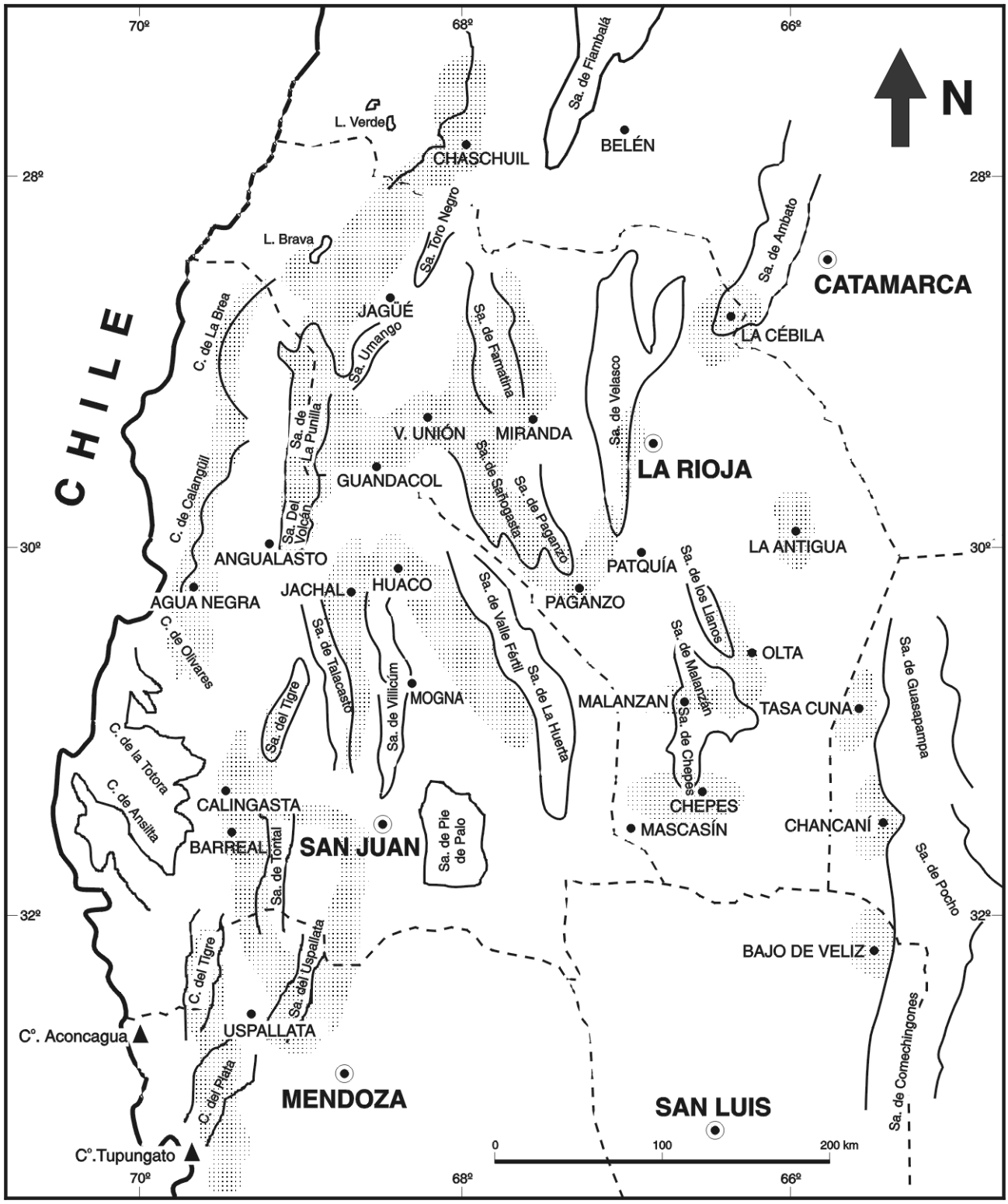


Figura 1. Distribución esquemática de los depósitos neopaleozoicos en el centro-oeste de la Argentina.

Con estos acontecimientos da comienzo el ciclo Gondwánico. Recientemente, Astini (1996) propone una interpretación diferente: vincula la colisión de Chilenia con la contracción que habría ocurrido en el límite Silúrico-Devónico y relaciona la fase Chánica con condiciones extensionales durante el inicio del ciclo Gondwánico y el comienzo de la glaciación carbonífera.

La distensión da origen a cuencas de antepaís, retroarco y antearco. Durante el Carbonífero inferior el antepaís, o sea el basamento proterozoico-paleozoico inferior de las actuales Sierras Pampeanas, permanece como un área positiva sujeta a la erosión; no se ha registrado hasta ahora la presencia de sedimentos eocarboníferos en esta región (cuenca Paganzo). El área de retroarco (cuenca Uspallata-Iglesia, subcuenca Río

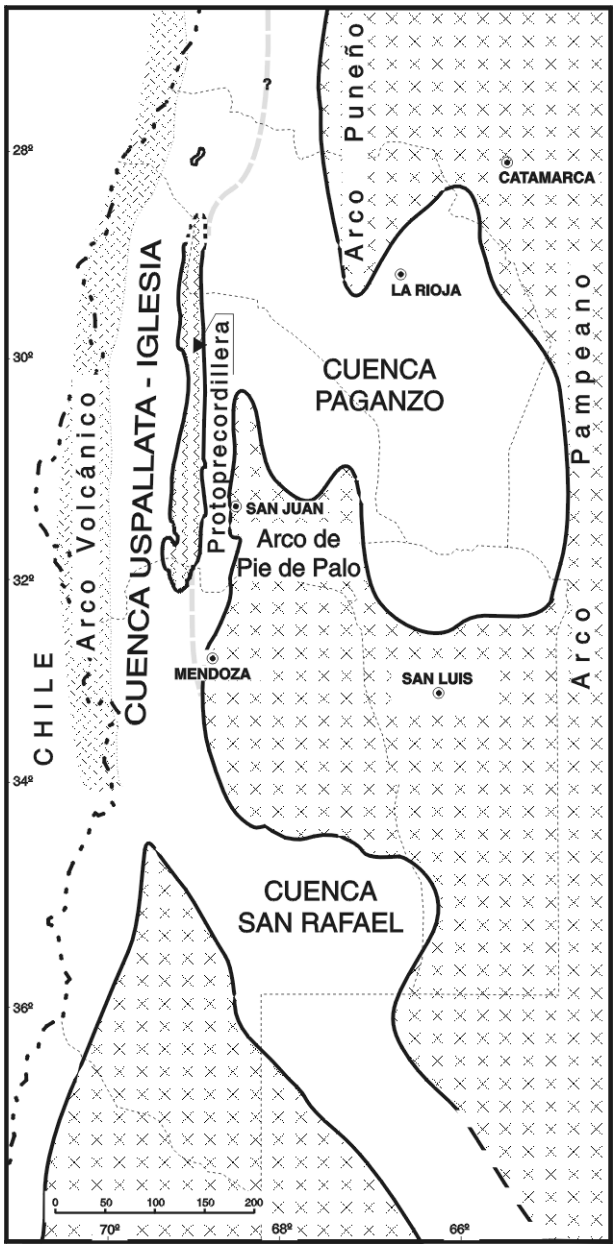


Figura 2. Cuencas neopaleozoicas del centro-oeste argentino.

Blanco), recibió en cambio un grueso volumen de sedimentos continentales y marinos (Grupo Angualasto), que descansan sobre la superficie de erosión chánica (véanse las Figuras 3A y 5A). El límite oriental de la subcuenca Río Blanco, cuyos afloramientos se sitúan en el norte de San Juan y noroeste de La Rioja, coincide aproximadamente con la zona de contacto entre las actuales Precordillera y Sierras Pampeanas.

Evidencias de nuevos esfuerzos compresivos, seguidos de distensión y actividad magmática al final del Carbonífero temprano son materia de debate. La relación de discordancia angular mencionada en el norte de la Precordillera, entre estratos eo- y neocarboníferos (Caminos, 1972; Caminos et al., 1990; Fauqué y Limarino, 1992), ha sido recientemente reinterpretada, sobre la base de nuevas evidencias paleontológicas y de campo, y atribuida a los movimientos chánicos (Carrizo y Azcuy, 1997). Por otra parte, en la porción norte de la sierra de La Punilla (La Jarilla, Las Peladas), se ha observado pasaje transicional entre los depósitos del Carbonífero inferior y superior (Caminos et al., 1993; Morel et al., 1993, 1996) (Figura 14).

La actividad ígnea está representada por un conjunto de plutones granitoideos cuyas relaciones estratigráficas y/o edades isotópicas (341-311 Ma) indican fechas de emplazamiento o enfriamiento intracarboníferas (Caminos et al., 1979; Caminos et al., 1990; Fauqué et al., 1991; Cingolani et al., 1993). Son cuerpos pequeños y escasos en la Precordillera; más abundantes y de mayor tamaño en la Cordillera Frontal, donde aparecen como los componentes más antiguos de los batolitos gondwánicos. Estos batolitos pueden mostrar como roca de caja el basamento cristalino del borde occidental de las Sierras Pampeanas, el Paleozoico inferior de la Precordillera y la Cordillera Frontal, el Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal y el Carbonífero de la Precordillera (Figura 3B).

Hacia el comienzo del Carbonífero tardío se estructuró en el antepaís la cuenca Paganzo; salvo en algunos lugares de su borde occidental donde se reconocen depósitos marinos, la cuenca Paganzo contiene depósitos mayormente continentales de edad carbonífera superior-pérmica (Grupo Paganzo), apoyados sobre el sustrato precarbonífero de las Sierras Pampeanas, el Famatina y el borde oriental de la Precordillera (véanse las Figuras 3B y 5A). En la región de retroarco continuó el relleno de la cuenca Uspallata-Iglesia en su porción más joven, la subcuenca Calingasta-Uspallata. Ésta reúne sedimentos marinos y continentales de edad equivalente a los del antepaís (Grupos San Eduardo y Pituil), los cuales descansan sobre el sustrato precarbonífero de la Precordillera y Cordillera Frontal, o sobre capas del Carbonífero inferior de la Precordillera (Figuras 3B y 5A). Algunas efusiones basálticas en el antepaís (Paganzo) y andesíticas en el retroarco (río del Peñón) sugieren, para esta época, un régimen predominantemente distensivo.

Durante el Pérmico inferior temprano la fase orogénica San Rafael plegó y corrió los depósitos de retroarco (Figura 3C). Las deformaciones más fuertes ocurrieron en la Cordillera Frontal, donde se observan pliegues, corrimientos y zonas de cizalla con vergencia al este. En la Precordillera la deformación fue menos intensa; se observan allí grandes pliegues simples, abiertos (sinclinales del Rincón Blanco, Santa Elena, etc.), algunos de dimensiones kilométricas, de los cuales comúnmente afloran los flancos. En el antepaís se produjo el fracturamiento en bloques del basamento y la deformación comparativamente suave de la cobertura sedimentaria.

Luego de un intervalo breve de ascenso y erosión comenzó la actividad ígnea pérmico-triásica (Figura 3D). Sobre la superficie de erosión sanrafaélica, en fuerte discordancia angular sobre los depósitos carbonífero-pérmicos y rocas más antiguas, se extendió el plateau volcánico representado por el Grupo Choiyoi. Las primeras efusiones fueron de composición andesítica; los productos posteriores, más abundantes, fueron riolítico-dacíticos, a menudo en facies ignimbríticas. En este lapso tuvo lugar la intrusión de numerosos plutones graníticos; estos cuerpos de emplazamiento postectónico, son los componentes principales de los batolitos de la Cordillera Frontal (batolitos de Colangüil y del Portillo). Los inicios de la actividad ígnea pérmico-triásica en esta región, habrían coincidido con el cese de la subducción y con el comienzo de un régimen distensivo, posorogénico, de alcance supracortical (Kay et al., 1989; Llambías y Sato,

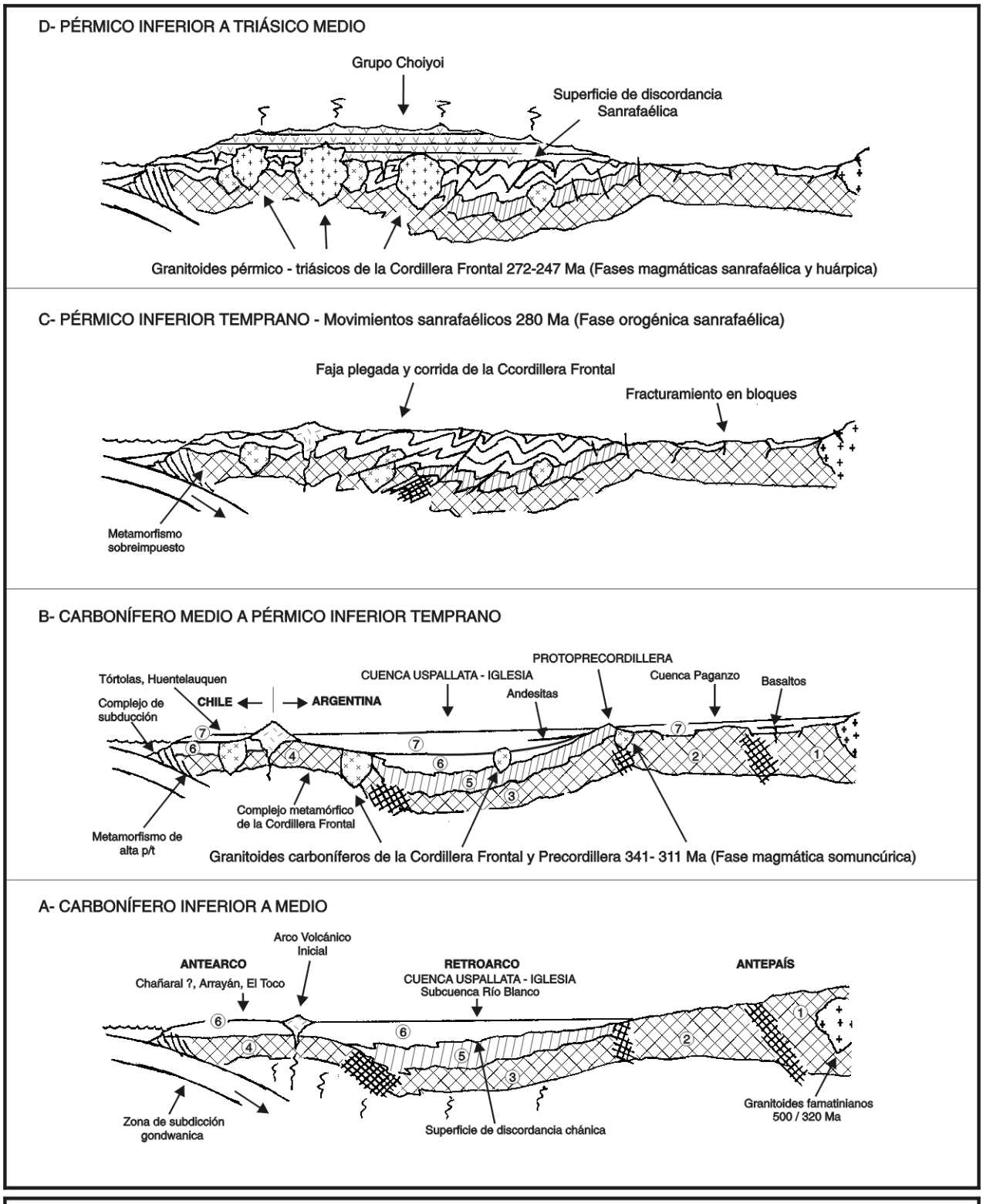


Figura 3. Cortes esquemáticos mostrando la evolución de las cuencas carbonífero-pérmicas del centro-oeste argentino (28°-35° LS y de los procesos magmáticos y tectónicos asociados, (modificado de Caminos y Azcuy, 1996).

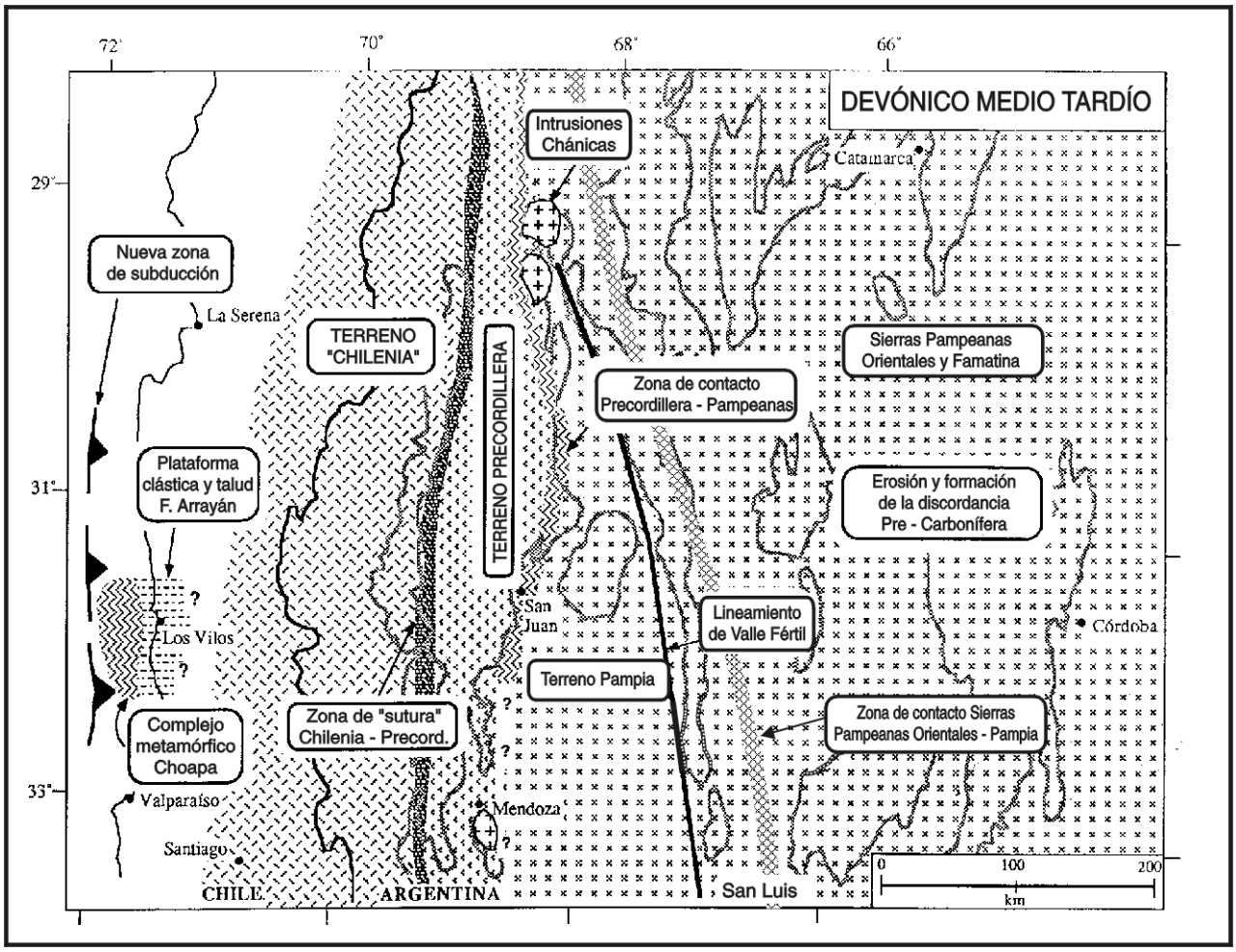


Figura 4. Paleogeografía del Devónico medio tardío mostrando las relaciones entre los terrenos Chilenia, Precordillera y Pampeanas luego de la acreación de Chilenia durante la Orogenia chánica, (modificado de Ramos et al., 1986)

1990). En el capítulo 14 de este volumen se encontrará un tratamiento más amplio y detallado sobre las rocas ígneas gondwánicas.

DISCORDANCIAS Y GLACIACIÓN

Una interpretación global de la evolución de los depósitos neopaleozoicos en la cuenca Paganzo y las cuencas vecinas del sector centro oeste de la Argentina (Uspallata-Iglesia y San Rafael), debe basarse en la coherencia y precisa ubicación en el tiempo de los siguientes elementos: a) edad de las secuencias involucradas, b) ubicación temporal e importancia de las discordancias que separan conjuntos de estratos, c) magnitud de los fenómenos de englazamiento que afectaron esas secuencias y posición del paleopolo durante ese lapso y d) características de los procesos de subducción que culminaron con la acreción del terreno Chilenia (véase en capítulo 11 «Discordancia pre-carbonífera» y «Evolución paleoambiental de las cuencas Tarija y Arizaro», este volumen).

a) Uno de los primeros puntos a considerar es la antigüedad de los depósitos ubicados al este y oeste de la Protoprecordillera (Baldis y Chebli, 1969). En este contexto los depósitos que afloran en las nacientes del río de La Troya (Fauqué et al., 1989) y en el sector nororiental de la sierra de La Punilla (Caminos et al., 1993), han sido de ubicación conflictiva por su posición limítrofe entre cuencas (Figuras 5A, 13 y 14). Ambos son portadores de la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* atribuida al Carbonífero temprano (Carrizo y Azcuy, 1997), por lo cual serán incluidos en este trabajo en la subcuenca Río Blanco. Por otro lado, las sedimentitas más antiguas reconocidas en la cuenca Paganzo corresponden a los términos basales de la Formación Guandacol, donde en todos los casos en que fueron obtenidos fósiles (continentales o marinos), sólo han sido indicativos de una antigüedad carbonífera tardía temprana (Azcuy y Ottone, 1983; Azcuy, 1986; Vázquez Nístico y Césari, 1987; Césari y Vázquez Nístico, 1988; Ottone y Azcuy, 1989; Césari et al., 1990; Lech et al., 1990; Martínez, 1993; Gutiérrez y Pazos, 1994; Gutiérrez et al., 1995, 1996) (Figura 5C).

Los depósitos eocarboníferos del sector norte y occidental de la Protoprecordillera correspondientes a los alrededores del Bolsón de Jagüé, Malimán y Calingasta, son incluidos en la cuenca Uspallata-Iglesia y portadores en los dos primeros casos, de la fitozona *Archaeosigillaria-Malimanium* atribuida al Carbonífero temprano temprano (Carrizo y Azcuy, 1997); en la última localidad citada (Km 117 de la ruta 20), contienen elementos de la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* de edad carbonífera temprana (Carrizo y Azcuy, 1997). También han sido reconocidos depósitos marinos del Carbonífero superior y

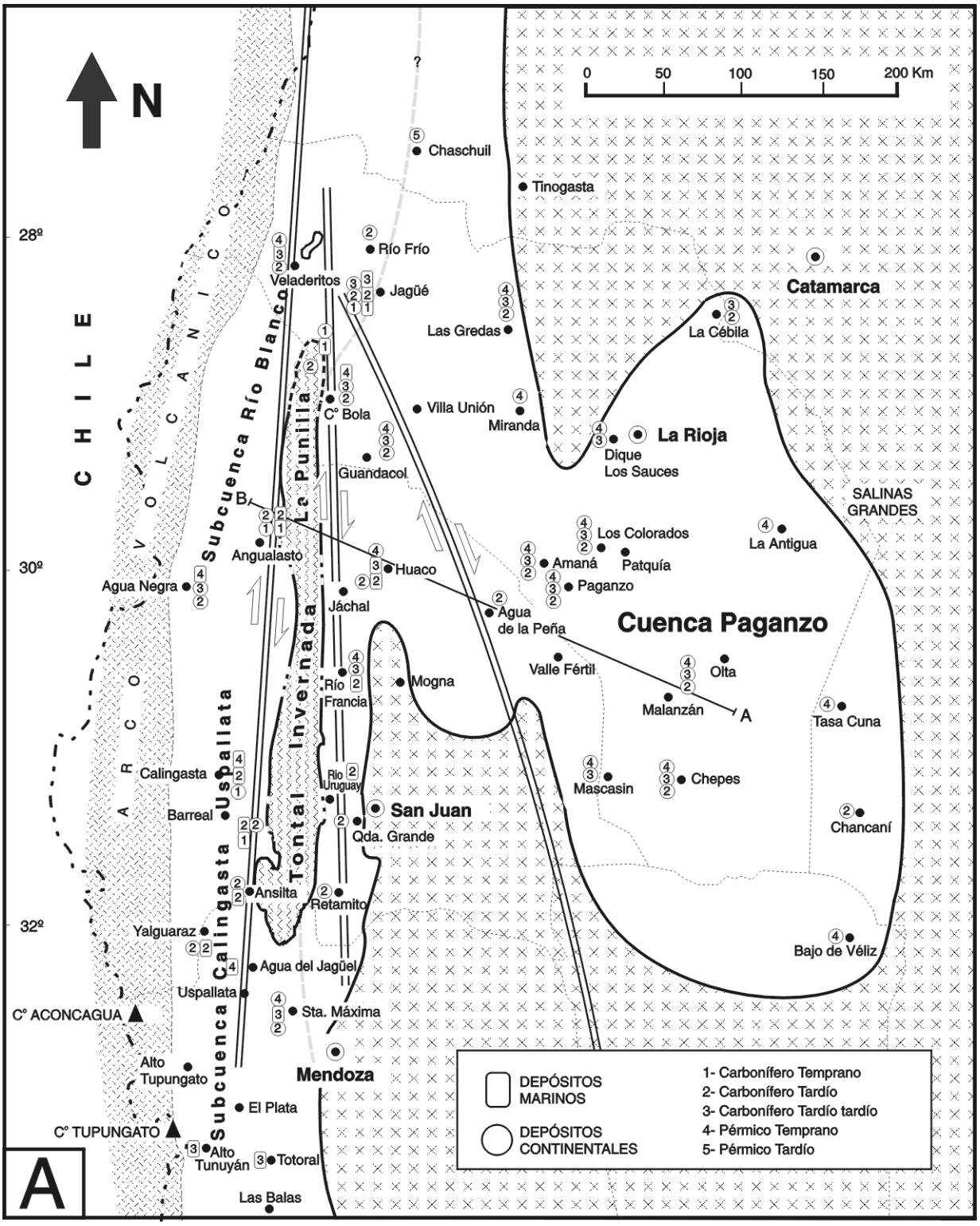


Figura 5A. Cuencas Paganzo y Uspallata - Iglesia mostrando los más importantes lineamientos con desplazamiento lateral y la antigüedad y origen de los depósitos neopaleozoicos reconocidos en las localidades seleccionadas. La sección A-B corresponde al perfil paleogeográfico de la Figura 6.

Pérmico inferior a lo largo del flanco occidental de la Precordillera entre Barreal y Agua del Jagüel portando elementos de las zonas *Levipustula* y/o *Cancrinella* Amos y Rolleri (1965). En el área austral de la Cordillera Frontal (al sur de la latitud de Mendoza), en los potentes depósitos del Carbonífero superior-Pérmico inferior, no se reconocen hasta el momento niveles fosilíferos tan ricos como los registrados más al norte (véase la Figura 5C).

Sobre la base de los últimos datos paleontológicos obtenidos en el área septentrional de la sierra de La Punilla (Morel et al., 1993, 1996; Carrizo, 1998) y del flanco oriental de la Precordillera, se puede inferir que ambas

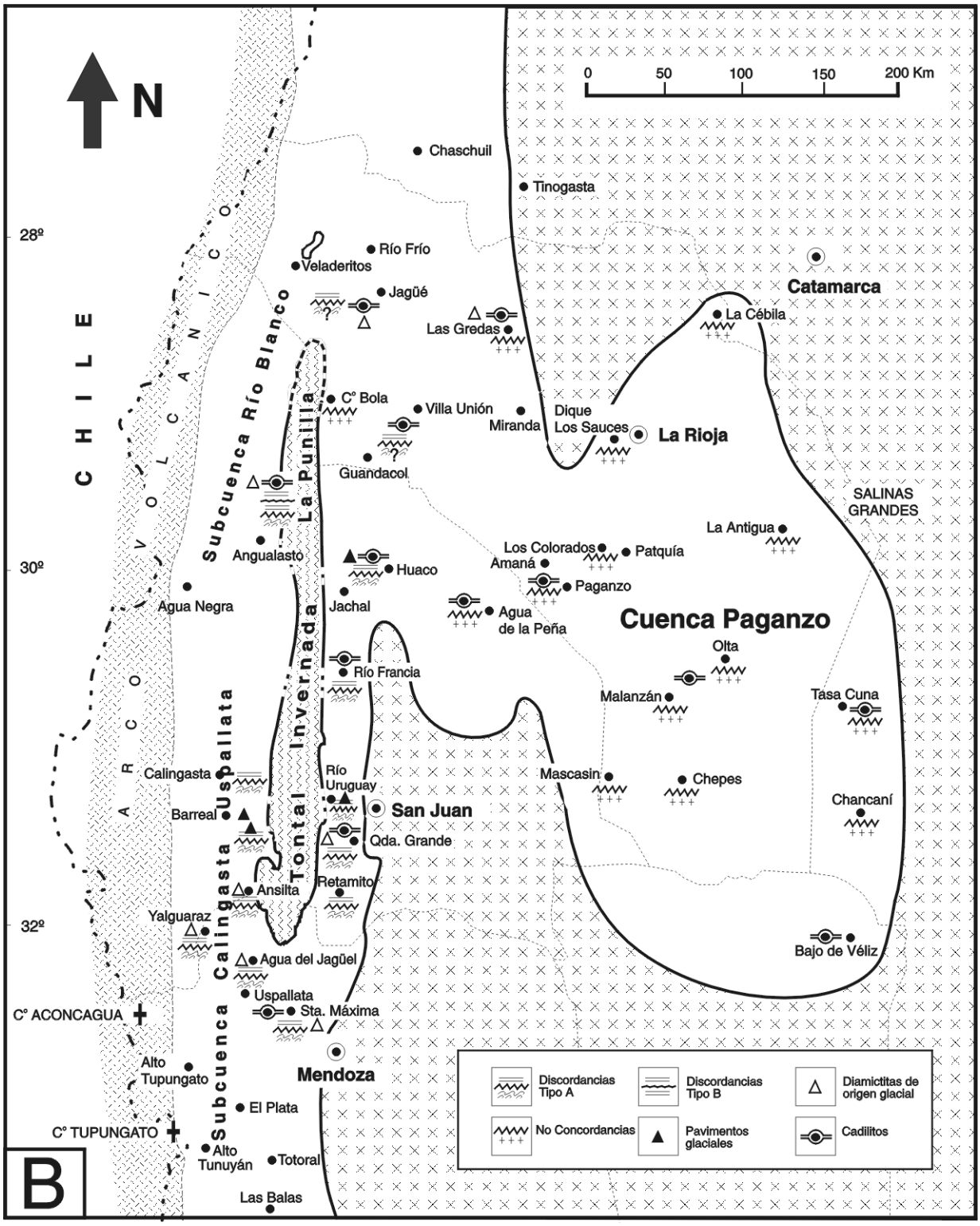


Figura 5B. Cuencas Paganzo y Uspallata - Iglesia mostrando distintos tipos de discordancias y de evidencias de glaciación.

regiones fueron áreas de depositación durante el Carbonífero temprano y también tardío. Por otra parte, en la cuenca Paganzo los depósitos con fósiles marinos neocarboníferos de la vertiente oriental precordillerana, en las inmediaciones de Huaco (Martínez, 1993), en la quebrada del río Francia (Bercowski y Milana, 1990; Bercowski et al., 1990) y de la confluencia de los ríos San Juan y Uruguay (Milana et al., 1987; Lech et al., 1990), pueden interpretarse como «bahías» abiertas al oeste, lo cual estaría indicando la discontinuidad de la Protoprecordillera en esas latitudes (véanse en la Figura 5C las líneas punteadas).

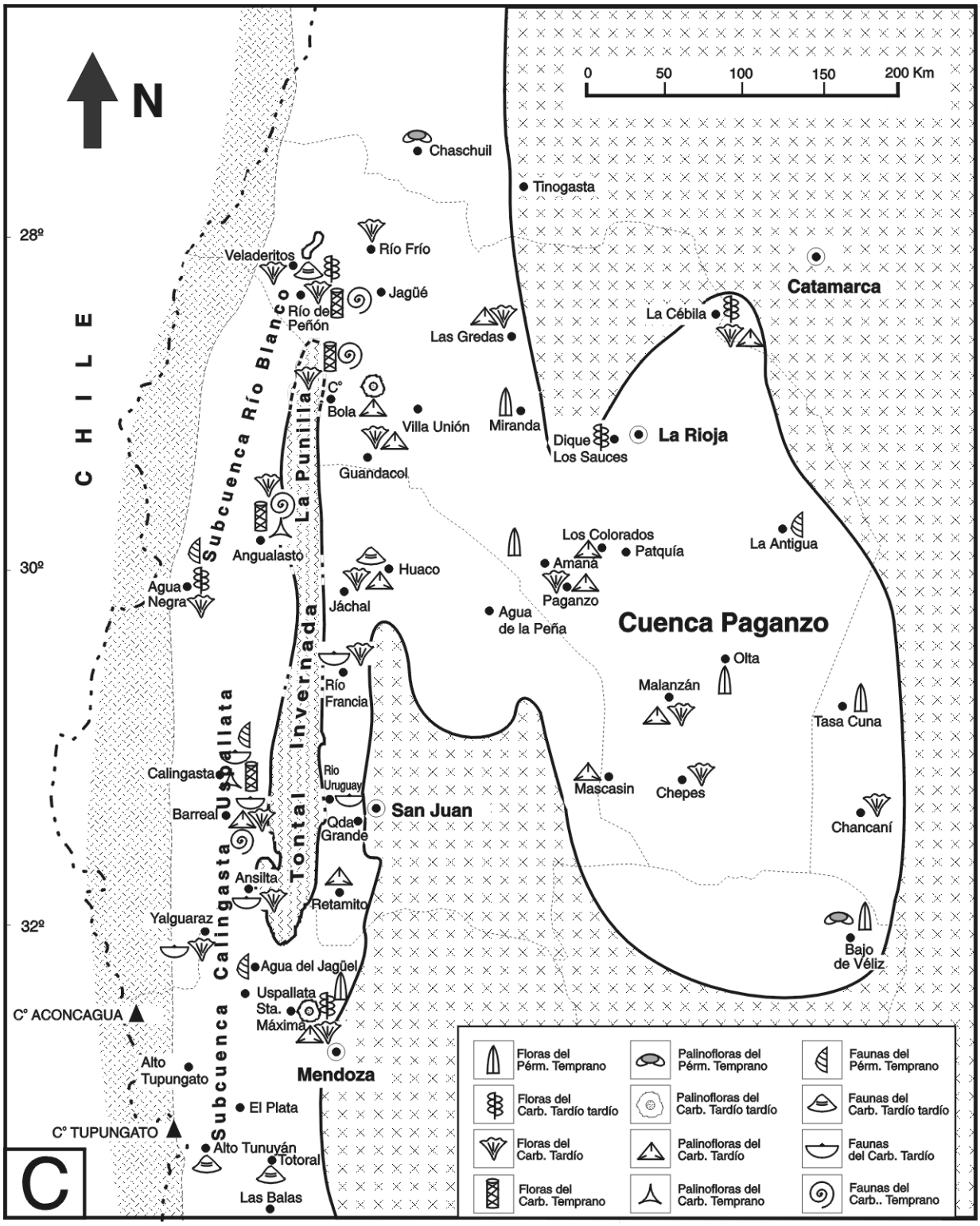


Figura 5C. Cuencas Paganzo y Uspallata - Iglesia, mostrando la distribución de las asociaciones de fósiles carboníferos pérmicos.

En la cuenca San Rafael (Figura 28) se han reconocido depósitos continentales y en menor proporción marinos, solamente de edad carbonífera tardía (Dessanti, 1956; Giúdici, 1972; Azcuy y Gutiérrez, 1985; Espejo y Césari, 1987; García y Azcuy, 1987; Césari y García, 1989; Sabattini et al., 1991; García, 1990a, b y c, 1995, 1996a; Melchor y Césari, 1991, 1992).

b) El segundo punto a discutir es el origen y magnitud de las discontinuidades en la depositación, tema que en la última década ha sido motivo de numerosas contribuciones para el área que nos ocupa (Azcuy, 1985; Azcuy y Caminos, 1987, 1988; Fauqué y Limarino, 1992; Limarino et al., 1988, 1990; López Gamundí y Rossello, 1993a y b; Limarino, 1996;

Caminos y Azcuy, 1996; Carrizo y Azcuy, 1997). En este sentido hemos de separar las discordancias de tipo A producidas por movimientos diastróficos donde habitualmente hay angularidad, deformación, magmatismo y posterior erosión de las capas infrayacentes, de aquéllas de tipo B en las que las discordancias son solamente producto de la erosión, resultante de suaves movimientos isostáticos capaces de generar transgresiones/regresiones, o de sensibles cambios en el nivel de base. Esta segunda clase de discontinuidades no produce la pérdida de paralelismo entre los estratos infra y suprayacentes.

Las localidades donde se pudieron observar depósitos del Carbonífero inferior yaciendo en discordancia de tipo A sobre estratos devónicos, deformados y no cuspidales, son Malimán y Km 117 (véanse subcuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata). La edad de las capas que yacen sobre la discordancia Chánica en Malimán, es Carbonífero temprano temprano (Carrizo y Azcuy, 1997), y algo más jóvenes en el Km 117 (Carbonífero temprano; Carrizo y Azcuy, 1997). En cuanto a los depósitos eocarboníferos del Bolsón de Jagüé y la porción norte de la sierra de La Punilla, su base es desconocida. Al noroeste de ese bolsón, en los alrededores de la laguna Brava (Veladeritos), se apoyan en discordancia de tipo A sobre capas ordovícicas (Figuras 5B y 18).

Una discusión que ha sido largamente tema de debate es la existencia y magnitud de los llamados movimientos intracarboníferos representados por la existencia de una discordancia entre depósitos del Carbonífero inferior y superior. Últimamente tres son las localidades que han permitido alentar su existencia: 1) la relación estratigráfica entre las Formaciones Malimán y Cortaderas en la quebrada de la Cortadera (Aceñolaza y Toselli, 1981; Azcuy, 1985; Azcuy y Caminos, 1987, 1988; Limarino y César, 1992), 2) la relación entre las Formaciones Río del Peñón y «Jagüel» en Agua de Carlos (Caminos et al., 1990; Fauqué y Limarino, 1992; Carrizo y Azcuy, 1995, 1997; Caminos y Azcuy, 1996) y 3) la relación entre las Formaciones Aguas Blanquitas y Guandacol en el cerro homónimo (Pazos, 1993). En la primera, el hallazgo de fósiles del Carbonífero temprano en la Formación Cortaderas (Limarino y César, 1992) sugiere reinterpretar la discordancia como del tipo B y atribuirla a probables movimientos eustáticos. En el segundo caso la discordancia es del tipo A pero los depósitos atribuidos a la Formación «Jagüel», altamente deformados y fuertemente intruidos, son solamente portadores de *Malimanium furquei* no habiendo sido registrados otros elementos característicos del Carbonífero temprano. Por esta razón, los depósitos son referidos al Devónico y probablemente correspondan a la Formación Chigua (Carrizo y Azcuy, 1997; véase la Figura 15A). En la tercera localidad la discordancia es del tipo A pero la Formación Aguas Blanquitas es estéril, lo cual impide referir la discordancia con certeza a una fase determinada.

Ya sea que la discordancia en Agua de Carlos represente a la fase Chánica o a una discontinuidad póstuma de esos movimientos, no puede soslayarse que muy pocos kilómetros hacia el sur, en la porción norte de la sierra de La Punilla, el pasaje entre el Carbonífero inferior y superior es transicional (Caminos et al., 1993; Morel et al., 1993, 1996; Carrizo, 1998). Una transición similar ha sido observada algo más al sur en la comarca de Malimán, donde en los términos cuspidales de la Formación Cortaderas, Carrizo (1990) cita el hallazgo de elementos de la fitozona *MBG* Archangelsky y Azcuy (1985) de antigüedad carbonífera tardía. Por todo lo expuesto, las evidencias hasta ahora disponibles sugieren considerar a la discordancia en Agua de Carlos como resultado de la fase Chánica o como un efecto póstumo de esos movimientos tal como fuera sugerido por López Gamundí y Rossello (1993b). Por otra parte, en las cuencas Paganzo, Uspallata-Iglesia y San Rafael, se conoce un gran número de localidades donde depósitos del Carbonífero superior descansan en discordancia del tipo A sobre capas deformadas, devónicas o más antiguas, o sobre metasedimentitas o granitoides del basamento pampeano. Estos casos son atribuidos también a los movimientos chánicos (Figura 5B).

Por último, otra discontinuidad que fue motivo de debate en fecha reciente, es la relación Carbonífero superior-Pérmico inferior. Esta discordancia atribuida a la fase Atacama en la cuenca Arizaro (Moya y Salfity, 1982), ha sido posteriormente cuestionada por varios autores (Capítulo 11, este volumen). En la cuenca Paganzo, el límite Carbonífero-Pérmico fue consensuadamente interpretado como transicional (Azcuy y Morelli, 1970a; Azcuy et al., 1987a; Limarino, 1996). Una única localidad, Barreal, en la subcuenca Calingasta-Uspallata, donde la relación entre las Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos ha sido tradicionalmente aceptada como discordante (Amos y Rolleri, 1965; Amos, 1972; Furque y Cuerda, 1984; Taboada, 1990), ha vuelto a ser discutida recientemente y reinterpretada como el resultado de «la evolución de ambientes de plataforma por debajo del tren de olas a ambientes de plataforma arenosa con influencia deltaica» (López Gamundí y Rossello, 1993a) (Figura 22B).

En la cuenca San Rafael la relación Carbonífero superior-Pérmico inferior es transicional (véase la Figura 28) y sólo ha sido reconocida con fósiles en el perfil del Puesto Agua de las Yeguas-Pantanito, en los alrededores del río Diamante (García y Azcuy, 1987).

c) Como en la cuenca Tarija (Capítulo 11, este volumen), en las cuencas neopaleozoicas del centro oeste de la Argentina se registran frecuentes e importantes evidencias de episodios glaciales y periglaciales, los cuales en algunos casos han sido identificados separados en el tiempo (González, 1990c). Para su mejor interpretación, las secuencias con evidencias glaciales serán agrupadas en dos conjuntos: el primero incluye superficies sometidas a abrasión por avance del hielo (pavimentos glaciales), y otros depósitos glaciales primarios (superficies agrietadas por tracción de bloques rellenadas por diamictitas) que resultan de la desaceleración de la masa de hielo (Milana y Bercowski, 1993); el segundo corresponde a secuencias depositadas en condiciones periglaciales de ablación (diamictitas, cadilitos y varves).

Entre los ejemplos del primer grupo están los pavimentos glaciales de la subcuenca Calingasta-Uspallata reconocidos en las Formaciones Hoyada Verde (González, 1981b; López Gamundí, 1984) y Leoncito (López Gamundí y Rossello, 1995), y aquéllos de la cuenca Paganzo registrados en la Formación Guandacol entre los kilómetros 46 y 61 de la ruta 20 (Milana y Bercowski, 1990, 1993) y en el anticlinal de Huaco (Martínez, 1993; Pazos, 1996a). El reconocimiento de estos pavimentos y la existencia de paleovalles con una profundidad cercana a los 100m, labrados en el techo de la Formación Punta Negra (Milana y Bercowski, 1990), sugiere la existencia sobre los arcos de Zonda y Tontal, de calotas de hielo *ice caps* capaces de originar los glaciares que produjeron esos procesos erosivos (Figura 5B).

Estas condiciones glaciales, restringidas por el momento a las localidades mencionadas más arriba, habrían requerido

humedad, alta paleolatitud y una altitud mínima para generarlas. La primera condición la habría provisto el mar que se encontraba al oeste; la paleolatitud según las reconstrucciones de Conti y Rapalini (1993) alcanzó 67°S (véase Capítulo 11, Figura 6B), lo cual equivale aproximadamente a la actual latitud de la Base Marambio, y la tercera es difícil de ponderar pero la altitud habría superado algo el promedio de la topografía, dado que esas rigurosas condiciones climáticas parecen ser solamente locales. El segundo conjunto de secuencias con evidencias de condiciones menos rigurosas, las que hemos dado en llamar globalmente periglaciales, se extiende hacia el norte (subcuenca Río Blanco), y hacia el este (cuenca Paganzo) mostrando una continua disminución de estructuras glaciales desde la faja precordillerana hacia el naciente. En el sector sur de la subcuenca Calingasta-Uspallata se reconocen diamictitas glacimarinas en las Formaciones Ansilta (Bercowski et al., 1996), Yalguaraz (Caminos, 1979; Taboada y Carrizo, 1992); Agua del Jagüel (Taboada, 1986) y posiblemente Santa Máxima (Ottone, 1989). Los depósitos marinos correspondientes a la Cordillera Frontal carecen de evidencias glaciales salvo el caso de la Formación Yalguaraz. En la subcuenca Río Blanco se reconocen diamictitas glacimarinas en el miembro superior de la Formación Cortaderas (Limarino y Page, 1990; González, 1990a; Limarino y Césari, 1992; Limarino et al., 1993), y en la Formación «Jagüel» en el Bolsón de Jagüé (Fauqué y Limarino, 1992) (véase la Figura 5B).

En la cuenca Paganzo, salvo los depósitos glacimarinos del flanco oriental de la Precordillera registrados en las inmediaciones de Huaco (Martínez, 1993; Pazos, 1996a), Río Francia (Bercowski y Milana, 1990) y Río Uruguay (Milana y Bercowski, 1990, 1993), las restantes evidencias periglaciales (diamictitas, cadilitos y varves) resultan casi siempre de procesos de ablación que contribuyeron a la formación de lagos y llanuras de inundación en los que se produjeron esos depósitos. Entre esas localidades se cuentan la quebrada Grande (Bercowski et al., 1991), el cerro Guandacol (Bossi y Andreis, 1985; Pazos, 1993), Las Gredas (Limarino y Gutiérrez, 1990), Agua de La Peña (Bossi y Andreis, 1985; Pazos, 1996b), Paganzo-Amaná (Azcuy y Morelli, 1970a; Morelli et al., 1984; Azcuy et al., 1987a), Malanzán-Olta (Andreis et al., 1986; Martínez y Sterren, 1996), Tasa Cuna y Bajo de Véliz (Fernández Seveso et al., 1988) (Figura 5B).

En la cuenca San Rafael las evidencias glacimarinas son solamente periglaciales y han sido registradas en el tramo inferior de la Formación El Imperial (Arias y Azcuy, 1986; Azcuy et al., 1987c; Lopéz Gamundí y Espejo, 1993; Espejo et al., 1996). Ellas consisten principalmente de cadilitos y ocasionales diamictitas (Figuras 28, 30 y 31).

d) Finalmente, las características de las cuencas neopaleozoicas y sus procesos de depositación estuvieron condicionados por los movimientos chánicos que reactivaron antiguos lineamientos y suturas entre diferentes *terranes* que controlaron la formación y relleno de distintos depocentros más o menos aislados, los cuales fueron interpretados como cuencas *pull-apart* vinculadas a desplazamientos laterales dextrógiros a lo largo de las fallas corticales principales (Fernández Seveso y Tankard, 1995) (Figuras 5A y 6). Asimismo, durante la etapa inicial del relleno en el sector occidental de la cuenca Paganzo (sierra de Maz - Agua de La Peña), evidencias sedimentológicas para un marco tectónico transtensivo fueron aportadas por Pazos (1996b), en relación con el diseño de paleocorrientes - paleopendientes y características composicionales del relleno.

La antigüedad de los primeros depósitos, reconocidos en esas cuencas relativamente aisladas, es carbonífera temprana. Estos depocentros fueron modelados por los movimientos chánicos que generaron la reactivación de las grandes fallas y lineamientos arriba mencionados. Depósitos de esta edad se hallan vinculados aparentemente, sólo a pequeños segmentos de esas megafracturas, de preferencia en el área de su convergencia (Bolsón de Jagüé) y en sectores de la zona de sutura de los Terrenos Chilenia y Precordillera (Figuras 3A, 4, 5A y 6). Para el análisis geohistórico de esta primera etapa, esos secto-

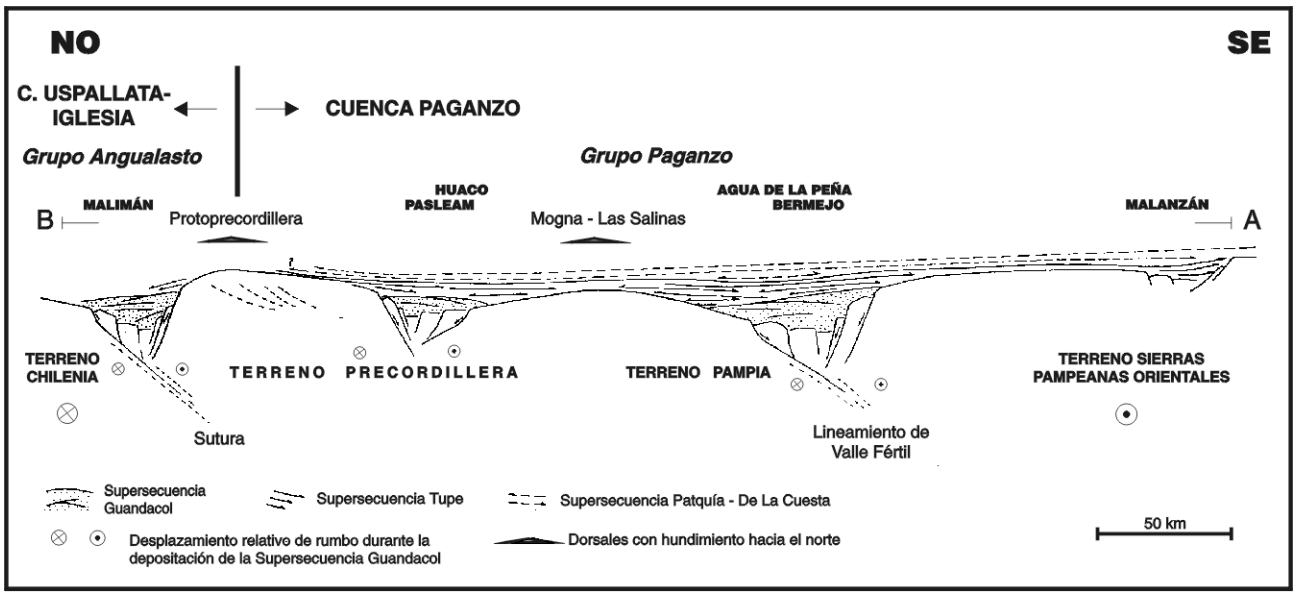


Figura 6. Sección paleogeográfica NO-SE de las cuencas Paganzo y Uspallata-Iglesia entre los 29° 30' y 31° sur (véase ubicación en la Figura 5A). Modificado de Fernández Seveso et al., 1993.

res de la cuenca Uspallata-Iglesia quizás deban considerarse como un conjunto separado, representado por el Grupo Angualasto. Luego del riguroso pico de englazamiento ocurrido en el más temprano Carbonífero tardío, la actividad tectónica de esos importantes lineamientos, puesta de manifiesto en desplazamientos laterales oblicuos, da origen a la Supersecuencia Guandacol en la cuenca Paganzo propiamente dicha. Un comportamiento con deformación extensional dominante y menos desplazamientos laterales rige la posterior depositación de la Supersecuencia Tupe, a la que siguen condiciones distensivas de relajación extensional durante el depósito de la Supersecuencia Patquía-De La Cuesta (Fernández

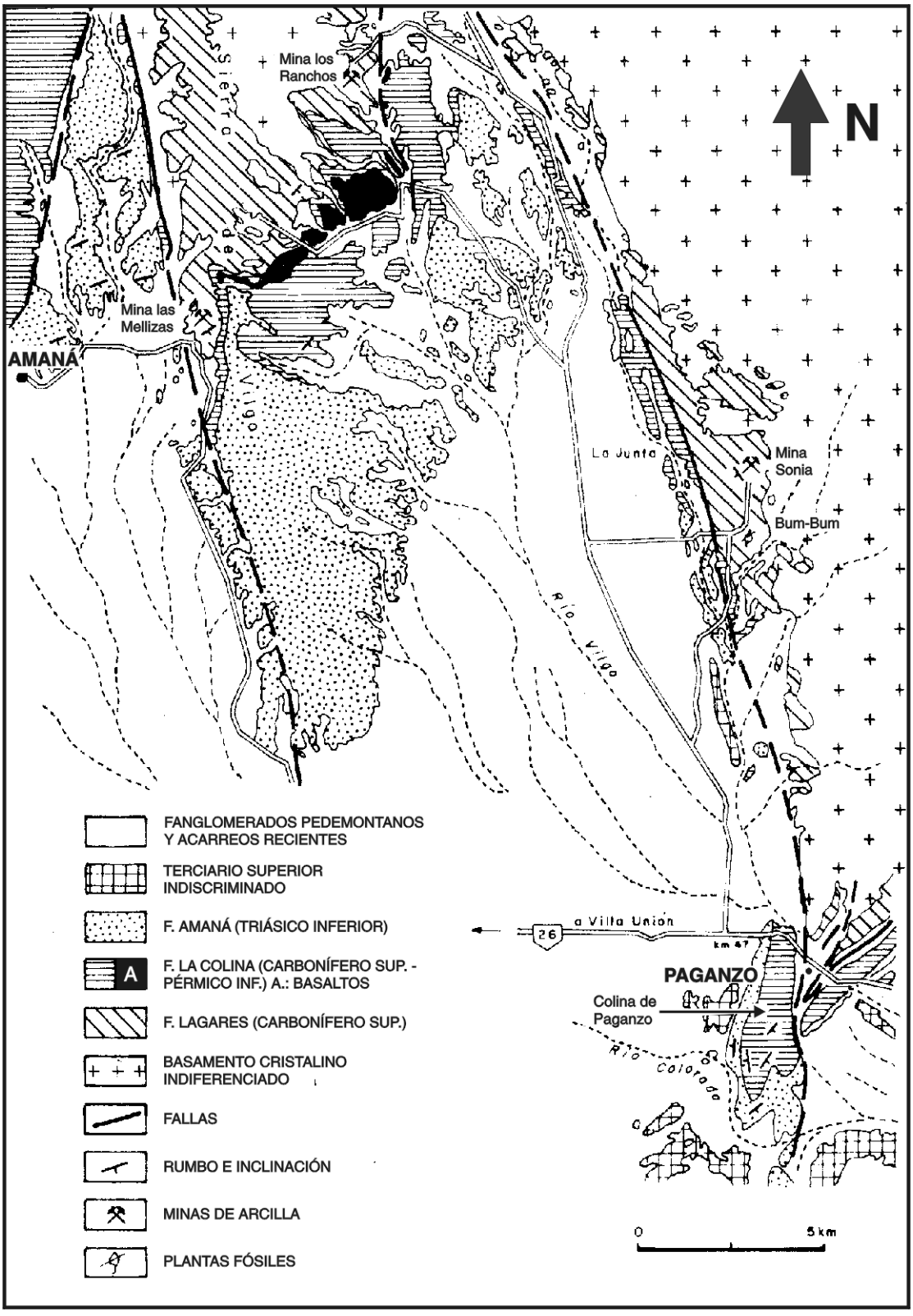


Figura 7. Geología de la comarca Paganzo-Amaná, provincia de La Rioja, considerada localidad tipo del Grupo Paganzo (basado en Azcuy y Morelli, 1970)

Seveso et al., 1990). Las discontinuidades que separan las supersecuencias son consideradas de tipo B.

CUENCA PAGANZO

ANTECEDENTES

La existencia de estos depósitos en la región central de la República Argentina se conoce desde el siglo pasado por los importantes aportes realizados por geólogos pioneros de la talla de Stelzner (1885), Brackebusch (1891), Bodembender (1895, 1896, 1911) y el botánico Kurtz (1895, 1921), entre otros. Los resultados de sus expediciones en el centro y norte del país constituyeron los lineamientos básicos para la interpretación de los procesos geológicos, no sólo de los terrenos permocarboníferos sino de buena parte de la geología regional de la Argentina.

En sus relevamientos de los estratos neopaleozoicos, los autores citados reconocieron las características de las secuencias analizadas y realizaron tan numerosas y ricas colecciones de fósiles que, por falta de especialistas argentinos, debieron en su mayoría ser remitidas a Europa para su estudio. Así surgieron las contribuciones de paleontólogos extranjeros, como las de Geinitz (1876), Szajnocha (1891), Gothan (1927) y Du Toit (1927).

LÍMITES Y DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

La cuenca Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970b; Salfity y Gorustovich, 1983; Azcuy et al., 1987a), presenta una extensión aproximada de 150.000 km^2 y se halla ubicada entre los 27° y 33° de latitud Sur y los 65° y 69° de longitud Oeste. Sus límites no sobrepasan el territorio nacional y ocupa la casi totalidad de las provincias de San Juan y La Rioja, el norte de Mendoza y San Luis, una limitada área occidental de la de Córdoba y la región suroccidental de Catamarca (Figura 5A).

La cuenca limita al este con el arco Pampeano (Bracaccini, 1960) y al nordeste con el arco de La Puna (Salfity, 1980). El límite austro-occidental está representado por el arco de Pie de Palo, y hacia el oeste por la Protoprecordillera, conformada por los arcos de Tontal, Invernada, Volcán y porción meridional de La Punilla (Figuras 2 y 5A).

En la valoración de estos límites, dos áreas han sido motivo de discusión: la relación con la cuenca Chacoparanense a través de las salinas Grandes en el este, y la vinculación con la región nororiental de la cuenca Uspallata-Iglesia (Figura 5A). En el primer caso, de acuerdo a la interpretación sísmica realizada por Álvarez et al. (1990), se despeja definitivamente la duda de una posible conexión entre las cuencas Paganzo y Chacoparanense durante el Paleozoico superior. El basamento Pampeano se comportó como un elemento positivo en el Neopaleozoico ya que sobre él ocurren depósitos cretácicos y terciarios en la llamada cuenca Saliniana (Álvarez et al. 1987, 1989).

En el caso del límite noroccidental, Azcuy y Morelli (1970b) definieron la cuenca Paganzo incluyendo en ella los depósitos marinos del Carbonífero superior de río del Peñón hasta la laguna Brava (Cuerda, 1948; Leanza, 1948; Borrello, 1955; Aceñolaza, 1969). Este sector, en el que convergen cinco provincias geológicas con límites a veces imprecisos, fue denominado Bahía de Jagüé, con su borde norte expedito (Azcuy y Morelli, 1970b). Por otra parte, en dicha región también confluyen importantes lineamientos tectónicos cuya actividad contribuye negativamente en el reconocimiento de una separación (Figura 5A).

La evaluación de este límite se sustenta principalmente en dos elementos: a) el reciente reconocimiento de capas del Carbonífero inferior en el flanco nororiental de la sierra de La Punilla (Fauqué et al., 1989; Cingolani et al., 1990; Morel et al., 1993; Carrizo y Azcuy, 1997; Carrizo, 1998) y b) el «hundimiento» del sector septentrional de esa sierra durante el Carbonífero, como lo certifica la distribución geográfica de los depósitos de esa edad, dispuestos en sucesión continua. Ambas observaciones, sumadas a la distribución en la región del resto de los depósitos eocarboníferos, sugiere que éstos hallan su mejor ubicación en la subcuenca Río Blanco, sin descartar incluso la existencia de una cuenca separada de las aquí en consideración, para las secuencias de edad carbonífera inferior. En el resto del límite occidental entre las cuencas Paganzo y Uspallata-Iglesia, la Protoprecordillera muestra discontinuidades locales que permiten, hacia el comienzo del Carbonífero tardío, algunas conexiones con los mares del oeste. Así, a ambos lados del límite, las dos cuencas consideradas presentan depósitos marinos y continentales, de edad carbonífera temprana en la cuenca Uspallata-Iglesia (especialmente en la subcuenca Río Blanco), y carbonífera tardía en la cuenca Paganzo (Figura 5C). Asimismo, es necesario recalcar que en esta última cuenca los depósitos de origen marino son muy escasos y se hallan restringidos al borde oriental de la Precordillera. En las Figuras 5A y 13 se muestra la posición tentativa del límite de acuerdo a lo discutido más arriba.

MARCO GEOLÓGICO

Los movimientos chánicos de fines del Devónico y principios del Carbonífero modelaron las depresiones que conforman la cuenca Paganzo (Azcuy et al., 1987a) y dieron origen al piso estructural donde se alojaron los depósitos neopaleozoicos. Por su historia tectónica previa (Ramos, 1988), este sustrato incluye varios terrenos (Chilenia, Precordillera y Pampeanas; véase la Figura 4), con distinta antigüedad y grado de cratonización lo que sumado a la actividad derivada de grandes lineamientos estructurales como el caso de la megafractura de Valle Fértil (Baldis et al., 1982, 1989), ha generado diferentes depocentros (Fernández Seveso et al., 1993) (Figura 6).

El estilo estructural dominante en la cuenca, especialmente durante la depositación de las secuencias más jóvenes, es extensional. La tectónica de bloques ha producido dorsales principalmente en el sector oriental, y sus efectos, sumados a la importante masa de hielo (*ice caps*) presente en la Protoprecordillera, la cual ha sido formadora de profundos paleovalles, han originado el fuerte paleorelieve inicial. De una manera simplificada podemos considerar dentro de la cuenca Paganzo dos grandes ámbitos, separados por los arcos de Famatina-Sañogasta y Valle Fértil-De La Huerta. El oriental, de comportamiento más rígido, se extiende hacia el este hasta el borde occidental del arco Pampeano y en él los depósitos neopaleozoicos son menos potentes y se apoyan sobre un basamento de rocas ígneo-metamórficas. El occidental, más angosto, limita al oeste con la

Protoprecordillera y se desarrolla en áreas de mayor movilidad; sus depósitos son más espesos y su piso está constituido por rocas del margen occidental del basamento Pampeano, Famatina y por estratos del Paleozoico inferior precordillerano (Figuras 5A, 5B y 6).

ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos esencialmente terrígenos que rellenaron la cuenca Paganzo fueron originalmente separados por Bodembender (1911) en tres «pisos» atribuidos por el autor al

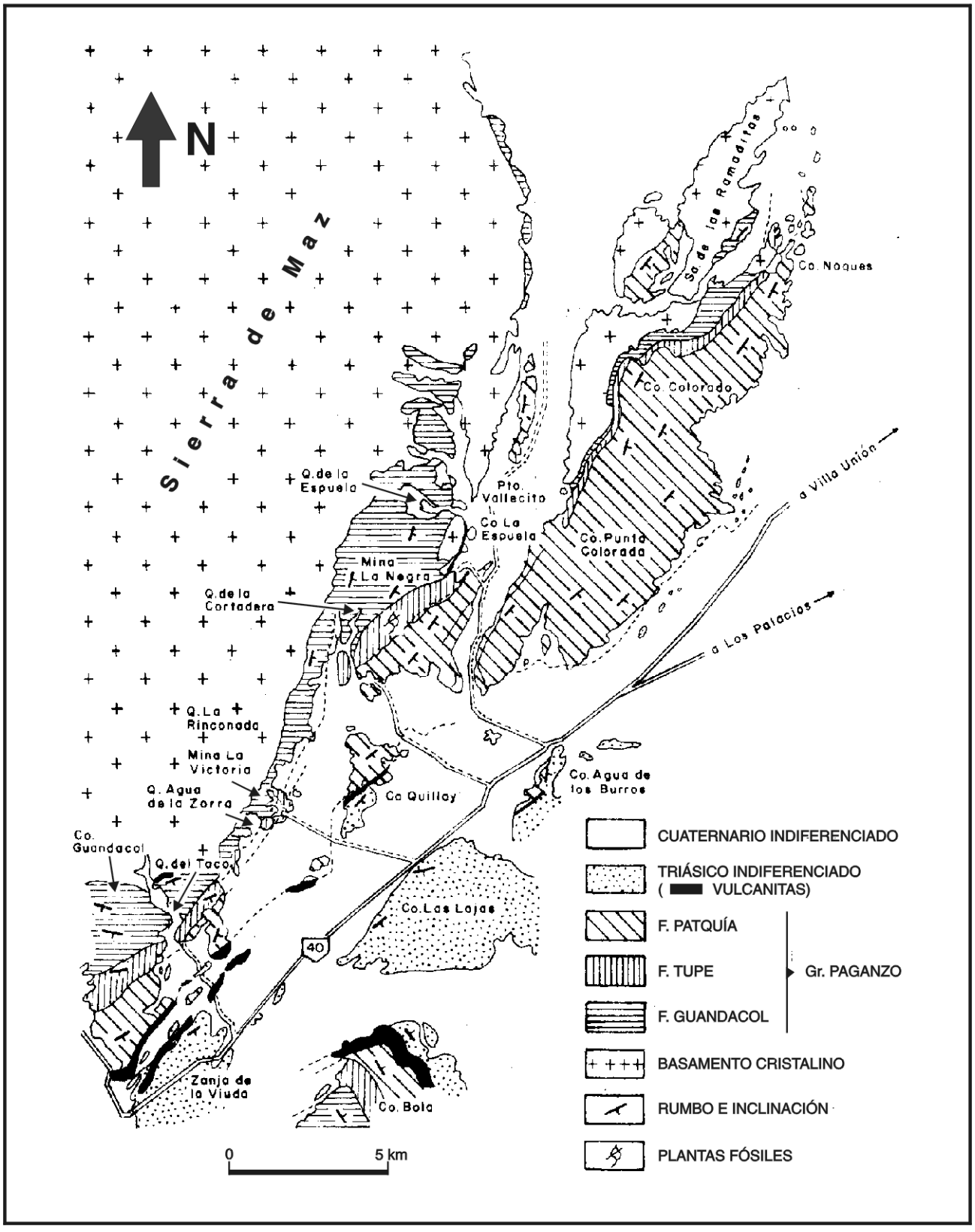


Figura 8. Mapa geológico de la sierra de Maz, provincia de La Rioja, mostrando el cerro Guandacol donde están bien representadas las cuatro supersecuencias que integran el Grupo Paganzo (modificado de Andreis et al., 1975)

Carbonífero, Pérmico y Triásico respectivamente. Posteriormente, fueron reunidos por Azcuy y Morelli (1970a) y Azcuy et al. (1979) en el ***Grupo Paganzo***, en el cual distinguieron una sección I (inferior) de areniscas y pelitas con niveles de carbón atribuida al Carbonífero superior, y otra sección II (superior) de capas rojas esencialmente referida al Pérmico inferior y concordante con la anterior. El grupo está compuesto por un elevado número de formaciones, en parte debido a la discontinuidad de los afloramientos que aparecen en paleovalles glaciales y en valles intermontanos. Su estratotipo fue propuesto por Azcuy y Morelli (1970a) en la localidad homónima (Figura 7), donde se interponen en las capas rojas basales, coladas basálticas las cuales han sido radimétricamente datadas en 292-295 ± 6 Ma (Thompson y Mitchell, 1972). Siguiendo la escala de tiempo propuesta por Gradstein y Ogg (1996), que establece el límite Carbonífero-Pérmico en 290 Ma, las capas rojas basales mencionadas alcanzarían el más tardío Carbonífero tardío.

El tratamiento que se dará a los depósitos que componen el Grupo Paganzo no será específico de cada una de sus unidades litoestratigráficas, a diferencia de lo realizado con las formaciones presentes en las otras cuencas que integran este capítulo, sino que éstas serán consideradas formando parte de supersecuencias, las que reúnen a todos los depósitos que conforman el Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970a; Azcuy et al., 1987a).

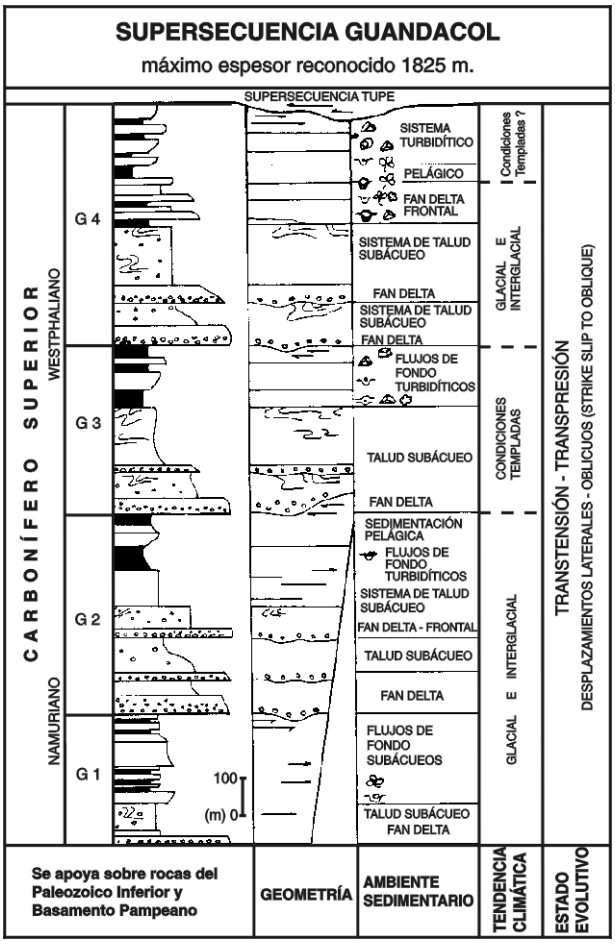


Figura 9. Características sedimentológicas, ambientales y climáticas de la Supersecuencia Guandacol (modificado de Fernández Seveso et al., 1993)

Las Supersecuencias neopaleozoicas

El levantamiento detallado de un alto número de perfiles analizados desde la óptica de la estratigrafía secuencial (Vail et al., 1987; Van Wagoner et al., 1990), permitió a Fernández Seveso et al. (1990, 1993), reagrupar los depósitos de la cuenca Paganzo en cuatro supersecuencias que denominan: Guandacol, Tupe, Patquía-De La Cuesta Inferior y Patquía-De La Cuesta Superior, las cuales representan un lapso que se extiende desde el Carbonífero tardío temprano hasta el Pérmico tardío con alrededor de 70 Ma de duración, según las edades que se acepten para los límites entre períodos y para los respectivos depósitos. En el perfil del cerro Guandacol se hallan representadas las cuatro supersecuencias (Figura 8).

Supersecuencia Guandacol

La ***Supersecuencia Guandacol*** se compone de cuatro secuencias G1, G2, G3 y G4 (Figura 9), con base discordante de tipo A sobre rocas del Paleozoico inferior o granitoides del basamento cristalino. Su comienzo se ubica en el Carbonífero tardío temprano sin considerar los depósitos más antiguos que afloran al poniente de la Protoprecordillera, al norte de Angualasto (véanse las Figuras 5A y 6). Las cuatro secuencias indican procesos genéticos recurrentes y se caracterizan cada una por un ordenamiento interno granodecreciente desde gravas (depósitos de talud y *fan deltas*) a pelitas (flujos turbidíticos).

La distribución areal de estas sedimentitas es en cierta medida local y se halla condicionada por márgenes activos, los cuales generan por un lado una elevada tasa de subsidencia y por el otro un abrupto paleorelieve. En las bases de las secuencias son frecuentes los depósitos resultado de flujos gravitacionales mantiformes o de acarreo de detritos por fuertes pendientes, procesos que originan amalgamación de estratos y capas con laminación convoluta. Hacia los topes de las mismas se observan facies pelíticas laminadas originadas en flujos turbidíticos distales. Las evidencias de glaciación en todas las secuencias son múltiples y variadas, se pueden observar desde pavimentos glaciales, diamictitas con clastos estriados y facetados hasta cadilitos de gran tamaño. Un elemento interesante de destacar es el reconocimiento de profundos paleovalles labrados en la devónica Formación Punta Negra, atribuidos a la acción glaciar (Milana y Bercowski, 1990).

La Supersecuencia Guandacol aflora en localidades del ámbito occidental de la cuenca Paganzo como sierra de Maz, Pasleam-Huaco, río Francia-río Uruguay, Agua de la Peña-Agua de la Chilca (Figuras 5A y 8). En varias de ellas como Huaco, río Francia y río Uruguay, próximas al flanco oriental de la Protoprecordillera, han sido registrados depósitos marinos (Bercowski y Milana, 1990; Milana y Bercowski, 1990; Martínez, 1993). Un límite hacia el este para esta supersecuencia parece constituirlo el lineamiento de Valle Fértil (Figuras 5A y 6).

Fernández Seveso et al. (1990, 1993) sugieren la posibilidad de correlacionar, por sus características sedimentarias y niveles glacígenos, el miembro superior de la ***Formación Cortaderas*** (perteneciente al ***Grupo Angualasto***; véanse las Figuras 6 y 12B) con la Supersecuencia Guandacol, sin descartar la posibilidad que los estratos de la ***Formación Malimán*** también puedan ser integrados a dicha supersecuencia, en virtud de la discordancia de tipo B que separa a esta última de la Formación Cortaderas. Es

conveniente destacar que el miembro superior de la Formación Cortaderas (miembro de limolitas y ortoconglomerados verdosos *sensu* Scalabrini Ortiz, 1972a), es portador en sus capas superiores de elementos de la fitozona *MBG* (Carrizo, 1990) de edad carbonífera tardía, y también contiene diamictitas y depósitos glacimarinos medio-distales (Limarino y Page, 1990; Limarino et al., 1993), los cuales brindaron una asociación de esporas y acritarcas de edad restringida al Carbonífero temprano (Césari y Limarino, 1992). Esto reafirma la relación concordante entre depósitos del Carbonífero inferior y superior.

Por otra parte, las correlaciones cronoestratigráficas intercuencas sugeridas por Limarino et al. (1993), utilizando un «horizonte glacial», presentan algunas dificultades debido quizás a que los procesos de englazamiento no fueron tan lineales en el tiempo. En la cuenca Uspallata-Iglesia, este «horizonte glacial» en el miembro superior de la Formación Cortaderas se asigna al más tardío Carbonífero temprano (Césari y Limarino, 1992), en tanto que en los alrededores de Agua de Carlos aparece asociado a la fitozona *Archaeosigillaria-Malimanium* del más temprano Carbonífero temprano (Carrizo y Azcuy, 1997); en Barreal, en la Formación Hoyada Verde se asocia con la biozona de *Levipustula* de antigüedad carbonífera tardía temprana (González, 1993a); en la cuenca Paganzo, en las localidades de Huaco y Las Gredas se vincula con asociaciones palinológicas (Azcuy y Ottone, 1983; Vázquez Nístico y Césari, 1987; Césari y Vázquez Nístico, 1988; Ottone y Azcuy, 1989) y megafloras (Gutiérrez y Pazos, 1994; Gutiérrez et al., 1995) del Carbonífero tardío temprano. En resumen, se puede asegurar que los depósitos de la Supersecuencia Guandacol (cuenca Paganzo), corresponden al Carbonífero superior bajo, en tanto que los depósitos de la cuenca Uspallata-Iglesia correspondientes al Grupo Angualasto son más antiguos, y sólo podrían ser equivalentes con la Supersecuencia Guandacol los estratos cuspidales del miembro superior de la Formación Cortaderas portadores de la fitozona *MBG*.

Supersecuencia Tupe

La ***Supersecuencia Tupe*** se halla integrada por cuatro secuencias T1, T2, T3 y T4 (Figura 10). Se dispone sobre la supersecuencia anterior a través de una discontinuidad de tipo B y sus depósitos traslapan sobre una topografía en la que todavía se manifiestan dorsales y otros accidentes indicadores de un paleorelieve significativo especialmente en el sector occidental de la cuenca. Su distribución areal es más amplia hacia los sectores norte y oriental donde los depósitos ocupan nuevas depresiones. La secuencia T1 ocupa los espacios de mayor subsidencia todavía coincidentes con los de la Supersecuencia Guandacol y comienza con depósitos de canal, turbidíticos, de talud y de *fan deltas* proximales. Las facies distales corresponden a flujos de fondo desarrollados en pendientes más suaves que cubren y traslapan a las secuencias infrayacentes (Fernández Seveso et al., 1990, 1993). T1 se halla bien representada en Pasleam, al norte de Jáchal, donde han sido descriptos elementos de la fitozona *MBG*

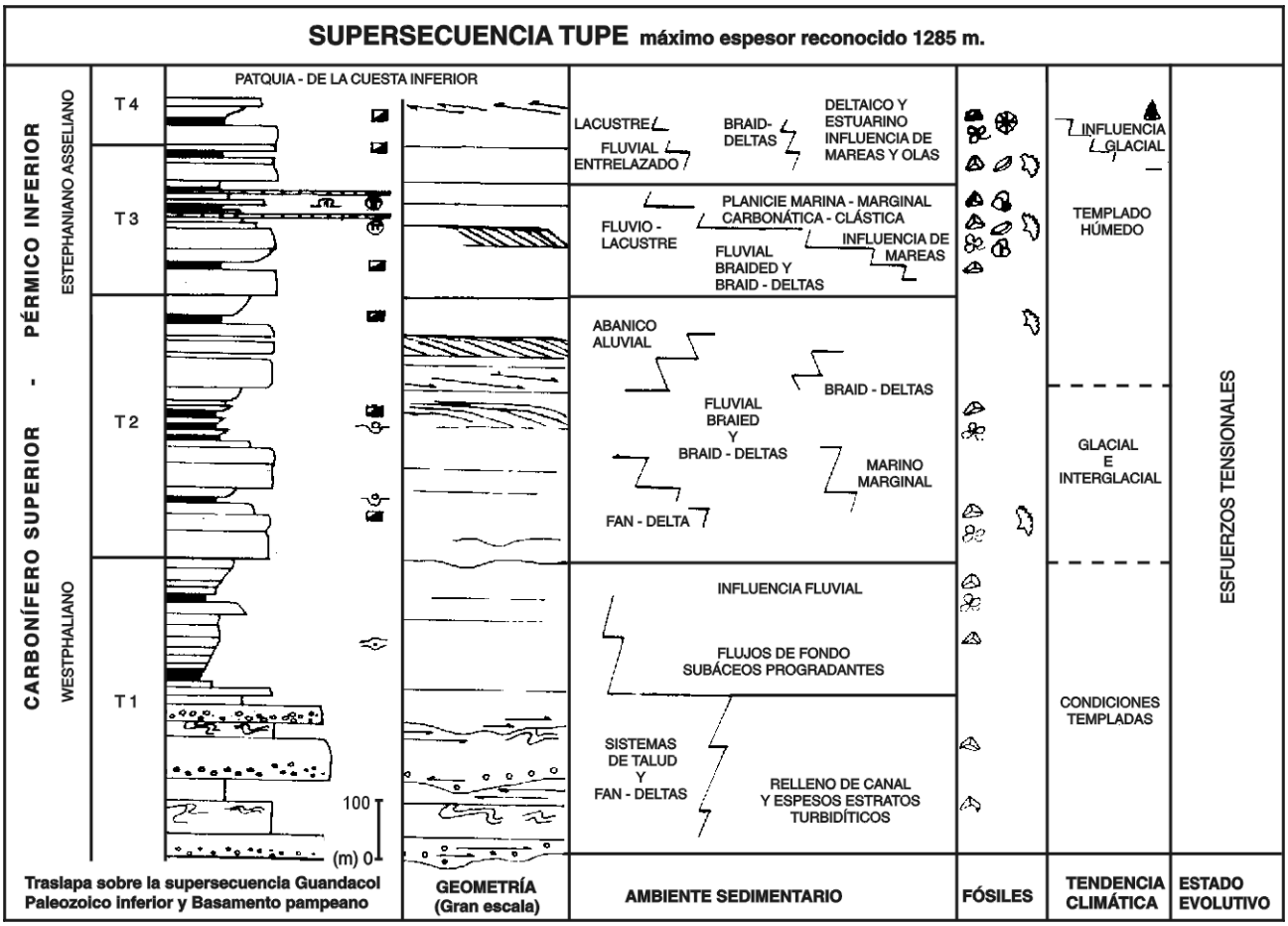


Figura 10. Características sedimentológicas, ambientales y climáticas de la Supersecuencia Tupe (modificado de Fernández Seveso et al., 1993)

(Carbonífero tardío; García, 1996b), y también en los cerros Guandacol y Veladero-Bola (Figura 5C).

Las secuencias T2, T3 y T4 muestran una fuerte disposición progradacional y representan una mayor variedad de ambientes. En el depocentro occidental de la cuenca, sobre el faldeo oriental precordillerano se reconocen, como consecuencia de las discontinuidades en la Protoprecordillera, ambientes marinos con fuerte dominio fluvial; uno de éstos, el de las inmediaciones del río Uruguay en la Precordillera central (Figura 5A), brindó una asociación de braquiópodos del Carbonífero tardío tardío (Lech et al., 1990). La secuencia T2 en el área de Huaco presenta secuencias marinas que transgreden las calizas del sustrato ordovícico, y espesos depósitos pelíticos de prodelta que pradan sobre planicies aluviales costaneras con fangos carbonáticos (Pérez et al., 1993). Facies aluviales, fluviales entrelazadas y de *fan deltas* están bien representadas en las secciones de los cerros Veladero-Bola, en la sierra de Maz y en Casa Blanca y Las Gredas sobre el flanco oriental de la sierra de Famatina. Los depósitos del cerro Bola (Leunda, 1990), de la sierra de Maz (Césari, 1984, 1986a, 1986c) y de Famatina (Azcuy et al., 1982; Gutiérrez, 1993, 1995), han brindado importantes micro y megafloras, las cuales son indicadoras de una edad carbonífera tardía.

En el ámbito oriental de la cuenca los depósitos son claramente continentales y están originados en ambientes lacustres y fluviales. En las comarcas Paganzo-Amaná, Malanzán-Olta y Mascasín-Chepes, T2 traslapa sobre granitoides y se compone de facies lacustres con frecuentes cadilitos y otras evidencias glaciales (véase la Figura 5B). Esta secuencia es equivalente a los tramos basales de las ***Formaciones Lagares*** y ***Malanzán***, en cuyos depósitos han sido descriptas ricas asociaciones palinológicas del Carbonífero tardío (Menéndez y Azcuy, 1969, 1971, 1972, 1973). Otras facies de T2 (aluviales, deltaicas y fluviales anastomosadas hasta conglomerádicas), correspondientes al tramo medio de la Formación Lagares y a la base de la ***Formación Loma Larga***, son portadoras de delgados niveles de carbón o lutitas carbonosas formados en pantanos o meandros abandonados, en los cuales han sido también reconocidas importantes microfloras y megafloras del Carbonífero tardío (Azcuy, 1975a y b; Archangelsky et al., 1981; Andreis et al., 1986) (Figura 5C).

Las secuencias T3 y T4 representan el máximo traslape de la supersecuencia y constituyen una transgresión caracterizada por planicies terrígeno-carbonáticas (especialmente T3 y en el ámbito occidental de la cuenca) donde es frecuente la presencia de depósitos correspondientes a facies de fangolitas calcáreas, *mudstones* y estromatolitos. Estos estratos son portadores de invertebrados marinos correspondientes a la zona *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* Sabattini et al. (1991) de edad carbonífera tardía tardía, y se hallan bien representados en Volcán, Trapiche-Pasleam, quebrada de la Herradura y quebrada La Delfina en la cuesta de Huaco (Ottone y Azcuy, 1986).

En el ámbito oriental, la secuencia T3 se compone de ciclos granodecrecientes correspondientes a facies de sistemas fluviales entrelazados proximales y traslapa sobre remanentes

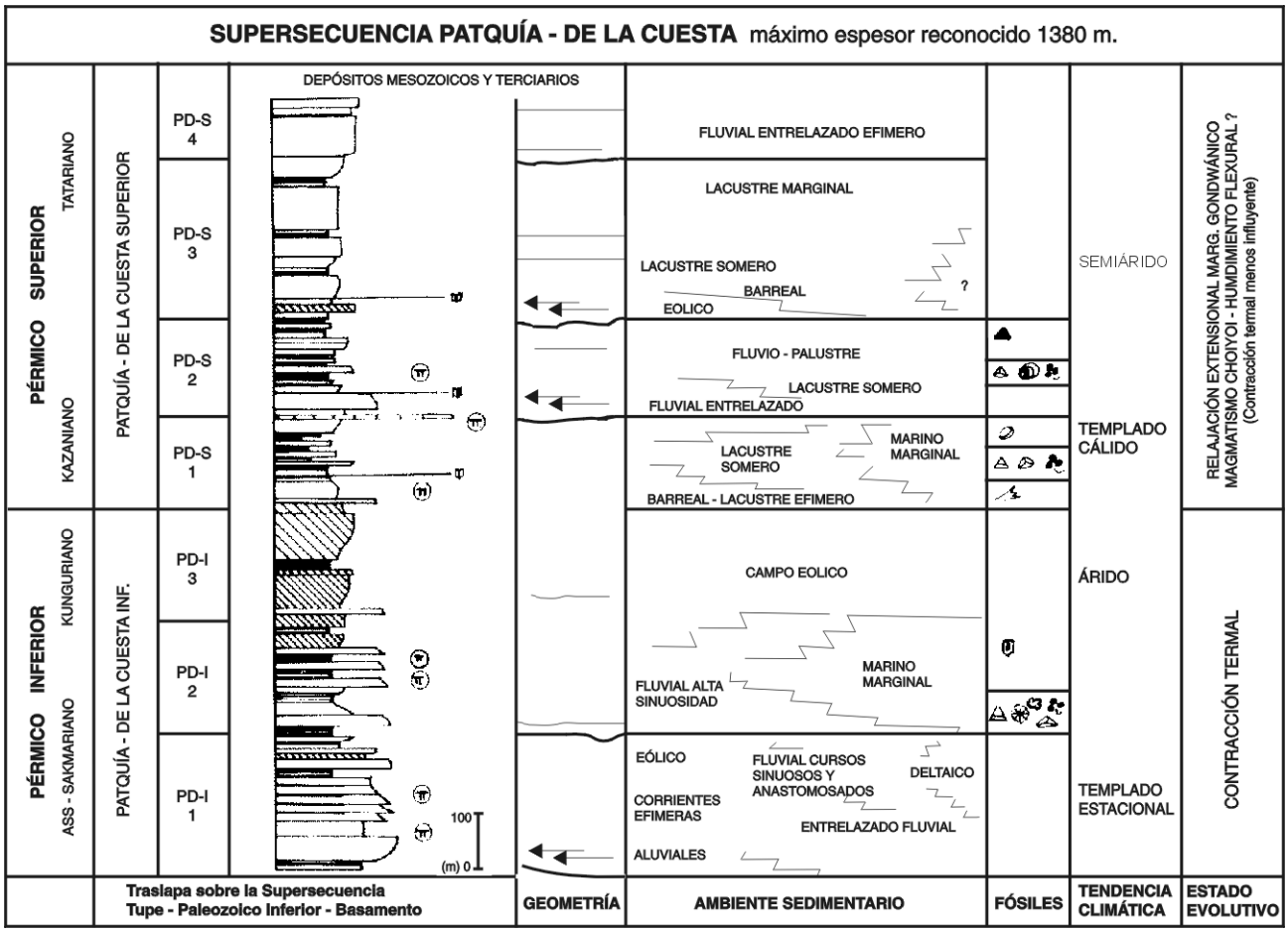


Figura 11. Características sedimentológicas, ambientales y climáticas de la Supersecuencia Patquía-De La Cuesta(modificado de Fernández Seveso et al., 1993)

positivos produciendo la desaparición de dorsales y unificando las áreas de depositación. Esta secuencia corresponde en parte a la ***Formación Solca*** donde fue recuperada una megaflora de edad carbonífera tardía tardía (Andreis et al., 1986; Luna et al., 1990). T4 se compone de facies aluviales y lacustres con varvitas y cadilitos y alcanza una gran expansión traslapando sobre el basamento cristalino. Presenta evidencias periglaciares en las ***Formaciones Bajo de Véliz*** y ***Tasa Cuna***, y facies fluvio lacustres en la ***Formación Arroyo Totoral***, en la localidad homónima y en el cerro Horcobola (Álvarez et al., 1987; Fernández Seveso et al., 1988). Las asociaciones palinológicas y paleobotánicas (Menéndez, 1971; Leguizamón, 1972; Archangelsky y Arrondo, 1973; Hünicken et al., 1981), contenidas en T4, permiten asignarle una edad pérmica temprana. Asimismo, esas megafloras dan sustento en la cuenca a la fitozona *Gangamopteris* Archangelsky y Azcuy (1985) (véase la Figura 5C).

Supersecuencia Patquía - De La Cuesta

La ***Supersecuencia Patquía-De La Cuesta*** ha sido subdividida en dos secuencias, una inferior con tres cortejos sedimentarios PD-I1, PD-I2 y PD-I3, y otra superior con cuatro cortejos sedimentarios PD-S1, PD-S2, PD-S3 y PD-S4 (Figura 11). La supersecuencia PD-I se apoya sobre la anterior a través de una discontinuidad de tipo B. Evoluciona ocupando una cuenca prácticamente sin dorsales a través de sistemas aluviales y fluviales y salvo el registro de un efímero episodio marino marginal (cerros Veladero-Bola) representa una continentalización generalizada de toda la cuenca para culminar en un extenso campo eólico (Fernández Seveso et al., 1990, 1993) (véanse las Figuras 6 y 11).

La secuencia PD-I1 presenta facies aluviales arenosas con matriz tobácea e intercalaciones de tobas en toda la cuenca. Se caracteriza por la presencia de facies aluviales y fluviales entrelazadas y sinuosas cuyos depósitos a veces traslapan sobre las secuencias cuspidales de la Supersecuencia Tupe. En capas rojas de PD-I1 también se observan coladas basálticas locales de poco espesor como en la comarca Paganzo-Amaná y en la sierra de Maz (Figuras 7 y 8). De las primeras se han obtenido edades isotópicas de 292-295 ± 6 Ma (Thompson y Mitchell, 1972). En los alrededores de la localidad de Miranda, en la cuesta homónima, han sido hallados en estas secuencias restos de *Euryphyllum whittianun* (Azcuy y Ozayán, 1987), indicadores de Pérmico temprano. En el sector septentrional de la cuenca (Puerta de Las Angosturas), planicies fluviales efímeras y barreales se hallan sobrepuestos por facies eólicas.

La secuencia PD-I2 incluye en el flanco oriental de la Precordillera (cerros Veladero-Bola), depósitos marinos marginales conteniendo tasmanáceas y escasos acritarcas (Leunda, 1991). En el ámbito oriental de la cuenca, esta secuencia presenta varios ciclos correspondientes a llanuras de inundación en los que disminuye el porte de las canalizaciones como respuesta eustática a modificaciones en el nivel de base continental (Fernández Seveso et al., 1993). Poco al nordeste de Amaná, en depósitos del Mogote de La Desabrida que conforman la parte superior del miembro inferior de la ***Formación La Colina***, fueron hallados restos de glossopterídeas atribuidas por Limarino y Césari (1983) al Pérmico temprano. La secuencia PD-I3 representa el mayor desarrollo de las facies eólicas, las que están acompañadas por un máximo en el proceso de aridización. Limarino et al. (1993) señalan una fase árida en el centro oeste de la cuenca Paganzo durante el Pérmico medio y tardío.

La secuencia PD-S se compone de ciclos transgresivos regresivos y tiene su mejor representación en la parte norte de la cuenca en la provincia de Catamarca (sierras de Narváez y Anchoca). PD-S1 corresponde a facies lacustres someras sobreimpuestas por otras fluviales. En los alrededores del río Chaschuil, en capas atribuidas a la ***Formación de la Cuesta*** se halló una rica microflora del Pérmico tardío temprano (Aceñolaza y Vergel, 1987). PD-S2 comienza con depósitos canalizados circunscriptos, sobrepuestos por facies arenosas de origen fluvial con baja energía que culminan en facies palustres. Secuencias equivalentes a PD-S1 y 2 se reconocen en el cerro Guandacol entre los depósitos eólicos y la base de las coladas basálticas triásicas (Figura 8).

La secuencia PD-S3 comienza con facies iniciales eólicas que indican una vuelta a condiciones de aridez marcada, a las que siguen facies arenosas, lacustres y de barreal. En esta secuencia no han sido hallados fósiles diagnósticos sino sólamente pelitas con superficies bioturbadas. PD-S4 se reconoce en el norte de la cuenca y se caracteriza por facies correspondientes a sistemas fluviales entrelazados efímeros, donde son comunes intraclastos y grietas de desecación.

DISCUSIÓN

La información expuesta, relacionada con la cuenca Paganzo, discurre esencialmente entre las características sedimentológicas de su relleno y los hallazgos paleontológicos realizados en sus depósitos. Sólo entre las secuencias T4 y PD-I1 parece surgir una aparente incongruencia entre el muy valioso análisis secuencial realizado por Fernández Seveso et al. (1993) y los datos paleontológicos y las edades isotópicas obtenidas en las coladas basálticas de la base de la Formación La Colina. El Cuadro 1 tiene por finalidad mostrar la vinculación entre las unidades secuenciales y las más conspicuas unidades litoestratigráficas reconocidas en localidades o áreas con información paleontológica segura (Figura 5C).

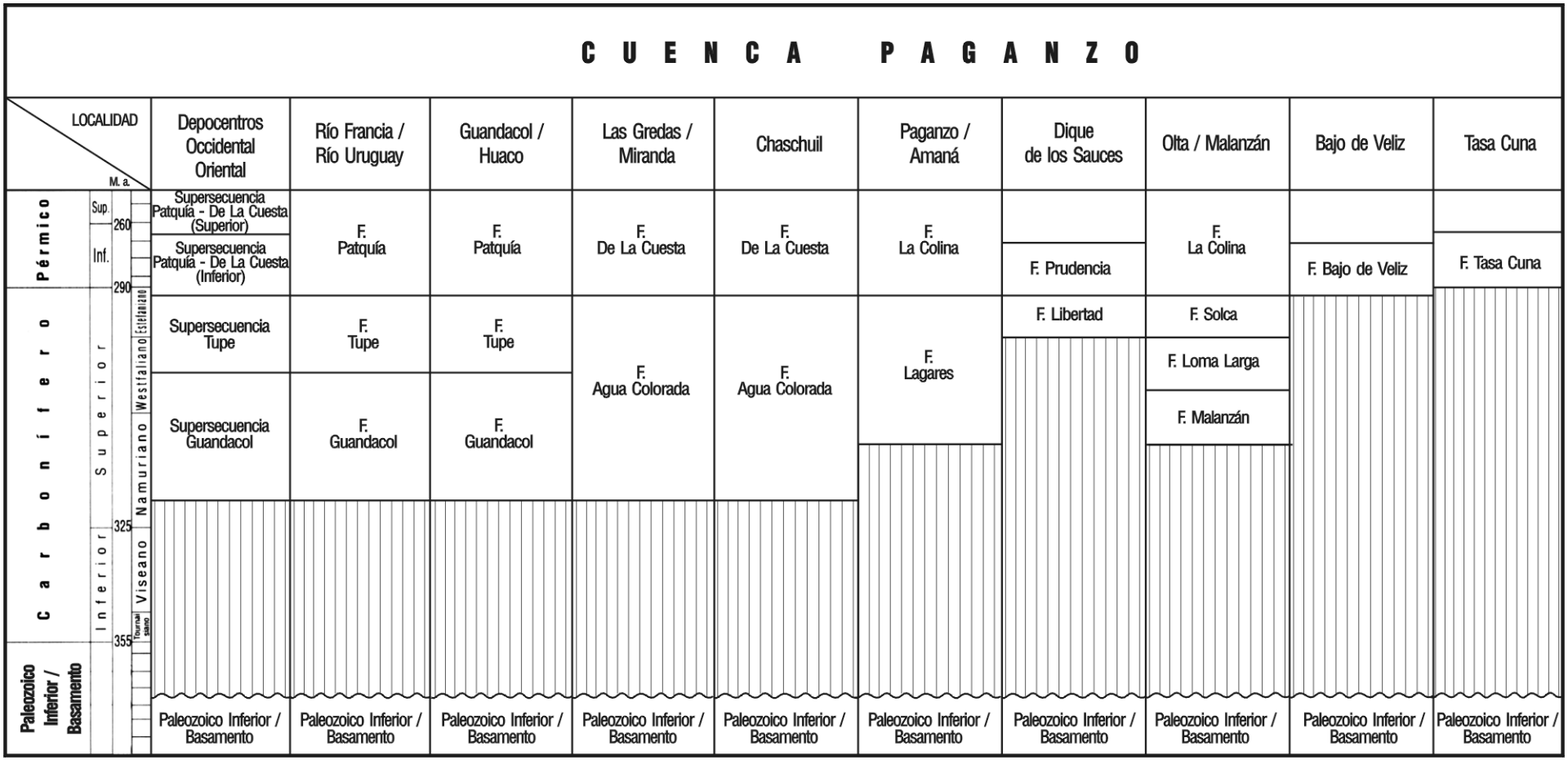
CUENCA USPALLATA-IGLESIA

UBICACIÓN Y LÍMITES

La cuenca Uspallata-Iglesia (González, 1985; Figuras 2 y 3), es una cuenca de retroarco que consiste en una angosta faja con orientación meridiana ubicada entre la Protoprecordillera (actuales sierras de Tontal, Invernada, Volcán y porción meridional de La Punilla) al este, y el arco magmático (Choiyoi) al oeste, aproximadamente en lo que es hoy la frontera con Chile. Hacia el norte sus afloramientos se pierden debajo de las volcanitas cenozoicas de la Puna austral, al norte de los 28° de latitud sur en la provincia de Catamarca, en tanto que hacia el sur se cierra en el extremo austral de la Cordillera Frontal mendocina (~34°de latitud Sur).

Su extensión aproximada es de 50.000 km^2 y en ella se alojan depósitos clásticos marinos, mixtos y en parte continentales, que cubren un lapso de aproximadamente 85 Ma,

CUADRO 1. ESTRATIGRAFÍA DEL NEOPALEOZOICO EN LA CUENCA PAGANZO



entre el Carbonífero temprano y el Pérmico temprano. Tradicionalmente, los depósitos de esta cuenca han sido considerados como formando parte de dos cuencas separadas: Río Blanco (al norte) y Calingasta-Uspallata (al sur). Si bien no hay razones tectosedimentarias ni estratigráficas que justifiquen tal separación, por razones puramente de uso, su tratamiento se efectuará separadamente, considerándolas subcuencas de la de Uspallata-Iglesia tal como fuera propuesto por González (1985). Por otra parte, es muy probable que futuros estudios permitan vincular estas subcuencas hacia el norte con la de Arizaro, también de retroarco, la cual contiene depósitos neopaleozoicos en parte terrígenos y en parte carbonatados (Aceñolaza et al., 1972).

SUBCUENCA RÍO BLANCO

DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

La subcuenca Río Blanco (Scalabrini Ortiz, 1972a y b) se encuentra en el oeste-noroeste de la Argentina y comprende afloramientos de edad neopaleozoica de la Precordillera y Cordillera Frontal de las provincias de La Rioja y San Juan (Figura 5A).

En la Precordillera se localizan principalmente los potentes depósitos del Carbonífero inferior y en menor extensión del Carbonífero superior. Los mismos se encuentran desde el área de transición Puna-Precordillera (Formaciones Cerro Tres Cóndores, Punta del Agua, Río del Peñón), continúan por el bolsón de Jagüé-sierra de Las Minitas (Formaciones Agua de Lucho, Cerro Tres Cóndores y Río del Peñón), hasta las sierras de La Punilla y del Volcán (Formaciones Malimán, Cortaderas, Punilla y Quebrada Larga).

En la Cordillera Frontal se registran depósitos de antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana (Formaciones Ranchillos y Agua Negra), distribuidos en las sierras de Los Veladeritos, flanco occidental de la sierra del Peñón, cordón de La Brea, San Guillermo, Colangüil, Agua Negra y Olivares (Figuras 1 y 5A).

ANTECEDENTES

Las investigaciones en la subcuenca Río Blanco pueden dividirse en dos etapas, una inicial que incluye los trabajos pioneros hasta la década ’70 y una posterior, desde el decenio de los ’80 a la actualidad.

En la primera, las tareas se centraron principalmente en el noroeste de la Precordillera de San Juan y en menor medida en la Precordillera y Cordillera Frontal de La Rioja. En la región de San Juan, los trabajos de Furque (1956, 1958, 1963, 1972), Scalabrini Ortiz (1970, 1972a y b, 1973), Sarudiansky (1971), Furque y Baldis (1973) y Baldis y Sarudiansky (1975) permitieron reconocer las características estratigráficas del área. En la Precordillera y Cordillera Frontal de La Rioja, en cambio, las primeras referencias se efectúan en forma espaciada y corresponden a Leanza (1948), Borrello (1955), Furque (1956, 1963, 1972), Aceñolaza (1969, 1971), Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), Marcos et al. (1971), Caminos (1972, 1979).

Entre los estudios paleontológicos pioneros de esta etapa deben citarse los efectuados por Frengüelli (1951, 1952, 1954), Menéndez (1965a y b), Cuerda et al. (1968), Amos (1958, 1964), Baldis (1967), Leanza (1968) y Antelo (1969, 1970).

En la segunda etapa los trabajos son numerosos, donde además de hacer referencia a los lugares clásicos, se dan a conocer nuevas localidades y taxones. Entre los referidos a las unidades litológicas del oeste de la sierra de La Punilla y Del Volcán se mencionan las contribuciones de González (1985, 1989, 1990a, 1993b), Machado (1987), Azcuy et al. (1987b), Chernoglasov (1988), Carrizo (1990), Arrondo et al. (1991), Césari y Limarino (1992), Limarino y Césari (1992), Limarino et al. (1993). Los últimos trabajos están concentrados en las unidades litoestratigráficas del flanco nororiental de la sierra de La Punilla, del bolsón de Jagüé-sierra de Las Minitas y hacia el norte, en las del área transicional de la Precordillera con la Puna. Estas investigaciones permitieron precisar la edad de las formaciones conocidas e identificar otras unidades nuevas. En este contexto pueden mencionarse los trabajos de González y Bossi (1986, 1987), Fauqué et al. (1989), Cingolani et al. (1990), Caminos et al. (1990, 1993, 1996), Fauqué y Limarino (1992), Morel et al. (1993, 1996), Azcuy y Carrizo (1995), Carrizo y Azcuy (1995, 1997, 1998), Carrizo et al. (1996), González (1997), Carrizo (1998). A éstos se suman dos importantes trabajos de síntesis referidos a los sistemas Carbonífero y Pérmico, ya citados en la introducción de este capítulo.

MARCO GEOLÓGICO

La subcuenca Río Blanco comprende los depósitos de la parte norte de la Precordillera y del flanco oriental de la Cordillera Frontal, en las provincias de La Rioja y San Juan. Su piso estructural se halla formado por rocas de origen variado correspondientes a distintos *terranes*, donde las rocas neopaleozoicas suprayacen en parte al terreno Pampeano, a las sedimentitas del Paleozoico inferior del terreno Precordillera y a las leptometamorfitas del terreno Chilenia (Figuras 3A y B, 4 y 5A).

Sus límites estructurales son en cierta medida imprecisos, en parte debido a los recientes hallazgos paleobotánicos efectuados en el borde oriental de la sierra de La Punilla (Morel et al., 1993; Fauqué et al., 1989; Carrizo, 1998), los cuales demuestran que durante el comienzo del Carbonífero esta sierra no era un elemento positivo. Así, en el este-nordeste de esa sierra y en contacto tectónico con rocas del basamento de la sierra de Cacho, se apoyan sedimentitas del Carbonífero inferior. Esto sugiere que el límite nororiental de esta subcuenca podrían ser las Sierras Pampeanas occidentales, mientras que el resto del límite oriental estaría complementado por el incipiente ascenso de la Protoprecordillera. Su límite occidental habría estado conformado por el arco volcánico ubicado aproximadamente en la frontera argentino-chilena. Finalmente, sus límites norte y sur son transicionales. Por el sur, no hay en apariencia razones estructurales que la separen de la subcuenca Calingasta-Uspallata, puesto que ambas comparten la depresión de trasarco de orientación meridiana resultante de la acreción de Chilenia. Por el norte, los depósitos carbonífero-pérmicos se continúan saltuariamente en el área limítrofe de Catamarca-La Rioja hasta desaparecer debajo de las volcanitas cenozoicas de la Puna.

ESTRATIGRAFÍA

Con el fin de lograr una descripción más ordenada, los depósitos neopaleozoicos de esta subcuenca serán tratados dentro de dos grandes áreas: Precordillera y Cordillera Frontal.

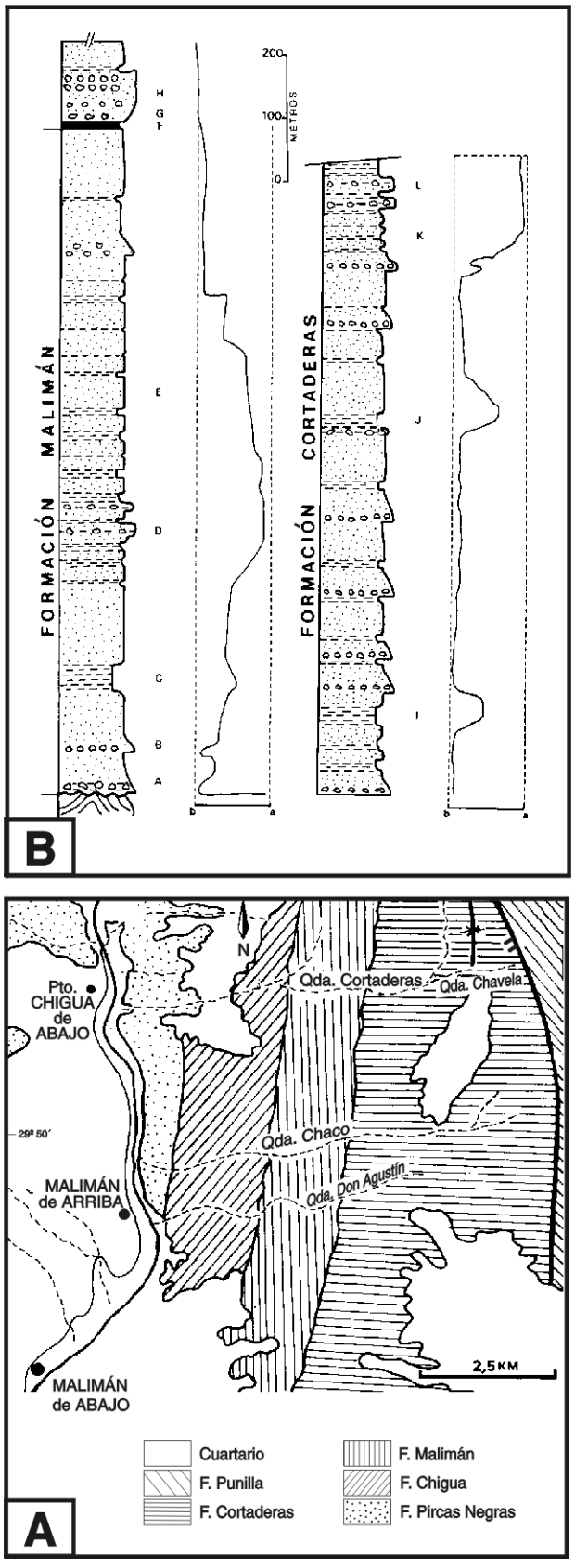


Figura 12A. Bosquejo geológico de las quebradas Cortaderas y Chavela (modificado de Limarino y Césari, 1992)
12B. Perfil esquemático del Grupo Angualasto en la quebrada Cortaderas (tomado de Limarino y Césari, 1992)

PRECORDILLERA

A. Flanco occidental de las sierras de La Punilla y del Volcán

En la vertiente occidental de las sierras de La Punilla y del Volcán se reconocen los lugares clásicos de estudio de esta subcuenca. En las proximidades de Malimán (Figura 12A), afloran sedimentitas devónicas y carboníferas que fueron analizadas inicialmente por Furque (1956, 1958, 1963), quien separó las carboníferas en dos unidades a las cuales denominó Volcán y Panacán. En esos relevamientos el autor citado observó contacto tectónico entre esas unidades.

La columna devónico-carbonífera propuesta por Furque fue posteriormente modificada; uno de esos cambios surgió de una nueva interpretación de la antigüedad de la paleoflora contenida en la parte continental de la Formación Chavela (Furque, 1956), que permitió reubicar esas sedimentitas en el Carbonífero inferior (Cuerda et al., 1968). Un estudio detallado de esas unidades fue realizado por Scalabrini Ortiz (1972a), quien identificó dos nuevas formaciones, Malimán y Cortaderas, discordantes entre sí y parcialmente equivalentes a las Formaciones Volcán y Panacán. El miembro continental Chavela pasó a integrar la nueva Formación Malimán, unidad esta que suprayace en discordancia angular a las sedimentitas devónicas (Scalabrini Ortiz, 1972a; Furque y Baldis, 1973).

Grupo Angualasto

En este grupo se incluyen las formaciones eocarboníferas Malimán, Cortaderas y Del Ratón. Recientemente, Carrizo (1998) incorpora al mismo las Formaciones Agua de Lucho, Cerro Tres Cóndores y Punilla. Limarino y Césari (1992) proponen su estratotipo en la quebrada Cortaderas, al oeste de sierra de La Punilla, estiman un espesor mínimo de 2400 m (Figura 12B), y señalan una relación discordante con las rocas devónicas de las Formaciones Chigua y El Planchón, mientras que para el techo indican una superficie de erosión en la quebrada ya citada y un contacto tectónico en el km 117 de la quebrada del río San Juan.

Formación Malimán

La Formación Malimán (Scalabrini Ortiz, 1972a), con 1300 m de espesor (Figura 12B), descansa en discordancia angular sobre la Formación Chigua (devónica), mientras que su contacto con la suprayacente Formación Cortaderas fue motivo de distintas interpretaciones. La relación de discordancia erosiva sustentada por Scalabrini Ortiz (1972a), Aceñolaza y Toselli (1981) y Azcuy (1985), fue puesta en duda por Limarino et al. (1988), Caminos et al. (1990) y Limarino y Césari (1992), quienes consideran que la supuesta discordancia no está vinculada a movimientos diastróficos, sino que responde a procesos eustáticos.

Sus afloramientos se extienden al oeste de las sierras de La Punilla y del Volcán y presentan una estructura homoclinal vertical. La secuencia comienza con paraconglomerados sobre los cuales se disponen areniscas portadoras de una asociación de licofitas herbáceas, entre ellas *Archaeosigillaria conferta* y *Malimaniun furquei*, fitozona

Archaeosigillaria-Malimaniun Carrizo (1998). Por encima, se ubican bancos potentes de areniscas con intercalaciones de pelitas macizas, donde son frecuentes los niveles con fauna marina caracterizada por *Protocanites scalabrinii* y *Septemirostellum? chavelensis*, zona *Protocanites* González (1981a) o Fauna Malimaniana González (1993a). Continúa el perfil con una alternancia de areniscas y limolitas con participación de diamictitas. Estos niveles arenoso-pelíticos se caracterizan por la abundancia de *Frenguellia eximia* y otras improntas de pteridospermópsidas, fitozona *Frenguellia-Paulophyton* Carrizo (1998). La sección superior está constituida por bancos potentes de areniscas y niveles de ortoconglomerados. En las intercalaciones pelíticas y en las areniscas, son frecuentes improntas de las especies integrantes de la fitozona *Frenguellia-Paulophyton*. La nueva zonación es el resultado del estudio de las asociaciones paleoflorísticas del Carbonífero temprano de Argentina realizado por Carrizo (1998), quien establece para ese lapso la siguiente sucesión de biozonas, comenzando por la más antigua: *Archaeosigillaria-Malimaniun*, *Protocanites* y *Frenguellia-Paulophyton*.

Estas sedimentitas se depositaron en un ambiente marino litoral con intercalaciones de facies de mar alto (Limarino y Césari, 1992). Los depósitos litorales varían hasta pasar a continentales con niveles de paleosuelos.

Formación Cortaderas

La Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1972a; Figura 12B) tiene un espesor de 1200 m y suprayace a la Formación Malimán. La supuesta relación discordante entre ambas unidades litoestratigráficas ha sido reinterpretada por Limarino y Césari (1992), quienes consideran que los bancos de conglomerados basales y sus variaciones de espesor, corresponden a facies de abanico deltaico ligados a alteraciones del nivel del mar. En forma parcial comparte la estructura homoclinal con la Formación Malimán, mientras que pueden apreciarse repeticiones de parte de sus miembros medio y superior por efecto de la estructura sinclinal. El techo, desconocido, es una superfice de erosión.

En esta unidad Scalabrini Ortiz (1972a) reconoció de base a techo tres miembros: el inferior, de conglomerados verdoso-gris oscuros, el medio, de areniscas gris verdosas y el superior, de limolitas y conglomerados verdosos.

En el miembro inferior se destacan potentes bancos de ortoconglomerados. Césari y Limarino (1992) identificaron microplancton marino en niveles carbonosos ubicados en la parte basal de los conglomerados. En su parte cuspidal se intercalan areniscas medianas con lentes pelíticos, donde se reconocen paleosuelos y abundante megaflora (Machado, 1987; Césari y Limarino, 1992; Carrizo, 1998).

El miembro medio de la secuencia se caracteriza por el predominio de psamitas y en menor proporción pelitas e intercalaciones de conglomerados. Varios niveles paleoflorísticos se reconocieron a lo largo de este miembro (Machado, 1987; Carrizo, 1998).

El miembro superior del perfil se distingue por su granulometría fina, donde son frecuentes areniscas y pelitas con intercalaciones de diamictitas. Estas fueron analizadas por Limarino y Page (1990), González (1990a) y Limarino y Césari (1992), quienes reconocen estructuras de impacto, clastos facetados y superficies estriadas. Los elementos paleoflorísticos desde la base hasta los niveles más altos de la sección superior pertenecen a la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* (Carrizo, 1998). Sobre las rocas glacigénicas se apoya un paquete de unos 20 m de espesor de areniscas finas, que no presentan evidencias glaciarias (Limarino y Césari, 1992). En ellas, Carrizo (1990), cita elementos de la zona *MBG* Archangelsky y Azcuy (1985), de antigüedad carbonífera tardía.

La Formación Cortaderas comenzó a depositarse bajo condiciones marino-litorales hasta continentales, con ambientes fluviales de alta sinuosidad. Esas condiciones continentales fueron interrumpidas por transgresiones que generaron depósitos de plataforma y glacimarinos distales (Limarino y Page, 1990; Limarino y Césari, 1992).

Formación Quebrada Larga

Se reconoce en el faldeo occidental de la sierra de La Punilla, en el área de Carrizalito. En su localidad tipo, la quebrada Larga (Scalabrini Ortiz, 1972a), alcanza un espesor de 1270 m y suprayace en discordancia angular sobre sedimentitas devónicas de la Formación Chigua, mientras que su parte superior fue eliminada por erosión. Recientemente Morel et al. (1996) y Carrizo (1998) han reconocido al oeste de la sierra de La Punilla, en la zona de Las Peladas, un pasaje transicional entre la Formación Quebrada Larga (Carbonífero superior) y la Formación Punilla (Carbonífero inferior), lo cual parece confirmar la relación estratigráfica concordante entre el Carbonífero inferior-superior en el área.

Esta unidad se inicia con abundantes areniscas blanquecinas y gris verdosas con escasos niveles de conglomerados finos y lutitas carbonosas con restos plantíferos de la fitozona *MBG* (Arrondo, en Scalabrini Ortiz, 1972a). La secuencia continúa

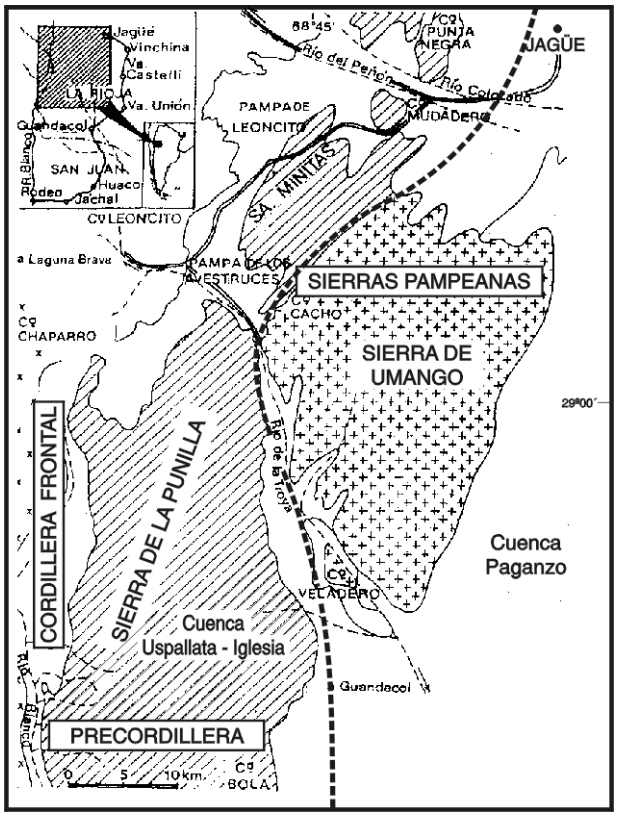


Figura 13. Mapa de ubicación de las sierras de La Punilla, Umango, de Las Minitas y del cerro Mudadero, mostrando el límite tentativo entre las cuencas Paganzo y Uspallata-Iglesia (basado en Caminos et al., 1993)

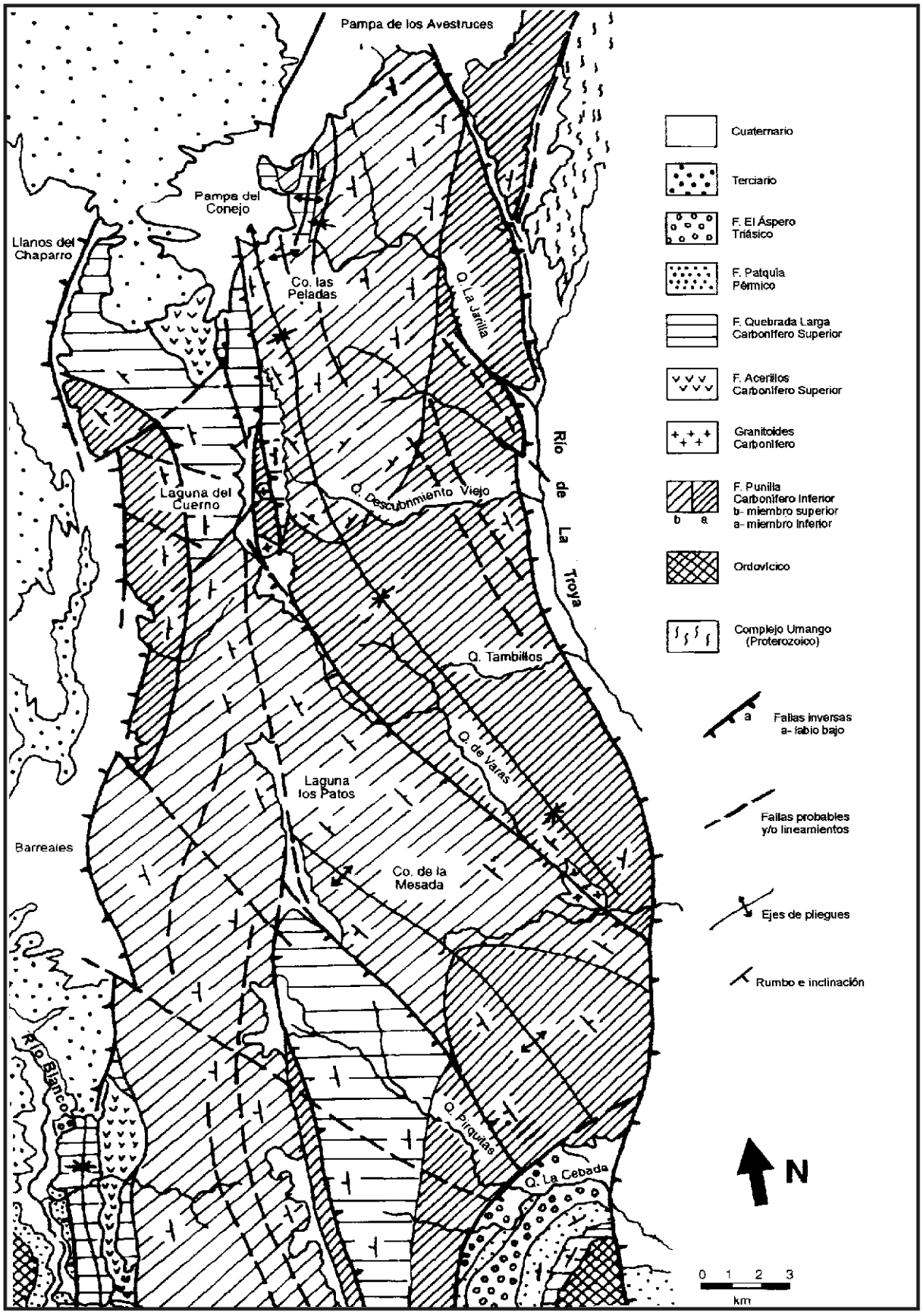


Figura 14. Geología del sector septentrional de la sierra de La Punilla mostrando la sucesión carbonífera inferior a superior en la quebrada La Jarilla-cerro Las Peladas (modificado de Caminos et al., 1993)

con una litología similar aunque con predominio de las areniscas verdes, cuyos niveles son portadores de fauna marina correspondiente a la zona *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* Sabattini et al. (1991), atribuida al Carbonífero tardío tardío. Se intercalan en este paquete sedimentario delgados bancos de caliza gris maciza. La parte superior de la unidad termina con areniscas grises y limolitas oscuras con alternancia de psamitas de mayor granulometría y colores claros.

Los depósitos basales se interpretan como de origen fluvial, con facies de canal y llanuras de inundación; la ingresión marina está representada por los niveles faunísticos de la sección superior.

B. Flanco centro-oriental de las sierras de La Punilla y del Volcán

Formación Punilla

En la mayor parte de las sierras de La Punilla y del Volcán afloran sedimentitas clásticas que Furque (1956, 1963, 1972) denominó Formación Punilla, asignándole una edad devónica sobre la base de los estudios paleoflorísticos realizados por Frengüelli (1954) (Figuras 13 y 14).

Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por su relativa monotonía litológica, prevaleciendo las areniscas sobre los conglomerados y limo-arcilitas, y por el predominio de las plantas fósiles sobre los invertebrados marinos. En el tramo septentrional de la sierra de La Punilla, Caminos et al. (1993), reconocen en esta formación dos miembros (Figura 14) de espesor incierto debido a posibles repeticiones por fallas.

El miembro inferior, con base truncada por falla, es granodecreciente y está constituido por areniscas cuarzosas intercaladas con conglomerados finos y por una sucesión alternante de areniscas y limolitas. Importantes niveles plantíferos se distinguen en esta sección donde, según Morel et al. (1993) y Caminos et al. (1993), se identifican asociaciones megaflorísticas del Devónico medio-tardío y del Carbonífero temprano e interpretan que el ambiente de sedimentación es esencialmente marino, próximo a la línea de costa.

El miembro superior es una secuencia de conglomerados, areniscas, limolitas y cuerpos lenticulares de diamictitas. Según Morel et al. (1993, 1996), Cingolani et al. (1992) y Caminos et al. (1993), la tafoflora reconocida en niveles de este miembro tiene una antigüedad del Carbonífero temprano al Carbonífero tardío. Este conjunto litológico se habría depositado en un ambiente marino litoral alternando con otros de sedimentación fluvial (Caminos et al., 1993).

De gran importancia es la interpretación de los datos paleontológicos, que llevó a los autores arriba citados a sugerir que la Formación Punilla, en el área estudiada, representa una secuencia sedimentaria continua que se depositó desde el Devónico medio hasta el Carbonífero superior. Sin embargo, nuevos estudios de material fósil en ambos miembros de esta formación (Carrizo, 1998), permitieron al mencionado autor alcanzar las siguientes conclusiones: a) las especies consideradas devónicas halladas en el miembro inferior, fueron reconocidas como típicos integrantes de asociaciones paleoflorísticas del Carbonífero temprano de Precordillera; b) el conjunto paleoflorístico de esta unidad litoestratigráfica corresponde a la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* y c) el techo del miembro superior de la Formación Punilla pasa en contacto transicional hacia niveles arenosos correspondientes a la Formación Quebrada Larga, portadores de elementos característicos de la asociación ***MBG***.

C. Bolsón de Jagüé - sierra de Las Minitas

En el bolsón de Jagüé-sierra de Las Minitas (Figuras 13 y 15A), potentes secuencias del Carbonífero inferior fueron señaladas en años recientes por González y Bossi (1986), quienes las nominaron ***Formación Jagüel***, con base desconocida y en relación de discordancia angular con la suprayacente ***Formación Punta del Agua***. Poco después, González y Bossi (1987), describen dos nuevas unidades litoestratigráficas: las Formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores. Según estos autores, la primera unidad, con fauna marina y base desconocida, infrayace en discordancia angular a la Formación Cerro Tres Cóndores y ésta a su vez, infrayace en contacto paraconcordante? a los conglomerados del cerro Punta Negra, psefitas que incluyen en la Formación Punta del Agua (Aceñolaza, 1971). Indican además, que la relación entre las Formaciones Agua de Lucho y Jagüel es desconocida.

Caminos et al. (1990) y Fauqué y Limarino (1992) proponen un nuevo ordenamiento estratigráfico para esas sedimentitas. Los primeros autores dividen la secuencia en tres secciones sin asignar nombres formales, mientras que los segundos las denominan Formación Jagüel. Se indica además que el magmatismo presente en la comarca es intenso en el área sud-sudoeste del bolsón de Jagüé, donde diques y stocks intruyen las rocas eocarboníferas.

Carrizo (1998), al realizar el estudio geológico y paleoflorístico de las sedimentitas aflorantes en la sierra de Las Minitas y los cerros Mudadero, Tres Cóndores y Agua de Lucho, concluye que en esta secuencia sedimentaria se distinguen dos formaciones: una inferior, Agua de Lucho y otra superior, Cerro Tres Cóndores, incorporando en esta última unidad la secuencia del cerro Mudadero (véase la Figura 15B). Carrizo (1998) incluye ambas formaciones dentro del Grupo Angualasto y señala la necesidad de abandonar el término Jagüel por cuanto el mismo ha sido previamente utilizado para denominar una secuencia cretácica en la cuenca Neuquina, Formación Jagüel (Windhausen, 1914; Bertels, 1969).

Formación Agua de Lucho

Descripta por González y Bossi, 1987, aflora principalmente en el cerro Agua de Lucho y en el área occidental de la sierra de Las Minitas (Figuras 13 y 15A). Sin base visible, infrayace en relación aparentemente continua a la Formación Cerro Tres Cóndores. Su espesor es de aproximadamente 800 metros. Es una secuencia esencialmente pelítico-arenosa (Figura 16). La sección inferior consiste en una alternancia de pelitas y areniscas de color verde oliva a las que siguen pelitas laminadas grises, en su mayor parte plegadas e intruidas por cuerpos y diques diorítico-tonalíticos. En tres niveles fosilíferos de esta sección, Carrizo (1998) identificó una asociación paleoflorística compuesta por licofitas herbáceas y filicópsidas primitivas, donde se destacan, entre otras,

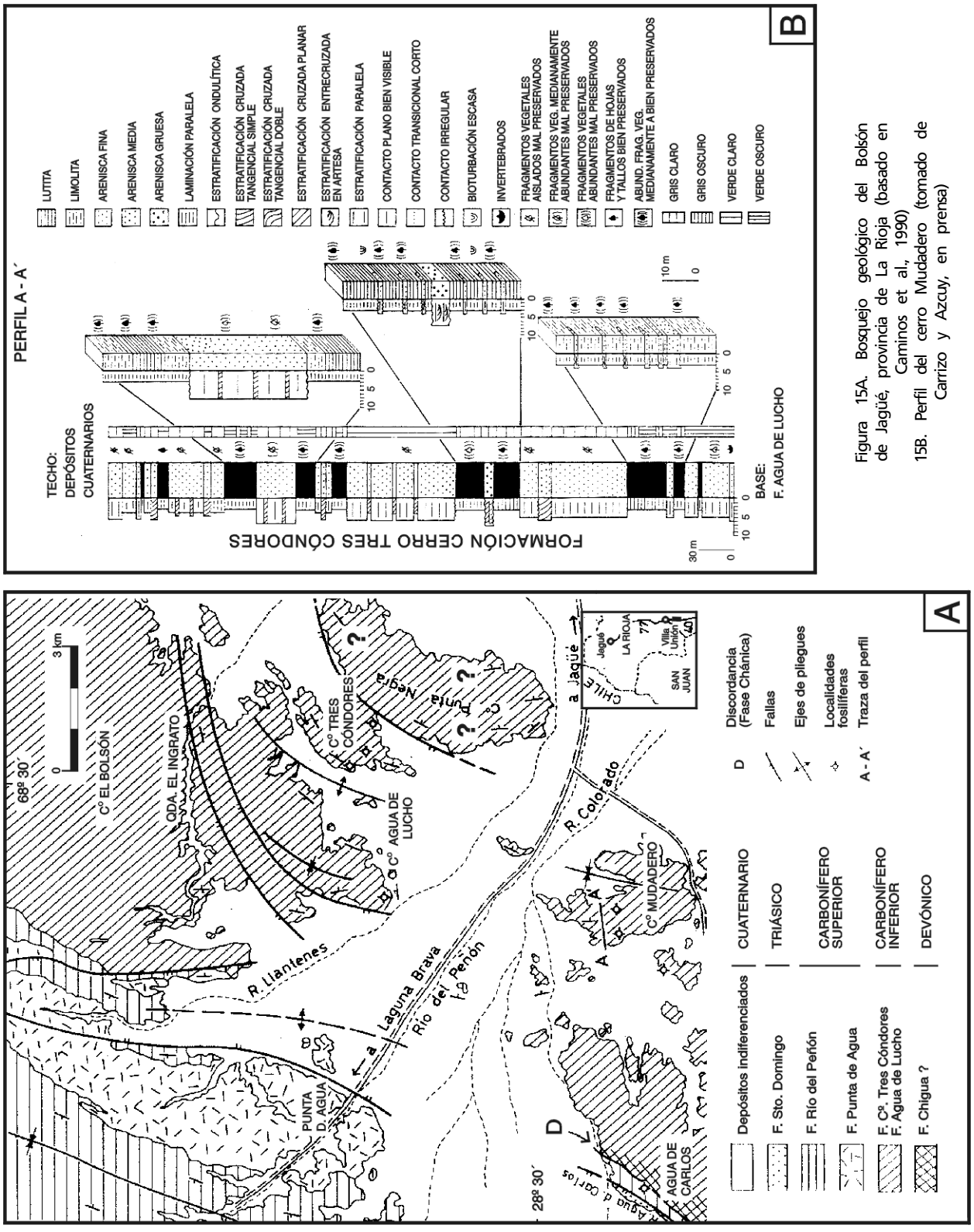


Figura 15A. Bosquejo geológico del Bolsón de Jagüé, provincia de La Rioja (basado en Caminos et al., 1990)

15B. Perfil del cerro Mudadero (tomado de Carrizo y Azcuy, en prensa)

Archaeosigillaria conferta y *Malimaniun furquei*, pertenecientes a la fitozona *Archaeosigillaria-Malimaniun* Carrizo (1998). Sobre la base de estos elementos paleoflorísticos, este autor indicó una antigüedad del Tournaisiano temprano temprano para esta sección de la unidad. La secuencia continúa con pelitas grises estratificadas en capas delgadas que alternan con areniscas medianas a finas, en las cuales ha sido reconocida la fauna marina correspondiente a la zona *Protocanites* González (1981a).

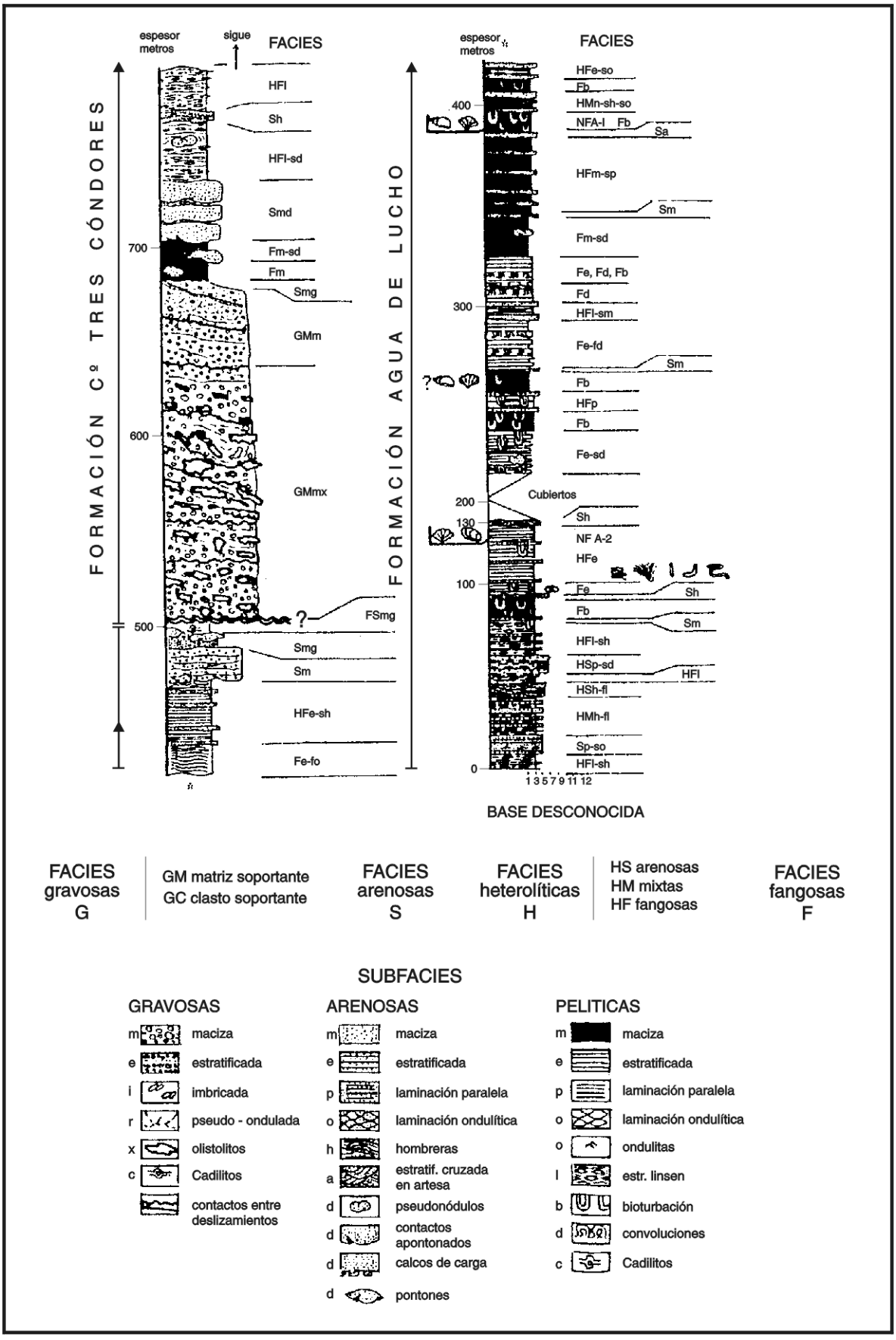


Figura 16. Perfil generalizado de la Formación Agua de Lucho y miembro basal de la Formación Cerro Tres Cóndores. (tomado de González y Bossi, 1987)

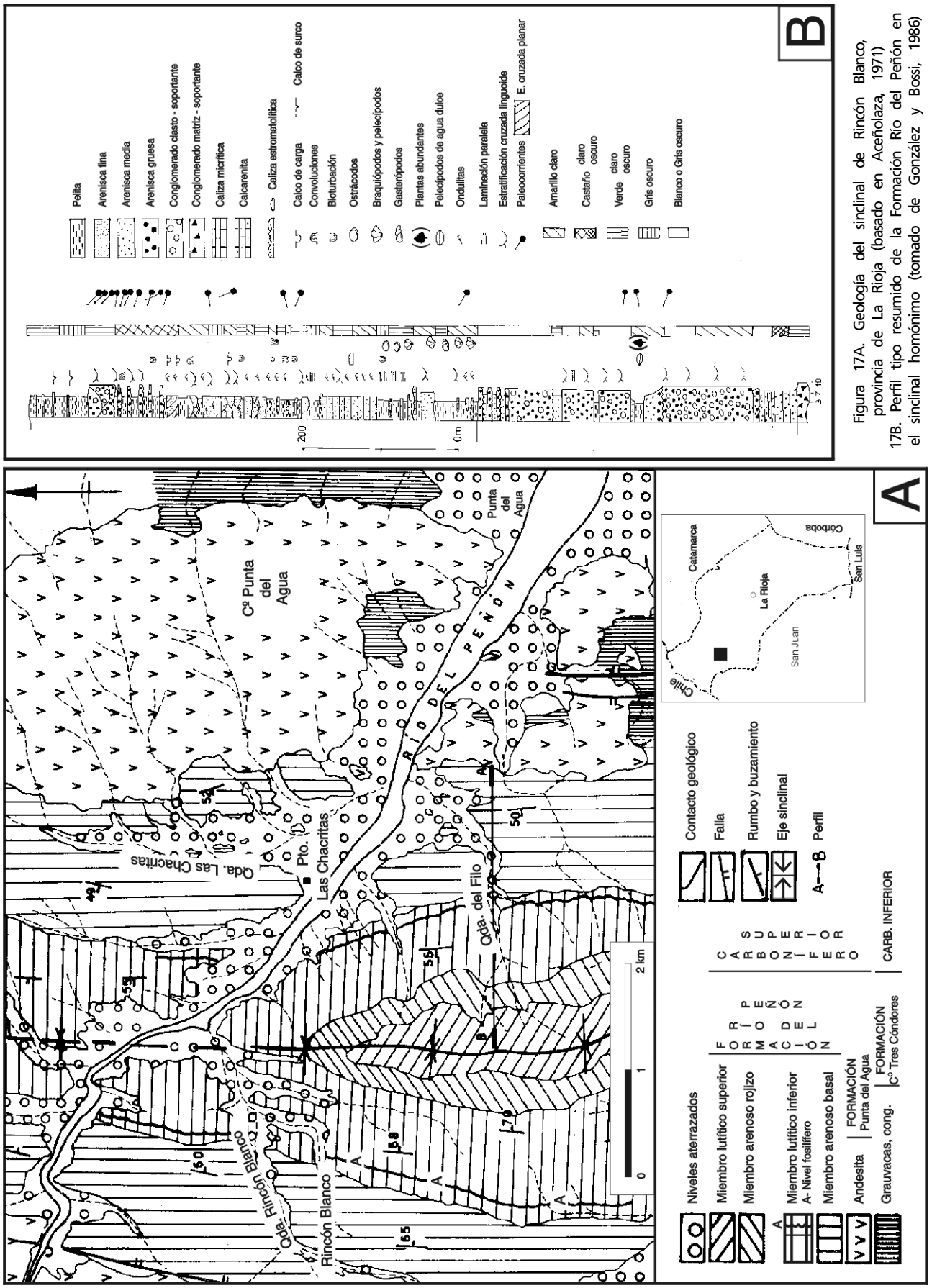


Figura 17A. Geología del sinclinal de Rincón Blanco, provincia de La Rioja (basado en Aceñolaza, 1971)
17B. Perfil tipo resumido de la Formación Río del Peñón en el sinclinal homónimo (tomado de González y Bossi, 1986)

Formación Cerro Tres Cóndores

La Formación Cerro Tres Cóndores (González y Bossi, 1987) aflora en el cerro homónimo, cerro Mudadero y en el área oriental de la sierra de Las Minitas (Figura 15A). Suprayace en aparente concordancia a la Formación Agua de Lucho e infrayace a los conglomerados de Punta del Agua (Carbonífero inferior?). El perfil tipo es el del cerro Tres Cóndores con un espesor de aproximadamente 2000 m (Figura 16). La secuencia se inicia con paraconglomerados, a los que siguen una alternancia de areniscas y pelitas; en las secciones media y superior presenta un fuerte predominio de psamitas (Figuras 15B y 16). Corresponde a un ambiente marino litoral en la base que continúa en progresiva continentalización hacia el techo, con ambientes fluvio-lacustres a netamente fluviales en el resto de la secuencia. Es una unidad rica en fósiles vegetales pertenecientes a la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* Carrizo (1998).

D. Río del Peñón. Áreas Río Frío-Agua de Carlos

Formación Río del Peñón

La localidad tipo de esta unidad litoestratigráfica es el río del Peñón. Estos afloramientos, ubicados al oeste del bolsón de Jagüé, entre Punta del Agua y Rincón Blanco (Figura 17A), fueron denominados como Peñoniano (Borrello, 1955), Formación Volcán (Aceñolaza, 1971), Formación Tupe (Aceñolaza et al., 1971) o Formación Quebrada Larga (Scalabrini Ortiz, 1972a). Posteriormente, González y Bossi (1986), al estudiarla en detalle, priorizan y adecúan el nombre identificando la unidad como Formación Río del Peñón.

Según González y Bossi (1986), suprayace en forma normal a la Formación Punta del Agua (Aceñolaza, 1971) y su techo es una superficie de erosión. En cambio, Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) consideran una relación discordante con los sedimentos volcaniclásticos infrayacentes. Más recientemente, Fauqué y Limarino (1992) postulan que las volcanitas asignadas a la Formación Punta del Agua corresponden a una facies de la Formación Río del Peñón y que el conjunto neocarbonífero suprayace en discordancia angular a sedimentitas eocarboníferas. En el perfil tipo se reconocen dos miembros, de los cuales el inferior es continental, arenoso, de colores claros y culmina con pelitas oscuras (Figura 17B). En esos niveles finos Carrizo (1998) describe conspicuos elementos de la fitozona *MBG* Archangelsky y Azcuy (1985). Transicionalmente se dispone el miembro superior esencialmente marino, psamo-pelítico, de colores grises y verdosos con abundantes invertebrados marinos en su tercio inferior, referidos primero como «fauna intermedia» González (1985) y posteriormente descriptos como zona *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* Sabattini et al. (1991). Hacia arriba se observa una progresiva continentalización. Sobre la base del contenido paleontológico se postula una antigüedad del Carbonífero tardío-Pérmico temprano?.

Recientemente, González (1997), sobre la base de bivalvos refiere la unidad al Carbonífero tardío tardío.

Por otra parte, en el sector del río Frío (Figura 5C), Aceñolaza (1970) y Aceñolaza et al. (1971) identifican

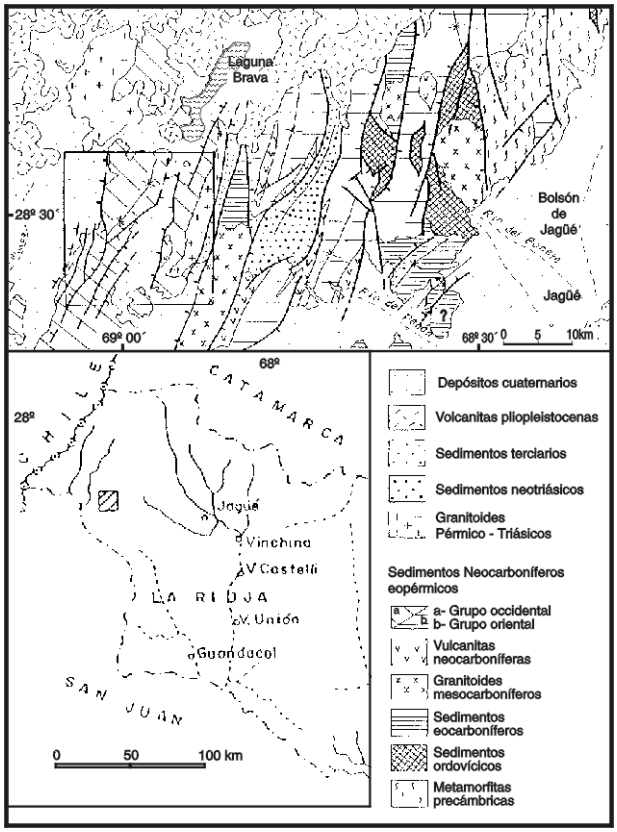


Figura 18. Geología de los alrededores de la laguna Brava (tomado de Caminos et al., 1996)

afloramientos neopaleozoicas con flora de «*Rhacopteris*» e icnitas referidas a *Orchesteropus atavus* Frengüelli, que son asimilados a esta unidad por su litología y contenido paleoflorístico. En el área de Agua de Carlos (Figura 15A), Fauqué y Limarino (1992) reconocen sedimentitas neocarboníferas que incluyen en la Formación Río del Peñón. Los mencionados autores estiman que, mediante discordancia angular fuerte, suprayacen a rocas eocarboníferas, mientras que su techo está cubierto por contacto de falla por la Formación Santo Domingo, de probable antigüedad triásica.

En cuanto a su relación de base, en esta área Carrizo y Azcuy (1997) identifican el contacto discordante asignándole a las ritmitas plegadas infrayacentes una antigüedad devónica (véase la Figura 15A). Por otra parte, las localidades plantíferas reconocidas inmediatamente por encima de la discordancia (Carrizo y Azcuy, 1995; Carrizo, 1998) contienen elementos de la fitozona de Intervalo Archangelsky y Cúneo (1991), lo cual indica la existencia de un importante hiato.

Formación Punta del Agua

Sus afloramientos (Aceñolaza, 1971) se encuentran en ambos flancos del sinclinal del Rincón Blanco (Figura 17A). Infrayacen a las sedimentitas carboníferas de la Formación Río del Peñón y, según González y Bossi (1986), suprayacen en discordancia a rocas del Carbonífero inferior. Estos autores lo definen como un complejo sedimentario volcánico constituido por conglomerados, diamictitas, areniscas y

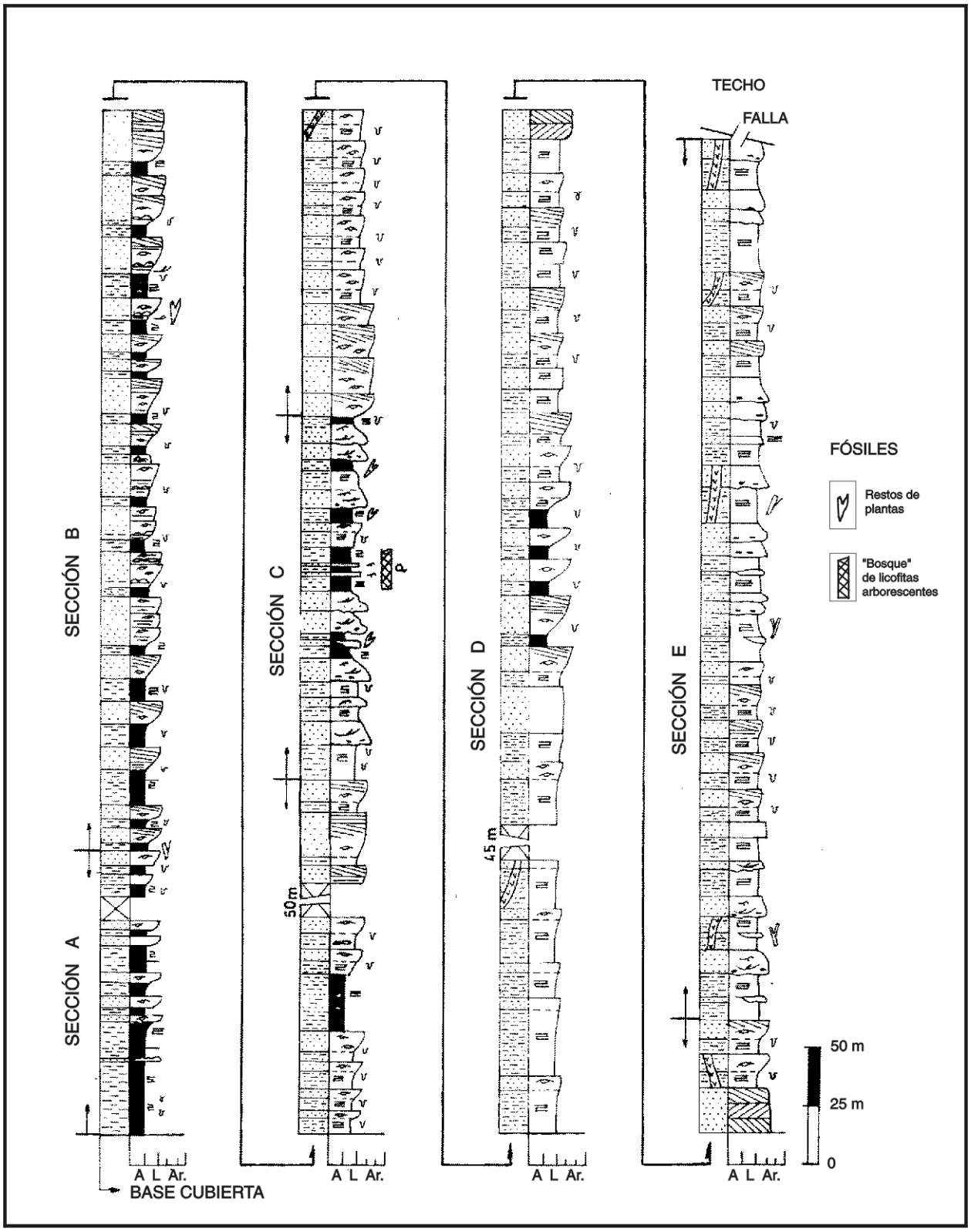


Figura 19. Sección columnar de la Formación Cerro Agua Negra en la quebrada de Arrequintín (tomado de Azcuy et al., 1987)

andesitas; sobre la base de las características litológicas y el comportamiento estructural, sostienen que los conglomerados del cerro Punta Negra corresponden a la misma unidad. Sin embargo, la hipótesis de tal equivalencia no es compartida por Caminos et al. (1990), quienes ubican las psefitas del cerro Punta Negra en el Carbonífero inferior. Por otra parte, Fauqué y Limarino (1992) consideran que en río del Peñón la intercalación volcánica no es una unidad independiente, sino que representa una interrupción local de la sedimentación neocarbonífera.

CORDILLERA FRONTAL

A. Sierras del Peñón y de Los Veladeritos

Formación Ranchillos

Sus afloramientos se reconocen al oeste y sur de la laguna Brava (Marcos et al., 1971; Caminos, 1972), en una extensa superficie del ambiente de transición entre Cordillera Frontal y Puna, siendo sus mejores exposiciones las del cordón del Peñón y la sierra de Los Veladeritos (Figuras 5A y 18).

Caminos et al. (1996) y Limarino et al. (1996) reconocieron tres miembros en esta unidad: el inferior conglomerádico con elevado porcentaje de aglomerados volcánicos y areniscas gruesas y medianas subordinadas; el medio, pelítico arenoso con escasos restos vegetales, y el superior formado por areniscas finas, medianas y gruesas, ortoconglomerados y pelitas con abundantes restos vegetales. Los autores citados distinguen un ambiente continental fluvial en el inicio del relleno de la cuenca con ríos meandriformes y planicies aluviales, una posterior sedimentación marina litoral y un retorno a la sedimentación continental en la parte superior de la secuencia.

B. Cordón de La Brea-Olivares

Formación Cerro Agua Negra

La Formación Cerro Agua Negra (Polanski, 1970) aflora en la Cordillera Frontal de San Juan, desde la cordillera de Olivares al sur, hasta el cordón de La Brea al norte (Figura 1). Otros afloramientos se reconocen también en los cordones de Agua Negra, San Guillermo y Colangüil. Con espesor variable entre 1800 y 2500 m, suprayace en discordancia angular a sedimentitas asignadas al Devónico (Furque, 1962; Scalabrini Ortiz, 1973), mientras que su techo se halla truncado por la fase magmática San Rafael (Azcuy et al., 1987d).

Se distinguen dos tipos de estructuras, una general y principal de tipo homoclinal y otra subordinada y local de intenso plegamiento, esta última probablemente consecuencia de cuerpos intrusivos próximos, relacionados con el batolito de Colangüil (Permo-Triásico; Caminos, 1979).

Las rocas de esta unidad fueron descriptas por Azcuy et al. (1987d) en la quebrada de Arrequintín donde fueron reconocidas 5 secciones (Figura 19). Sobre base oculta, la secuencia comienza con pelitas oscuras con laminación planar alternando con capas arenosas; por encima continúan areniscas de colores claros en bancos tabulares con estratificación cruzada e interposiciones de limolitas. Hacia la parte superior del perfil se observan bancos de areniscas (portadoras de intraclastos) con bases erosivas que se interpretan como facies de canal, que alternan con fangolitas depositadas en una llanura de inundación. En estos depósitos pelíticos (sección C), los autores citados identificaron un «bosque» de licofitas representado por numerosos moldes, los cuales sugieren ejemplares arborescentes cuyos diámetros varían entre 30 y 60 cm y se hallan dispuestos en posición de vida, perpendiculares a la estratificación.

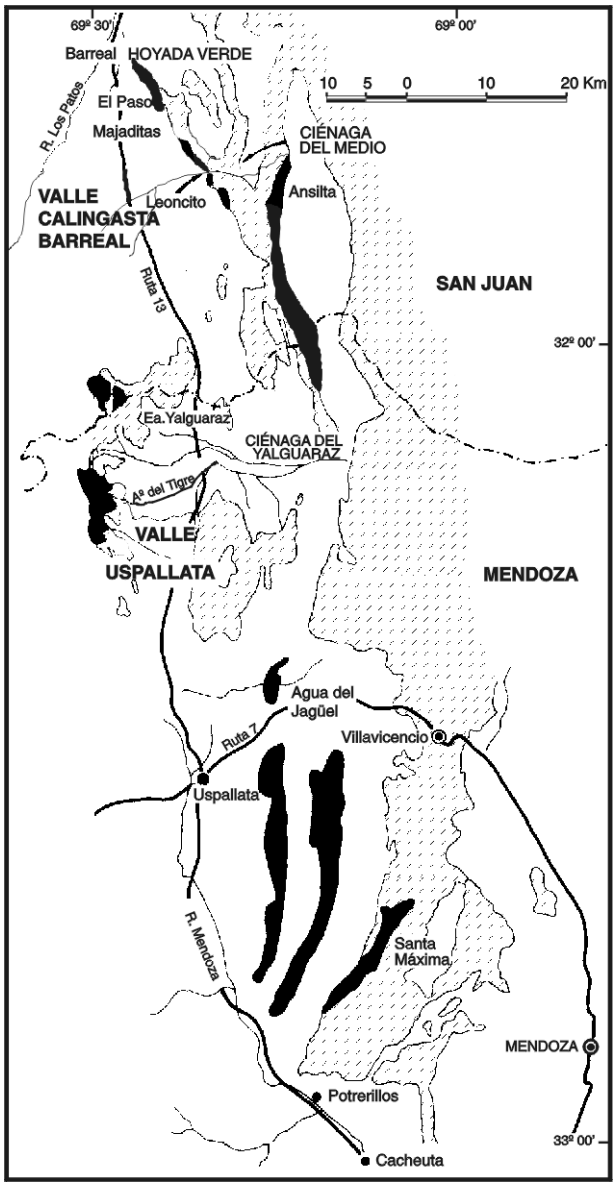


Figura 20. Afloramientos carboníferos y pérmicos en el valle de Calingasta-Uspallata (basado en Amos y López Gamundí, 1980)

Esta unidad se depositó en un ambiente marino litoral que evolucionó hacia una progresiva continentalización. La parte inferior ha brindado numerosos especímenes de fauna marina (zona *Cancrinella*?) y también megaflora (Gutiérrez, 1983), cuyos elementos corresponden a la fitozona *MBG*. Según Azcuy et al. (1987d), en los niveles medio-superiores fue hallada (por debajo del «bosque» de licofitas), una pequeña asociación conteniendo pecopterídeas y coníferas, que indica una antigüedad carbonífera cuspidal a pérmica basal (Figura 5C).

Depósitos ubicados más al sur, en el cordón de La Totora, y nominados como ***Formación La Puerta***, han brindado una microflora compuesta por granos de polen bisacados y estriados, los cuales son atribuidos al Pérmico temprano (Ottone y Rossello, 1996). Estos estratos serían correlacionables con los tramos superiores de la Formación Cerro Agua Negra.

SUBCUENCA CALINGASTA-USPALLATA

DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

La subcuenca Calingasta-Uspallata (Amos y Rolleri, 1965; Amos, 1972), es la prolongación hacia el sur de la subcuenca Río Blanco y sus depósitos, de edad carbonífera temprana-pérmica temprana, afloran siguiendo la misma distribución que en la anterior: al este, en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza y al oeste, en la Cordillera Frontal (Figura 5A).

Las unidades carbonífero-pérmicas presentes en la Precordillera se extienden aproximadamente desde Calingasta hasta el río Mendoza y en su mayor parte constituyen depósitos alineados sobre el flanco occidental de la sierra del Tontal. Se reconocen, de norte a sur, sedimentitas correspondientes a las siguientes unidades: Formación La Capilla (Calingasta), Formaciones Del Ratón y Del Salto (km 113-117 de la ruta 20), Grupos San Eduardo y Pituil (Barreal), Formaciones Majaditas y Leoncito (quebrada de las Majaditas-Observatorio Astronómico), Formación Ansilta (cordón del Naranjo-sierra de Ansilta), Formación Agua del Jagüel (cordón Agua del Jagüel), Formación Santa Elena (quebradas Santa Elena- Jarillal) y Formación Santa Máxima (quebradas de los Cerros Bayos-de los Manantiales). (Figura 20).

Los depósitos sedimentarios neopaleozoicos correspondientes a la parte sur de la Cordillera Frontal están casi restringidos a la provincia de Mendoza. Se extienden desde las proximidades del límite con San Juan hasta la latitud del río Tunuyán. Se alinean de norte a sur en los cordones del Tigre, del Plata y del Portillo, y suelen estar limitados por contactos tectónicos. La disposición de las unidades litoestratigráficas de norte a sur es la siguiente: Formación Yalguaraz (cordón del Tigre), Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Loma de los Morteritos (cordón del Plata) y Formaciones Alto Tunuyán, Las Peñas-Totoral y Las Balas (cordón del Portillo).

ANTECEDENTES

Los trabajos de investigación en la subcuenca Calingasta-Uspallata pueden ser divididos en dos períodos. El primero incluye una larga lista de trabajos pioneros que se iniciaron con la cita de plantas fósiles de esa edad por parte de Bodembender (1902) en los alrededores del cerro Pelado (Mendoza). En la sierra de Barreal, Stappembeck (1910) describe invertebrados marinos y a este hallazgo siguen numerosos trabajos en la mencionada sierra, entre los cuales se distinguen las observaciones tectónicas de Zöllner (1950) y el estudio estratigráfico de la secuencia neopaleozoica elaborado por Mésigos (1953). Keidel (1939), al estudiar las Series Tramojo - Jarillal, destaca el posible origen glacial de esas secuencias carbonífero-pérmicas y Dessanti y Rossi (1950) dan a conocer restos fósiles de plantas que asignan al Carbonífero tardío. En los valles de Calingasta y Uspallata, Amos y Rolleri (1965) efectúan detallados levantamientos geológicos, siendo estos autores quienes proponen, sobre la base de invertebrados marinos, la primera zonación neopaleozoica.

En la Cordillera Frontal principalmente mendocina, existen espesas secuencias neopaleozoicas de difícil acceso, las cuales fueron estudiadas por Polanski (1959, 1964, 1970, 1972). Este autor realiza el levantamiento de varias Hojas Geológicas en la alta cordillera y propone una nueva interpretación diastrófica y estratigráfica para el Paleozoico superior. González Díaz (1958) realiza estudios al nordeste del cordón del Portillo y Fidalgo (1958) en el Alto Valle del río Tunuyán. Amos y Rolleri (1965) también realizan estudios en el flanco oriental del cordón del Tigre en el sur de San Juan (véanse las Figuras 1 y 5A). Con estas contribuciones se cierra la primera etapa en esta subcuenca.

El segundo período se caracteriza por las investigaciones realizadas sobre dos aspectos principales en el ámbito de la Precordillera: a) las faunas de invertebrados marinos y su bioestratigrafía y b) las evidencias de glaciación. Las primeras son estudiadas entre otros por Sabattini (1972, 1980a y b), Sabattini y Noirat (1969), Sabattini et al. (1991), Amos et al. (1973), Manceñido (1973), Manceñido y Sabattini (1974), Manceñido et al. (1976a y b), González (1981a, 1985, 1989, 1993a y b, 1997), González y Taboada (1987, 1988), Taboada (1986, 1989, 1991, 1996, 1997), Taboada y Sabattini (1987), Taboada y Cisterna (1996), Archangelsky y Lech (1985), Lech (1986, 1990, 1993, 1995), Azcuy et al. (1990), Simanauskas (1991) y Simanauskas y Sabattini (1993). El otro aspecto es abordado por varios autores, entre ellos González (1981b, 1990a, b y c), quien describe pavimentos glaciarios en la Hoyada Verde y discute la cronología de los eventos glaciales en el oeste de Argentina; López Gamundí (1983, 1989) y López Gamundí y Espejo (1993), se ocupan de modelos de sedimentación glacimarina y cambios glacieustáticos del nivel del mar; López Gamundí et al. (1987, 1992) realizan una síntesis del conocimiento de esta subcuenca y analizan sus condiciones paleoclimáticas, y finalmente López Gamundí y Rossello (1995) describen un pavimento glacial en la Formación Leoncito. Complementariamente, López Gamundí y Alonso (1982) discuten las áreas de proveniencia de varias formaciones, mientras que los estudios de paleoflora, donde se describen elementos de la fitozona *MBG*, son efectuados en la Formación Santa Elena por Archangelsky y Archangelsky (1988) y en la Formación El Retamo por Carrizo (1990, 1992) y César (1992).

Durante esta segunda etapa, en la Cordillera Frontal la discusión se centra en la edad de los procesos magmáticos que afectaron las rocas neopaleozoicas. Caminos (1965, 1972, 1979), realiza estudios estratigráficos y petrográficos en el Cordón del Plata modificando interpretaciones anteriores y presentando una síntesis del conocimiento de toda la Cordillera Frontal. Un estudio detallado de la Formación Yalguaraz es efectuado por Taboada y Carrizo (1992), quienes dan a conocer el primer registro paleontológico de esa unidad.

Aunque las secuencias neopaleozoicas de la Cordillera Frontal presentan espesores considerables, son los depósitos de la Precordillera los que han recibido mayor atención bioestratigráfica debido a su mejor registro fosilífero. Prácticamente no existen (en la Cordillera Frontal mendocina) trabajos bioestratigráficos y/o perfiles de detalle que permitan una mayor precisión en el conocimiento de la edad y correlación de las unidades definidas en esta región.

MARCO GEOLÓGICO Y LÍMITES

Los límites estructurales occidental y oriental de esta subcuenca son esencialmente los mismos que los de la subcuenca Río Blanco salvo en su porción suroriental, donde al sur de la ciudad de Mendoza la desaparición de la Precordillera sugiere la existencia de un elemento positivo que habría servido de contención a los depósitos neopaleozoicos (Figuras 2 y 5A).

Las secuencias que componen las unidades reconocidas en esta subcuenca, en su mayoría correspondientes a sedimentitas marinas o mixtas, se apoyan en discordancia angular sobre rocas devónicas conocidas como «pretilítico» (como en el caso de las que afloran en el cordón del Tigre), o sobre el Complejo Metamórfico (Proterozoico o Paleozoico inferior temprano), o bien se desconocen sus condiciones de yacencia (Figuras 5A y B). Están cubiertas, también en discordancia angular, por el Grupo Choiyoi de antigüedad permotriásica.

ESTRATIGRAFÍA

Siguiendo el criterio adoptado para la descripción de las unidades de la subcuenca Río Blanco, las correspondientes a esta subcuenca serán también agrupadas en dos grandes regiones: Precordillera y Cordillera Frontal.

PRECORDILLERA

Las sedimentitas del ambiente precordillerano incluidas en esta subcuenca se extienden desde los alrededores de Calingasta hasta las cercanías de Uspallata. En la sierra de Barreal han sido reconocidas las unidades clásicas reunidas originalmente en dos grupos: San Eduardo y Pituil (Mésigos, 1953; Amos y Rolleri, 1965), los cuales fueron atribuidos estratigráficamente a depósitos de antigüedad carbonífera y carbonífera-pérmica respectivamente. Recientemente, algunos autores (Taboada, 1991, 1996, 1997; González, 1993a) reconocen niveles fosilíferos en unidades previamente consideradas estériles, y sobre la base de su contenido faunístico y caracteres litológicos proponen modificar el rango de algunas unidades litológicas. De esta forma los «grupos» antes mencionados pasan a ser las Formaciones San Eduardo y Pituil respectivamente. Por otra parte, nuevas colecciones de plantas fósiles de la fitozona *MBG*, efectuadas en las unidades litológicas Majaditas y Ansilta, han permitido establecer la antigüedad y correlación de esos depósitos en ocasional disenso con los datos aportados del estudio de los invertebrados fósiles marinos. A los fines descriptivos la zona precordillerana será subdividida en dos áreas: Calingasta-Leoncito y Agua del Jagüel-Santa Máxima.

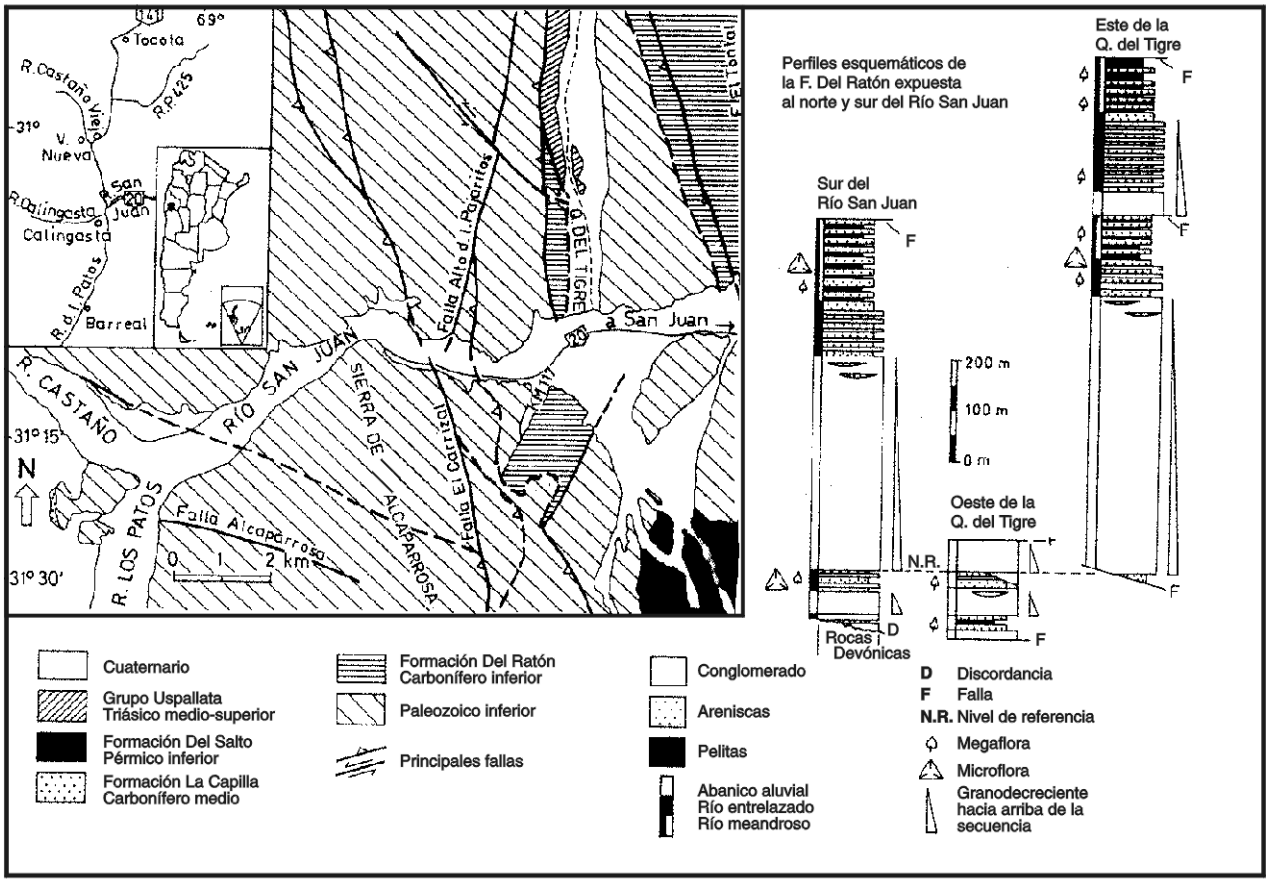


Figura 21. Bosquejo geológico de las áreas norte y sur del río San Juan (km 113 y 117) perfiles esquemáticos de la Formación Del Ratón (tomado de Sessarego y Césari, 1989)

A. Área Calingasta-Leoncito

Dentro de esta área se pueden reconocer tres sectores de afloramientos carboníferos de disímil extensión y complejidad: Calingasta, Barreal y Leoncito (Figura 20).

Formación Del Ratón

La Formación Del Ratón (Guerstein et al., 1965) aflora en la Precordillera de San Juan, al pie occidental de las sierras del Tigre-Tontal en ambas márgenes del río San Juan, entre los km 113 y 117 de la ruta nacional 20 que une las ciudades de San Juan y Calingasta (Figura 21). Son las sedimentitas eocarboníferas más antiguas reconocidas en la subcuenca Calingasta-Uspallata con una potencia aproximada de 900 m y, junto con los restantes depósitos del Carbonífero inferior de la subcuenca Río Blanco, integran el ***Grupo Angualasto*** (Limarino y César, 1992; Carrizo, 1998).

Al sur del río San Juan, la Formación Del Ratón se apoya en discordancia angular de tipo A sobre sedimentitas devónicas de la infrayacente Formación Codo (Quartino et al., 1971). Una falla inversa suprime su techo y la pone en contacto tectónico con la Formación El Planchón (Devónico inferior-medio; Sessarego, 1988). La sucesión sedimentaria de estructura homoclinal, presenta secuencias grano-estratodecrecientes con una mayoritaria participación de conglomerados gruesos con rodados imbricados a los que siguen en abundancia areniscas medianas a finas con pelitas subordinadas.

Los niveles con megaflora se reconocen en las secciones inferior y superior del perfil (Azcuy et al., 1981; Sessarego, 1988; Arrondo et al., 1991). En la inferior,

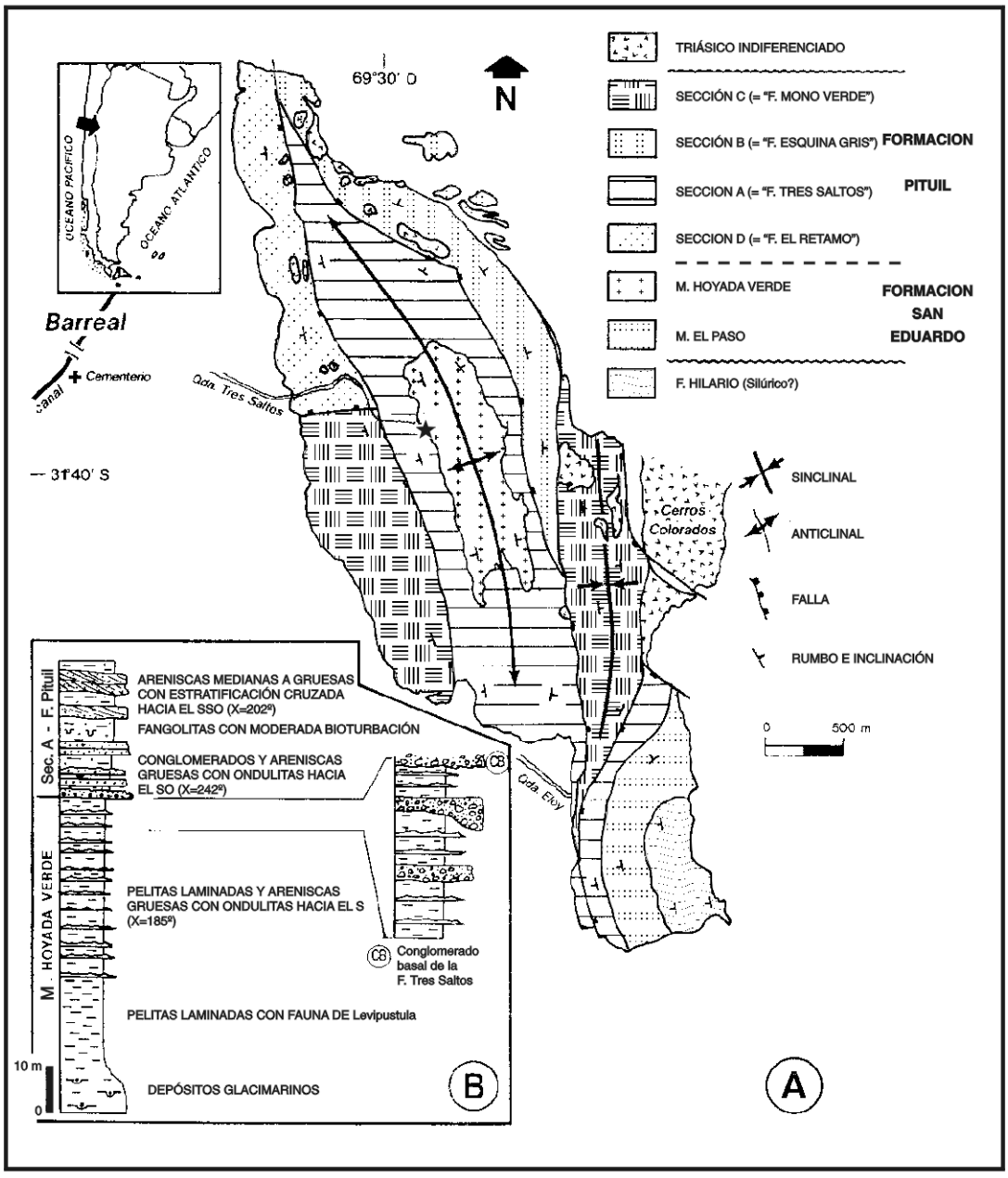


Figura 22A. Geología simplificada del anticlinal de Hoyada Verde.
22B. Detalle de la relación estratigráfica entre el Miembro Hoyada Verde y la Sección A (="F.Tres Saltos") en el sector marcado en A, con una estrella (modificado de López Gamundi y Rossello, 1993a)

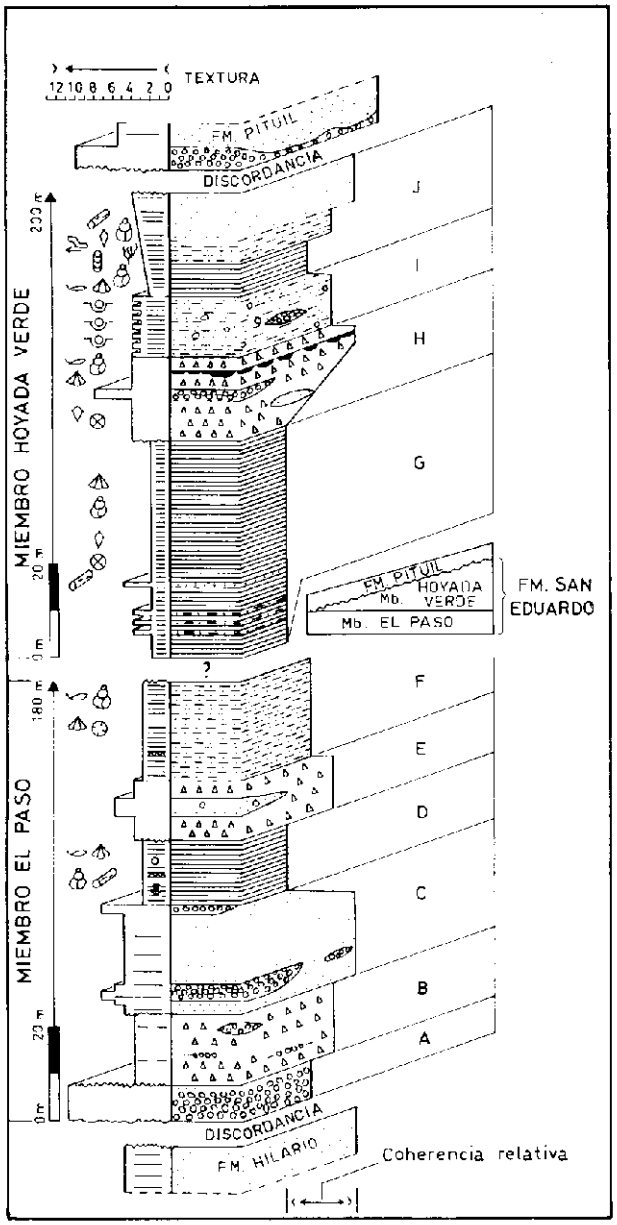


Figura 23. Perfil estratigráfico de la Formación San Eduardo en la sierra de Barreal (tomado de Taboada, 1997)

escasos restos de plantas y palinomorfos se ubican en las secuencias correspondientes a facies de abanico aluvial medio-distal y en sedimentitas de facies fluvial entrelazada con niveles de paleosuelos. En la sección superior, por arriba de los conglomerados, la tafoflora tiene mayor abundancia y mejor preservación, donde los niveles paleoflorísticos se intercalan con niveles de paleosuelos en secuencias de facies fluvial entrelazada y de planicie aluvial (Figura 21). Se trata de una paleoflora autóctona que posee elementos pertenecientes a la fitozona *Frenguellia-Paulophyton* Carrizo (1998), de edad eocarbonífera tardía.

Según De Rosa (1983) y Sessarego (1988), los depósitos de la Formación Del Ratón corresponden a distintos paleoambientes fluviales, de abanico aluvial proximal-distal, fluvial entrelazado y planicies aluviales de ríos con moderada a alta sinuosidad que se depositaron en una cuenca intermontana con orientación general nornoroeste-sursureste (Sessarego, 1988).

Formación Del Salto

En el km 114 de la ruta 20 afloran los depósitos típicos de esta unidad, estudiados originalmente por Quartino et al. (1971) y Manceñido (1973) (Figura 21). Posteriores estudios realizados por Sessarego et al. (1986), permitieron extender su distribución areal a la margen norte del río San Juan. La secuencia se apoya en discordancia de tipo A sobre sedimentitas devónicas y su techo está definido por falla. Esta unidad próxima a los 1200 m de espesor, ha sido dividida en seis miembros por Manceñido (1973) y en cinco miembros por Sessarego et al. (1986). La secuencia, en sus tramos basales y medios, consiste en depósitos marinos y litorales ricos en fósiles; hacia el techo pasa a capas continentales en parte formadas por eolianitas (Sessarego, 1986). Los abundantes fósiles marinos han sido estudiados por Manceñido y Sabattini, (1974), Manceñido et al. (1976a y b), Sessarego et al. (1986), y su antigüedad considerada pérmica temprana por el hallazgo de *Cancrinella* aff. *farleyensis* por parte de los últimos autores citados. Recientemente, estudios realizados por Lech y Aceñolaza (1990) y Lech (1993, 1995), sugieren que los términos basales de esta unidad tendrían una antigüedad carbonífera tardía tardía, opinión que comparte Taboada (1997).

Formación San Eduardo

La Formación San Eduardo (Mésigos, 1953; González, 1993a) aflora en la sierra de Barreal y está compuesta por los Miembros El Paso y Hoyada Verde (Figura 22). Sin embargo, otras dos unidades, las Formaciones La Capilla y Leoncito, cuyos afloramientos están aislados aunque relativamente próximos, contienen elementos de la zona *Levipustula* Amos y Rolleri (1965) y son consideradas correlacionables con parte del Miembro Hoyada Verde.

Miembro El Paso

Sus afloramientos no son extensos y se ubican en el extremo suroriental de la sierra de Barreal (Figuras 20, 22A y 23). El Miembro El Paso (Mésigos, 1953; González, 1993a) se dispone en discordancia angular de tipo A sobre rocas de la Formación Hilario (Ordovícico?) y está cubierto mediante una discontinuidad de tipo B por la Sección A (=Formación Tres Saltos») de la Formación Pituil. Su potencia es cercana a los 200 metros. Taboada (1991) reconoció tres facies sedimentarias recurrentes, las que se mencionan a continuación:

La facies 1 de diamictitas está compuesta principalmente por paraconglomerados cuya relación clasto/matriz varía entre 30% y 10% aproximadamente. La facies 2, de areniscas y conglomerados, se reconoce en la parte basal y media de la unidad y consiste de ortoconglomerados finos a medianos con estratificación grosera o estructura maciza; las areniscas se disponen en bancos tabulares con estratificación paralela o en bancos macizos de hasta un metro de potencia. La facies 3 de lutitas y limolitas laminadas está presente en el tramo superior de la unidad en finos bancos de hasta 1-2cm donde aparecen estructuras cono en cono, escasos cadilitos e invertebrados marinos fósiles.

La fauna de esta unidad fue estudiada por Taboada (1989), quien estableció la zona de *Rugosochonetes-Bulahdelia*, a la cual le atribuyó una edad carbonífera temprana tardía (Viseano-Namuriano).

Miembro Hoyada Verde

Esta unidad (Mésigos, 1953; González, 1993a) se reconoce en el núcleo del braquiantinclinal de la localidad de Hoyada Verde, a unos 3 km al este de Barreal (Figuras 20, 22 y 23). Su relación de base es desconocida e infrayace mediante una discontinuidad de tipo B a la Sección A de la Formación Pituil (véase más arriba «Discordancias y Glaciación» y Figura 22B). Según Mésigos (1953) su espesor es de alrededor de 330 metros. López Gamundí (1983), al analizar la sedimentación de esta secuencia, reconoce que tres de las cuatro facies sedimentarias estudiadas son de origen glacimarino:

La facies 1: **pelitas y limolitas con clastos**, se compone de lutitas y limolitas oscuras con cadilitos dispersos. Las lutitas se presentan en delgados bancos que no exceden los 5 cm de potencia y muestran frecuentes estructuras de impacto. La facies 2: **fangolitas guijosas**, presenta bancos de hasta 50 cm con estratificación definida y abundantes cadilitos o bancos de fangolitas arenosas groseramente estratificadas. Es frecuente que el tamaño de los clastos caídos supere el espesor de los estratos. La facies 3: **areniscas guijosas con bloques y lentes sabulíticos**, se caracteriza por la falta de estratificación y la presencia de clastos de 1 a 6 centímetros. Los clastos que contienen estas areniscas son estriados y no-orientados. Los pavimentos de bloques estriados (origen glacial) que aparecen en el techo de esta facies, fueron estudiados en detalle por González (1981b), quien los describió como de tipo intertill; por otra parte López Gamundí (1983), les adjudicó una extensión de 320 m y propuso un modelo sedimentario para su origen relacionado con secuencias glacimarinas próximas a la costa. La facies 4: **lutitas y limolitas arenosas con estratificación ondulítica**, se dispone por encima de los pavimentos y no se considera resultado de los procesos de sedimentación glacimarina como las tres primeras.

La asociación de invertebrados marinos relacionada con estas facies constituye la zona de *Levipustula levis* de antigüe-

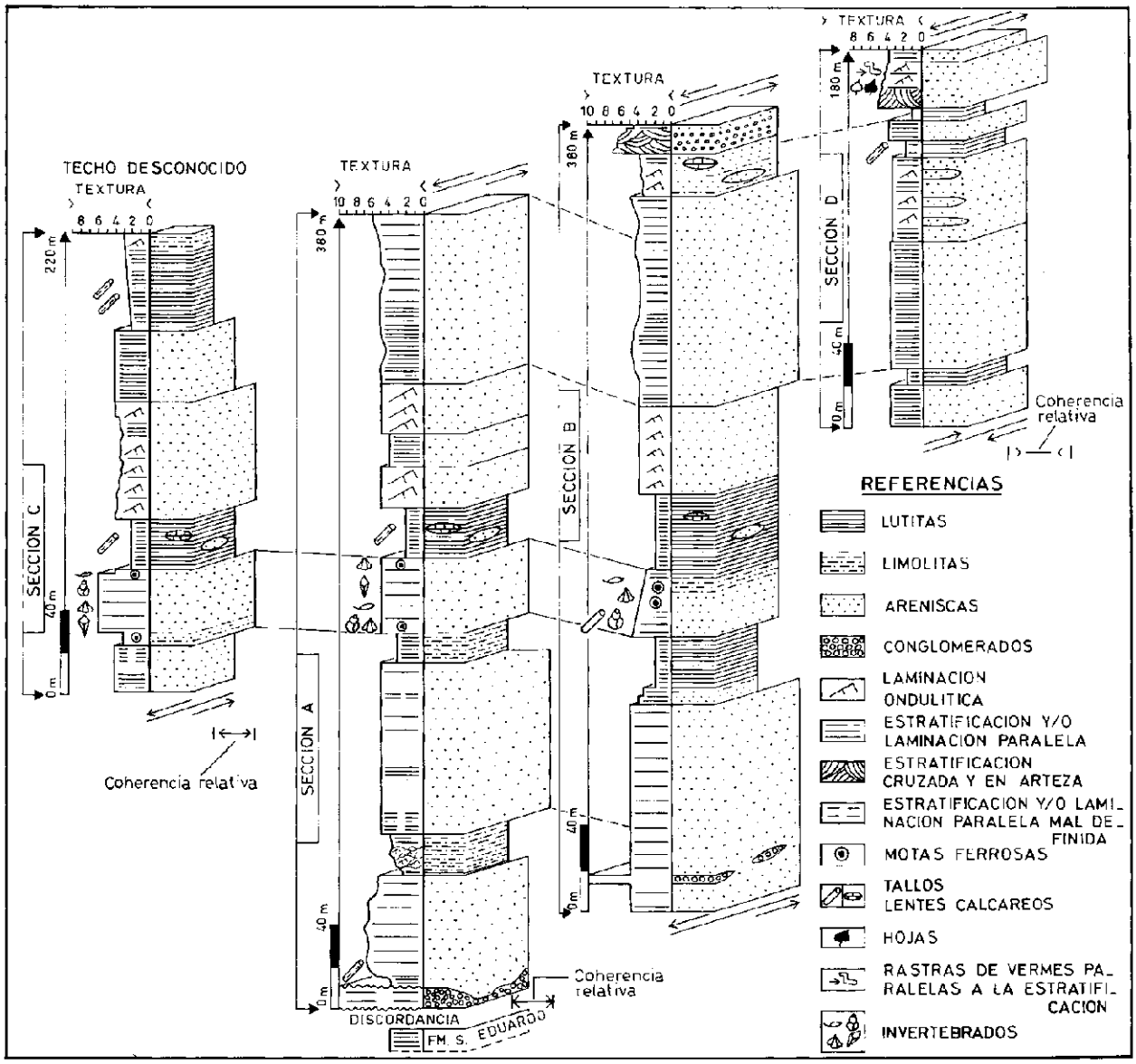


Figura 24. Distintas secciones estratigráficas de la Formación Pituil en la sierra de Barreal (tomado de Taboada, 1997)

dad namuriana-westphaliana temprana (González y Taboada, 1988; González, 1993a).

Formación La Capilla

En los alrededores de Calingasta y cerca de la confluencia de los ríos Castaño y Los Patos se han reconocido pequeños afloramientos saltuarios de escaso espesor (Amos, Baldis y Csaky et al., 1963) en relación discordante de tipo A sobre la Formación Calingasta? (González y Taboada, 1987) de antigüedad silúrica. En los bancos de pelitas de estos depósitos ha sido hallada *Levipustula levis*. Una nueva localidad fosilífera, probablemente correspondiente a esta formación fue citada por González y Taboada (1987), quienes si bien no hallaron *Levispustula levis* reconocieron la mayoría de los elementos de esa zona. Esta unidad litológica se correlaciona parcialmente con el Miembro Hoyada Verde (Taboada, 1996, 1997).

Formación Leoncito

Al este del barreal de Leoncito (Keidel, 1939; Baldis, 1964), sobre la margen sur del arroyo de Las Cabeceras y en las proximidades del Observatorio Astronómico (Figura 20), afloran depósitos aislados de pelitas y areniscas finas con fauna de *Levipustula levis*, los cuales tienen una potencia aproximada de 30 m y se apoyan en discordancia de tipo A sobre rocas del «pretilítico». Sobre estas areniscas se disponen diamictitas en bancos de hasta 1 m de potencia, uno de los cuales culmina en un pavimento glacial intraformacional (López Gamundí y Rossello, 1995). El pavimento exhibe superficialmente formas abovedadas y estrías paralelas a subparalelas que indican un sentido sureste-noroeste, similar al reconocido por Milana y Bercovski (1993) en la Precordillera Central (cuenca Paganzo), pero muy distinto del sentido norte-sur obtenido por González (1981b) en el pavimento de bloques del Miembro Hoyada Verde (véase la Figura 5B). Estos valores sugieren una topografía compleja y una tendencia general norte-sur, hipótesis ésta que se contrapone con la idea generalizada de pendientes hacia el oeste (López Gamundí y Rossello, 1995). La Formación Leoncito se correlaciona por su contenido faunístico y sus evidencias glaciales con parte del Miembro Hoyada Verde.

Formación Pituil

Esta unidad, establecida originalmente como un grupo por Amos y Rolleri (1965), incluía las Formaciones Tres Saltos, Esquina Gris y Mono Verde y fue atribuido por esos autores al Carbonífero tardío-Pérmico temprano. Posteriormente, Taboada (1990) y Carrizo (1990) sugieren la inclusión de la Formación El Retamo dentro del grupo, atribuyéndole una edad carbonífera tardía. Taboada (1996, 1997), al revisar las unidades arriba mencionadas, reconoce en ellas una fuerte similitud litológica y semejante contenido paleontológico, por lo cual propone reunirlas bajo la denominación común de Formación Pituil. En ella distingue cuatro secciones: A, B, C y D que se equiparan con las Formaciones Tres Saltos, Esquina Gris, Mono Verde y El Retamo, respectivamente (Figura 24).

Por otra parte, basado en el hallazgo de invertebrados marinos en las vecinas Formaciones Majaditas y Ansilta (Figura 20), Taboada (1996, 1997) propone su correlación con el Miembro El Paso de la Formación San Eduardo, asignándole a ambas formaciones una probable antigüedad viseana tardía. Sin embargo, el reciente análisis del contenido paleoflorístico de las Formaciones Majaditas y Ansilta (Carrizo, m.s.), ha permitido el reconocimiento de elementos característicos de la fitozona *MBG*, correlacionables con los de la Formación Pituil, cuya edad es carbonífera tardía.

Sección A (=Formación Tres Saltos)

Esta sección de la Formación Pituil (Mésigos, 1953; Taboada, 1997) aflora en el braquianticlinal de Barreal y en la quebrada de Cepeda. Su espesor máximo varía según los autores entre 387 m (Taboada, 1997) y 741 m (Amos y Rolleri, 1965). Su relación de base con la Formación San Eduardo es una discontinuidad de tipo B (ya discutida más arriba; Figuras 22B y 24) e infrayace en discordancia al Grupo Barreal (Triásico). La sección comienza con diamictitas a las cuales suceden areniscas con estratificación paralela. Hacia la mitad de la sección fueron reconocidos niveles con invertebrados marinos que Taboada (1997) ubica cronológicamente en el Carbonífero tardío.

Sección B (=Formación Esquina Gris)

Aflora solamente en la sierra de Barreal con una potencia próxima a los 400 m (Figuras 22A y 24). Sus tramos basales contienen pequeños lentes conglomerádicos aparentemente no vinculados con eventos glaciarios. Cerca de la mitad de la sección se reconocen dos niveles fosilíferos con invertebrados marinos que Taboada (1997) refiere al Carbonífero tardío.

Sección C (=Formación Mono Verde)

Esta sección (Mésigos, 1953; Taboada, 1997) se reconoce en ambos flancos de la sierra de Barreal con un espesor de unos 250 m (Figuras 22A y 24). Los tramos basales son areniscas con laminación paralela portadoras de dos niveles con invertebrados marinos cuya edad es atribuida al Carbonífero tardío (Taboada, 1997).

Sección D (=Formación El Retamo)

Esta sección (Mésigos, 1953; Taboada, 1997) aflora en la sierra de Barreal con una potencia cercana a los 200 m (Figuras 22A y 24). Descansa mediante contacto tectónico sobre capas de la Sección A e infrayace al Grupo Barreal (Triásico). En la sección superior del perfil fue reconocida, en concreciones carbonosas, una pequeña asociación palinológica que junto con los restos de plantas de la fitozona MBG, hallados en niveles lutíticos superiores, confirman una antigüedad carbonífera tardía para esta unidad (Carrizo, 1990, 1992; César, 1992).

El estudio de las antiguas unidades formacionales ahora reunidas en la Formación Pituil, permitió reconocer en los estratos portadores de invertebrados marinos, un nivel de referencia (Figura 24), el cual posibilitó la correlación de las actuales secciones. El análisis de las faunas, impulsó la creación de la zona Balakhonia-Geniculifera Taboada (1997), asignada al Carbonífero tardío.

Formación Majaditas

La Formación Majaditas (Amos y Rolleri, 1965) se halla expuesta al sureste de Barreal, en el margen norte del arroyo de las Cabeceras, con un espesor de alrededor de 650 m (Figura 20). Se dispone en discordancia de tipo A sobre rocas del «pretilítico» y su techo es desconocido. Su parte basal se caracteriza por depósitos diamictíticos que hacia arriba pasan a pelitas y areniscas para culminar con depósitos de areniscas gruesas y conglomerados. Recientemente, la Formación Majaditas brindó fósiles marinos (Taboada, 1996, 1997) que sugieren su correlación con el Miembro El Paso de la Formación San Eduardo. La variada asociación paleoflorística coleccionada en niveles próximos, abre un interrogante acerca de su edad pues contiene elementos de la fitozona *MBG* de antigüedad carbonífera tardía correlacionables con la Formación Pituil (Carrizo, m.s.)

Formación Ansilta

Esta formación (Harrington, 1971) aflora al sur del arroyo de las Cabeceras, en el cordón del Naranjo y en la sierra de Ansilta. Sus depósitos se extienden en una faja de rumbo nornoroeste-sursureste por más de 30 km y alcanzan el norte de Mendoza (Figura 20). Su espesor total es de aproximadamente 750 m, suprayace en discordancia tipo A a rocas del «pretilítico» y su techo es desconocido. Para Amos y Rolleri (1965), Harrington (1971) y López Gamundí (1984), la secuencia se divide en tres secciones, de las cuales la inferior, turbidítica, fue detalladamente analizada por el último autor citado, quien reconoció en ella cuatro facies sedimentarias vinculadas con depósitos glacimarinos.

Recientemente, Bercowski et al. (1996) efectuaron nuevos perfiles detallados de esta unidad que les permitieron reconocer ocho facies sedimentarias entre diamictíticas, arenosas y pelíticas:

A- Facies de diamictitas; con una subfacies matriz-sostén de alta relación clasto/matriz (cercana a 1) poco consolidada, clastos desde 2 hasta 20 cm algunos facetados o con estrías y estratificación difusa. La otra subfacies es una diamictita fina, clasto-sostén, con clastos redondeados ocasionalmente orientados y/o imbricados. Por la evaluación de sus rasgos texturales son atribuidas a un ambiente glacial.

B- Facies de areniscas con ondulitas y estratificación *hummocky*; las areniscas son finas con laminación plano paralela en estratos de 20 a 40 centímetros. Se interpreta que se depositaron en un medio de alta energía con acción de olas.

C- Facies de areniscas con entrecruzamiento en artesa; son areniscas medias, consolidadas, bien estratificadas en bancos de hasta 90 cm de potencia y ocasionalmente bioturbadas. Se habría formado en un ambiente de rompiente.

D- Facies de areniscas con estratificación plano paralela; las areniscas son medias a finas, poco consolidadas, finamente estratificadas en bancos tabulares de dos centímetros. Los depósitos sugieren alta energía y retrabajo.

E- Facies de areniscas moteadas; son areniscas finas a medias difusamente estratificadas. El enmascaramiento de las estructuras sugiere una intensa bioturbación y probablemente mayores profundidades.

F- Facies de pelitas grises; se trata de lutitas finas masivas. Son depósitos de acreción vertical producidos en aguas tranquilas.

G- Facies de pelitas moradas; son limolitas y fangolitas con fina laminación y ocasionales ondulitas simétricas. Se interpretan como depósitos formados por acreción vertical en ambientes de baja energía.

H- Facies de psamopelitas verdes; son limolitas con participación de areniscas finas a veces con estratificación planar y otras masivas. Formadas en condiciones similares a G con cortas interrupciones de corrientes tractivas.

La evolución de los depósitos, considerando toda la unidad, permite reconocer un importante episodio glacial en su parte basal posiblemente relacionado a sedimentación glacimarina, que fue gradando a ambientes de plataforma proximal y litorales donde fueron hallados los fósiles. El aumento de pelitas hacia arriba sugiere una plataforma transgresiva probablemente vinculada a la fusión de importantes masas de hielo (Bercowski et al., 1996).

Recientes registros fósiles de invertebrados marinos y plantas efectuados en la Formación Ansilta por Taboada (1996, 1997), impulsaron a este autor a asignarle a la unidad una antigüedad viseana tardía y a correlacionarla con el miembro más antiguo de la Formación San Eduardo. Sin embargo, la revisión preliminar de la variada asociación paleoflorística coleccionada, permitió identificar especies características de la fitozona *MBG* que sugieren su correlación con la Formación Pituil de antigüedad carbonífera tardía (Carrizo, m.s.).

B. Agua del Jagüel-Santa Máxima

Formación Agua del Jagüel

Las sedimentitas que componen esta formación fueron descriptas originalmente por Harrington (1954, 1971) pero fue definida posteriormente por Amos y Rolleri (1965). Esta unidad tiene sus principales afloramientos unos 17 km inmediatamente al nordeste de Uspallata (véase la Figura 20). La Formación Agua del Jagüel yace en discordancia de tipo A sobre la Formación Villavicencio del Devónico inferior (Rubinstein, 1993) y está cubierta también en discordancia por las volcanitas permotriásicas del Grupo Tigre. Aunque su potencia medida es de aproximadamente 800 m, la unidad ha sido afectada por fallas de alto ángulo que no permiten asegurar su verdadero espesor.

Taboada (1986) reconoce tres secciones al integrar un perfil con observaciones efectuadas sobre ambas márgenes de la quebrada Agua del Jagüel (Figura 25). En las secciones inferior y superior identifica 5 facies (A, B, C, D y E) que se diferencian claramente de las diamictitas que conforman la sección media:

A- Facies de ortoconglomerado polimíctico, con rodados subredondeados de cuarcita y de cuarzo de hasta 40 cm en bancos tabulares (sólo presente en la sección inferior).

B- Facies de areniscas medianas y gruesas con lentes guijarrosos, mostrando estratificación paralela y entrecruzada.

C- Facies de lutitas y limolitas fosilíferas con lentes de areniscas finas mostrando estratificación en artesa.

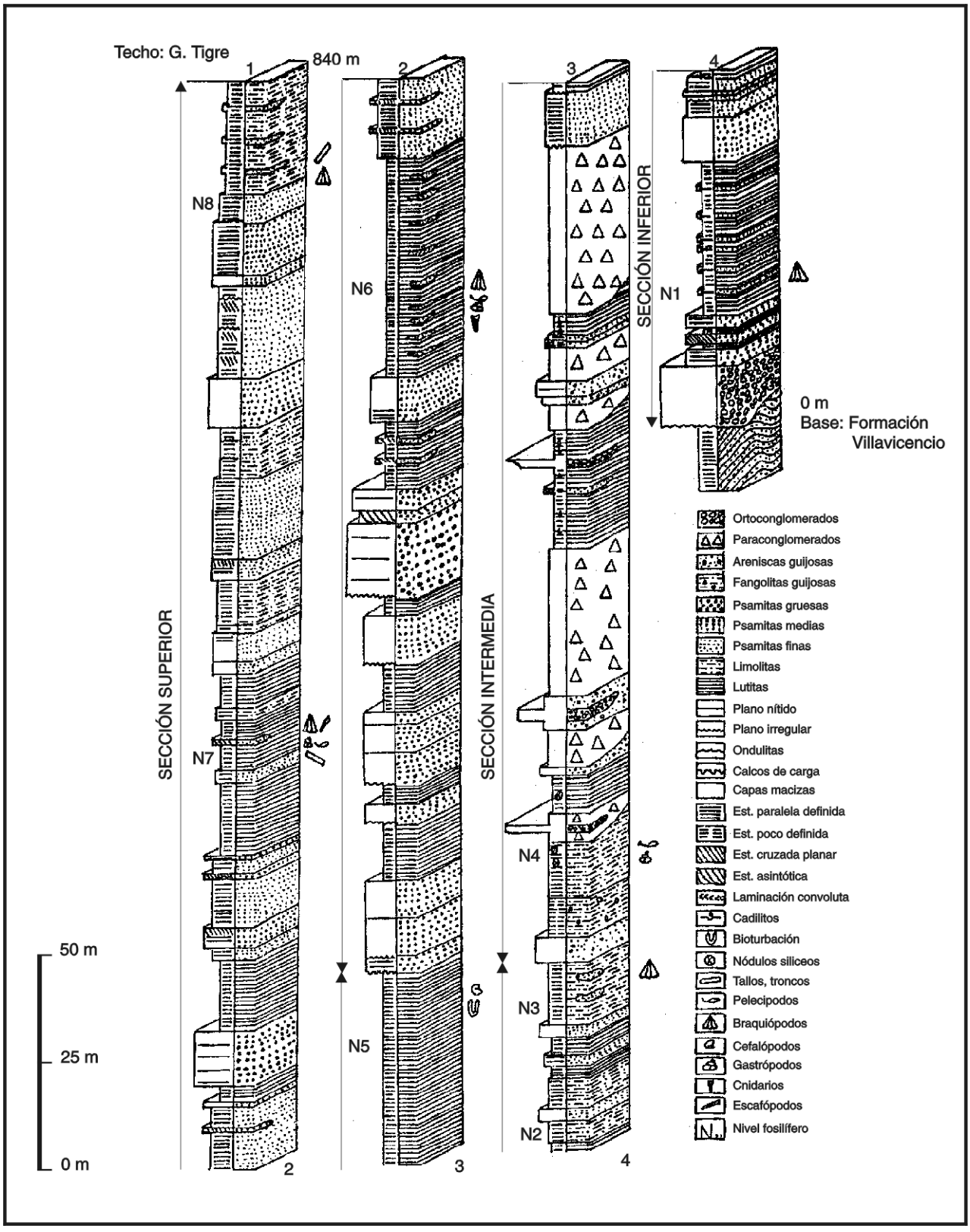


Figura 25. Perfil columnar de la Formación Agua del Jagüel mostrando las secciones inferior, media y superior y los niveles fosilíferos (tomado de Taboada, 1985).

D- Facies de areniscas finas, con frecuente estratificación paralela, entrecruzada planar y ondulitas simétricas y asimétricas (en ocasiones presente en la sección media).

E- Facies de areniscas medianas, dispuestas en gruesos bancos, comúnmente presente en las tres secciones.

En las secciones superior e inferior donde fueron coleccionados abundantes invertebrados, la interpretación paleoambiental sugiere ambientes de aguas poco profundas en las que alternaron procesos de sedimentación de baja energía (suspensión) con corrientes de fondo (Taboada, 1986).

López Gamundí (1984), al analizar las diamictitas de la subcuenca Calingasta-Uspallata, reconoció que la sección media de esta formación está caracterizada por la presencia de depósitos diamictíticos y pelitas con clastos caídos, interpretando que los procesos sedimentarios que le dieron origen corresponden a corrientes de turbidez y balsaje glacial. En ella reconoció cuatro litofacies:

1- Facies de diamictitas arenosas y fangolíticas, atribuidas a flujos de detritos.

2- Facies de pelitas con areniscas medianas y diamictitas, relacionadas con turbiditas de baja densidad.

3- Facies de fangolitas con clastos dispersos, indicadoras de balsaje glacial.

4- Facies de areniscas finas y medianas macizas y areniscas guijosas entrecruzadas, resultado de turbiditas de más alta densidad.

La Formación Agua del Jagüel fue referida por Amos y Rolleri (1965) al Carbonífero superior sobre la base de escasos elementos paleontológicos. El hallazgo de *Cancrinella* aff. *farleyensis*, asociada a otros integrantes de la zona *Cancrinella*, efectuado por Taboada (1986), en un espesor cercano a los 550 m, sugiere una antigüedad pérmica temprana para esta unidad, de acuerdo con la edad atribuida por González (1981a) a esa zona. Sin embargo, no se descarta que sus términos basales puedan representar la transición Carbonífero-Pérmico.

Formación Santa Elena

En la quebrada de Santa Elena aflora un espeso conjunto sedimentario, el cual fue originalmente descripto por Keidel (1939) en dos series conocidas como Tramojo y Jarillal. Posteriormente, Yrigoyen (1967) denomina a estas sedimentitas como Formación Santa Elena, sin existir una propuesta formal para usar este nombre en reemplazo de los antes mencionados. En este trabajo se utilizará la denominación Santa Elena por entender que es en la quebrada homónima donde se halla mejor representada.

La Formación Santa Elena aflora inmediatamente al este de Uspallata (Figura 20), con su techo y base truncados por fallas que la contactan al oeste con el Grupo Puntilla de Uspallata, del Paleozoico inferior, y al este con la Formación Bonilla, de supuesta edad precámbrica. La fuerte tectónica que afectó el área se traduce en varios juegos de fallas. Las hay de orientación nornordeste-sursuroeste cruzadas por otras de rumbo nornoroeste-sursureste, además de otras fallas menores de distinta orientación junto con plegamiento y capas rebatidas (Archangelsky y Archangelsky, 1988). Las citadas en primer término son subparalelas al rumbo de los estratos. Estas condiciones hacen difícil evaluar la potencia de la unidad, que ha sido estimada en 1500 m (López Gamundí et al., 1987).

Las observaciones realizadas por Archangelsky (1984) en el sector occidental de esta formación, hasta entonces considerada homoclinal con buzamiento al oeste, le permiten concluir que se trata de un pliegue apretado, levemente asimétrico con inclinación hacia el norte. Asimismo, sugiere una importante reducción en la potencia de la secuencia (no más de 280 m), destacando que este estilo tectónico es poco frecuente en sucesiones neopaleozoicas de la Precordillera.

La Formación Santa Elena se compone de una alternancia de areniscas finas y pelitas gris oscuras con interposición

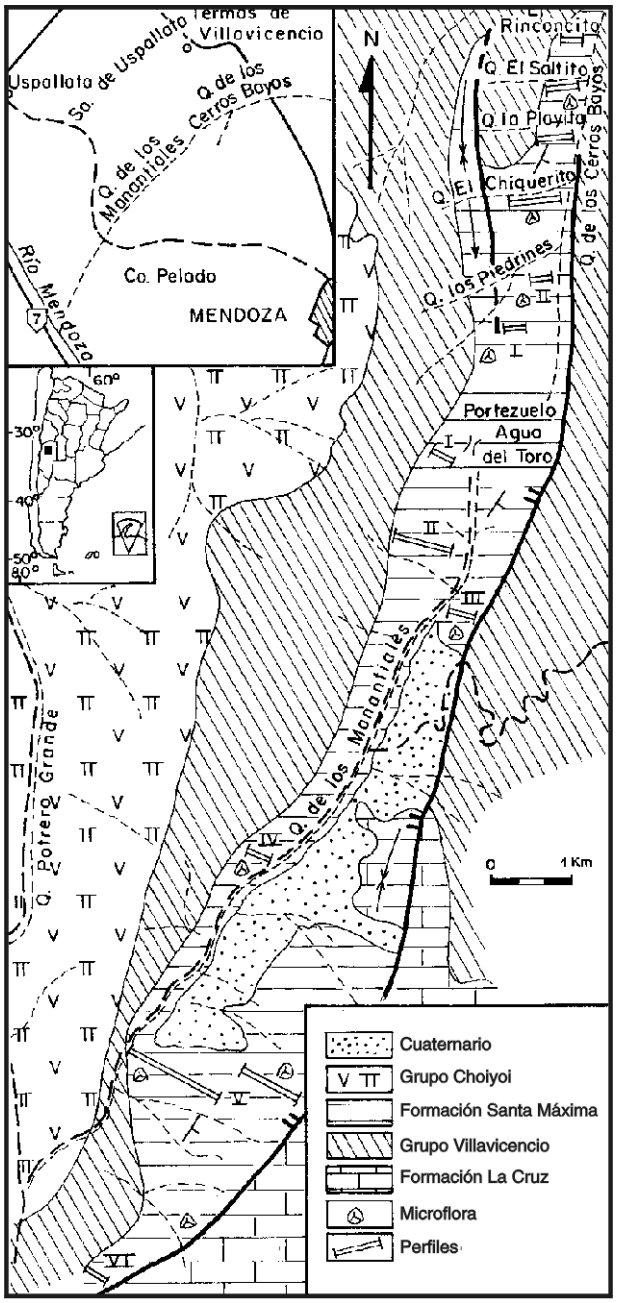


Figura 26. Geología de las quebradas de Los Manantiales y de Los Cerros Bayos con ubicación de los perfiles levantados en la Formación Santa Máxima (tomado de Ottone, 1989)

de escasos conglomerados verdosos. En la parte inferior de esta unidad fueron hallados elementos característicos de la fitozona *MBG* cuya antigüedad es carbonífera tardía. Especialmente en su parte superior esta formación ha brindado niveles fosilíferos con invertebrados (Archangelsky y Lech, 1985) pertenecientes a la zona *Cancrinella* de antigüedad pérmica temprana. Por lo tanto, esta secuencia debe incluirse entre las unidades que contienen el pasaje transicional Carbonífero-Pérmico.

Formación Santa Máxima

La Formación Santa Máxima aflora entre las ciudades de Mendoza y Uspallata, en el sector suroriental de la Precordillera

(Figura 20), y sus depósitos se consideran en este trabajo muy próximos al límite suroriental (transicional) entre las cuencas Uspallata-Iglesia y Paganzo. En esta región dicho límite intercuencal está dado como tentativo (Figura 5A). La unidad fue definida por Rolleri y Criado Roqué (1968), luego que varios investigadores realizaran observaciones previas en la comarca. Sus depósitos conforman una angosta faja de afloramientos de unos 2 km de ancho, de rumbo nornordeste-sursuroeste, la cual se extiende a lo largo de las quebradas de Los Cerros Bayos y de Los Manantiales. Ambas quebradas (separadas por un portezuelo) se hallan ubicadas aproximadamente a mitad de camino entre las ciudades de Mendoza y Uspallata (Figura 26).

Esta formación descansa en discordancia angular de tipo A (Figura 5B) sobre rocas de la Formación Villavicencio (Devónico inferior; Rubinstein, 1993) y es cubierta en la misma relación por volcanitas del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico). Su espesor máximo es de aproximadamente 1000 m en la quebrada de Los Manantiales (Ottone, 1989). En esta secuencia homoclinal Ottone (1987a) levantó varios perfiles de detalle (Figura 26) que le permiten sugerir un ambiente litoral vinculado a un mar inestable. Este autor ha reconocido 4 facies sedimentarias:

Facies A- Ciclos granodecrecientes compuestos por ortoconglomerados polimícticos en bancos de 3-5 m de potencia, psamitas gruesas hasta guijarrosas feldespáticas, medianas y finas entrecruzadas, en bancos lentiformes y pelitas carbonosas y carbones con abundante mega y microflora. Esta facies representa depósitos fluviales y palustres originados en un sistema fluvial meandriforme próximo a la costa y con alguna influencia marina. Se la reconoce principalmente en los tramos basales de la formación.

Facies B- Areniscas y areniscas pelíticas granodecrecientes, con estratificación entrecruzada sigmoide y tabular planar, en gruesos bancos lentiformes que se asocian lateralmente con otros tabulares de psamitas medianas a finas. Esta facies se habría originado en un medio litoral marino con marcada influencia continental, incluyendo depósitos de migración lateral de canales, de barras arenosas y de planicie litoral afectada por olas y mareas. Es común en las secciones media y cuspidal de la unidad y es portadora de una microflora relativamente mal preservada.

Facies C- Alternancia de psefitas (para y ortoconglomerados), psamitas (gruesas a finas) y pelitas, con laminación ondulítica y estratificadas en bancos tabulares. Esta facies, de menor distribución que las anteriores, brindó una escasa microflora y corresponde a depósitos transicionales entre los fluviales de la facies A y los de fondo de la facies D.

Facies D- Fangolitas guijosas en bancos lentiformes, con escasas interposiciones de areniscas medianas masivas subordinadas y paraconglomerados. Esta facies, presente en la base de las secciones levantadas en la quebrada de Los Manatiales, está originada por flujos gravitacionales de corrientes densas. La presencia de cadilitos es interpretada como el resultado de balsaje glacial.

El hallazgo de una megaflora en la facies A (Ottone, 1987b), compuesta por elementos característicos de la fitozona *MBG* permite ubicar esos depósitos en el Carbonífero tardío. Posteriormente, Ottone y García (1990)

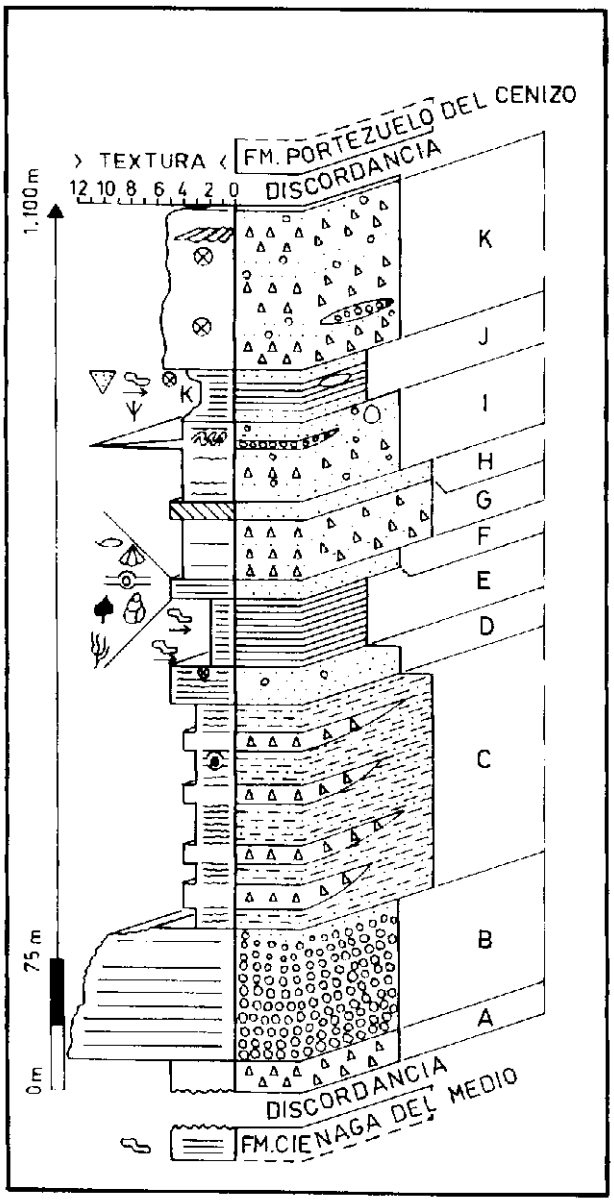


Figura 27. Perfil estratigráfico de la Formación Yalguaraz en la quebrara Arroyo del Tigre (tomado de Taboada, 1997)

dieron a conocer una megaflora proveniente de los niveles más altos de la formación, compuesta por *Paracalamites australis*, *Cordaicarpus emarginatus*, *Ginkgophyllum* sp. y *Cordaites* sp., reafirmando la antigüedad pérmica temprana de esos niveles ya conocida a partir de estudios palinológicos previos.

Los palinomorfos de la Formación Santa Máxima estudiados por Ottone (1988, 1989) y Ottone y García (1996) incluyen microsporas, megasporas, acritarcas y escolecodontes, y han permitido reafirmar la antigüedad de las capas basales de la formación, así como también extender la edad de las cuspidales al Pérmico temprano. Con estos resultados la Formación Santa Máxima es otra unidad litológica que con argumentos paleontológicos exhibe la transición carbonífera-pérmica (Figura 5C).

CORDILLERA FRONTAL

Los depósitos neopaleozoicos de la Cordillera Frontal han sido agrupados por Caminos (1979) en dos litofacies, oriental y occidental, las cuales muestran diferentes características. El contacto normal entre ambas es sólo visible en la Formación El Plata y podría representar un engranaje lateral. Si bien no se observan dicontinuidades que sugieran la interrupción de la sedimentación, ésta alcanza valores superiores a los 7000 m (Caminos, 1965), aunque no se descarta que en este espesor se incluyan repeticiones por falla.

La litofacies oriental aflora en Mendoza en los cordones del Tigre, del Plata y del Portillo (Figura 1) y se caracteriza por el predominio de areniscas sobre pelitas. Estas fracciones son cíclicas y se presentan en paquetes de más de 10 m de potencia cada una, formando una alternancia distintiva que por su color y granulometría presenta un aspecto bandeado. Los estratos de psamitas gruesas y medianas son de colores claros en tanto que los de pelitas son más oscuros. Las Formaciones Yalguaraz, Loma de Los Morteritos, Totoral y Las Balas (alineadas de norte a sur en los faldeos más orientales de los cordones arriba citados; Figura 5A), presentan las características de la facies oriental, cuyo ambiente de depositación se interpreta como marino de aguas someras con alta energía.

La litofacies occidental presenta afloramientos más extensos. Estos se conocen desde el límite Catamarca-La Rioja (alrededores de la laguna Brava), siguiendo por San Juan (cordones de La Brea, de Colangüil y Agua Negra) y Mendoza, (cordones del Portillo y del Plata) hasta las inmediaciones del río Mendoza. Esta litofacies es más homogénea, se compone de pelitas y areniscas finas de color gris oscuro, macizas o con fina laminación plano paralela. De esta facies participan en el extremo austral de la subcuenca Calingasta-Uspallata, las Formaciones Alto Tupungato, Alto Tunuyán, El Plata y Las Peñas, las cuales se habrían depositado en ambientes marinos de aguas profundas con escasa energía.

A. Cordón del Tigre

Formación Yalguaraz

Esta unidad fue definida por Amos y Rolleri (1965) y aflora en forma discontinua en las estribaciones orientales de la Cordillera del Tigre, más precisamente entre la estancia Tambillos y la quebrada Agua de Las Pircas, al norte y sur del límite entre las provincias de San Juan y Mendoza. El perfil tipo se ubica en la quebrada Arroyo del Tigre y la unidad toma su nombre de la estancia Yalguaraz. La formación suprayace en marcada discordancia a rocas del Grupo Ciénaga del Medio («Pretilítico»), considerado de edad devónica, y está cubierta también en discordancia por volcanitas de la Formación Portezuelo del Cenizo atribuida al Pérmico inferior (Vilas y Rapalini, 1988). Los espesores según los distintos autores varían entre 1545 m (Amos y Rolleri, 1965), 1250 m (Coira y Koukharsky, 1976) y 1068 m (Taboada, 1991).

La Formación Yalguaraz (Figura 27) se caracteriza por potentes conglomerados en la base a los que siguen una espesa sucesión de lutitas y limolitas negras y gris azuladas hasta verdosas, macizas o con laminación paralela, con interposiciones de lentes conglomerádicos y escasos cadilitos. La parte superior está compuesta esencialmente por paraconglomerados, bancos de areniscas, fangolitas guijarrosas con lentes de conglomerados, y lutitas subordinadas. Los depósitos del tramo inferior a medio del perfil se interpretan como de abanico submarino y los del tramo superior como eventos marinos litorales subordinados.

La presencia de algunos invertebrados marinos y plantas fósiles en esta formación (Taboada, 1991; Taboada y Carrizo, 1992; Taboada y Cisterna, 1996), permiten sugerir para estos estratos una antigüedad carbonífera superior. Es interesante destacar la observación realizada por Caminos (1979), en el sentido que la Formación Yalguaraz es la única unidad carbonífera de la Cordillera Frontal que presenta depósitos diamictíticos relacionados con ambientes glaciarios.

B. Cordón del Plata

Formación Alto Tupungato

Los depósitos neopaleozoicos que afloran en el cordón del Plata han sido reunidos en tres Formaciones: Alto Tupungato, El Plata y Loma de Los Morteritos. Con la primera comienza la descripción de las formaciones neopaleozoicas mendocinas que forman parte de la facies occidental descripta por Caminos (1979). La Formación Alto Tupungato (Polanski, 1959) se halla ampliamente expuesta en la vertiente occidental del cordón del Plata, en el área de drenaje de las cabeceras del río Tupungato y de su tributario, el río del Plomo. Hacia el norte, sus afloramientos alcanzan los alrededores de Puente del Inca.

Su base es desconocida y su techo lo constituyen volcanitas permotriásicas de la Formación Choiyoi. El espesor estimado por Polanski (1959) es de 1700 metros. La secuencia está dominada por areniscas cuarzosas y ortocuarcitas finas hasta sabulíticas, gris oscuras a negras, y areniscas feldespático-micáceas grises y verdosas, entre las que se intercalan bancos, a veces lentiformes de pelitas gris oscuras a verdosas con clastos dispersos. Una interesante observación de Polanski (1972) es el aspecto bandeado que adoptan algunos paquetes de sedimentitas en la base del cerro Tupungato, dado que esta característica no es típica de la facies occidental.

La Formación Alto Tupungato carece de fósiles determinables, y ha sido atribuida al Carbonífero inferior por Polanski (1959), sobre la base de correlaciones litológicas con otras unidades de la Precordillera como la Formación San Eduardo. Sin embargo, los restos fósiles obtenidos hasta la fecha en depósitos neopaleozoicos de la Cordillera Frontal, tanto de San Juan como de Mendoza, indican para esas unidades una antigüedad carbonífera tardía hasta pérmica temprana (López Gamundí et al., 1987; Azcuy, 1993; Ottone y Rossello, 1996).

Formación El Plata

Esta unidad, establecida por Caminos (1965), aflora extensamente en las cumbres y en la vertiente oriental del cordón del Plata, y se continúa hacia el sur por las cumbres del cordón de Santa Clara. Probablemente configure la mayor exposición areal y estratigráfica de neopaleozoico marino de la Cordillera Frontal. El rumbo general de estas espesas secuencias es nornordeste, y su estilo tectónico homoclinal,

con inclinación de alto ángulo al oeste. Su base apoya en discordancia angular sobre rocas del Complejo Metamórfico de probable edad precámbrica y su techo lo conforman volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi. La potencia estimada de esta unidad es del orden de los 7000 metros. Caminos (1965) dividió la secuencia en 3 miembros cuyas características son las siguientes:

Miembro inferior: Se lo reconoce en la quebrada del Chupasangral a partir de la cota 3000 m y comienza con unos 50 m de conglomerados polimícticos compuestos por rodados de granitoides y filitas de hasta 0, 20 metros. El resto son areniscas arcósicas y cuarzosas de colores blanquecinos o rosados con interposiciones de pelitas grises y moradas. Su espesor total es de unos 200 metros. Este miembro presenta fuertes similitudes con la Formación Loma de Los Morteritos y Totoral.

Miembro medio: Las características de este miembro de aproximadamente 1550 m, contrastan netamente con las del anterior. Se trata de una espesa y monótona sucesión de vaques macizas, areniscas finas con laminación ondulítica, y lutitas a veces carbonosas, de color gris oscuro hasta negro, dispuestas en bancos de límites transicionales. Estos contactos graduales entre bancos se diferencian claramente de los bien definidos y netos que se observan en la Formación Loma de Los Morteritos.

Miembro superior: Es el más potente de los tres con más de 4000 metros. Presenta un pasaje transicional con el anterior y comienza con un paquete de lutitas negras en parte carbonosas que hacia arriba son reemplazadas por areniscas finas, compactas, de color gris oscuro. Ocasionalmente los estratos muestran tonalidades pardo rojizas hasta amarillentas, teñidos por soluciones ferruginosas que enmascaran su color original. La sucesión es monótona y se pierde debajo de los circos glaciarios. En el miembro medio de esta espesa secuencia se han hallado escasos y mal preservados invertebrados marinos determinados como *Orbiculoidea* sp., *Chonetes* sp., *Posidonia* sp. cf. *P. beecheri* Bronn., *Posidinia* sp. cf. *P. laterugata* de Kon., los cuales son insuficientes para avalar una ubicación cronológica cierta. Por esta razón su antigüedad surge de la correlación litológica con la Formación Alto Tunuyán, la cual es atribuida al Carbonífero superior.

Formación Loma de Los Morteritos

Esta unidad aflora en el sector nordeste del cordón del Plata, principalmente en la estructura que Polanski (1959), denominara «Espolón de la Carrera», al poniente de Potrerillos.

Afloramientos más pequeños se ubican en el sur de la serranía en las inmediaciones del puesto de los Pajaritos. Su base es desconocida por contacto tectónico y su techo lo conforman discordantemente el Conglomerado del Río Blanco y las volcanitas del Grupo Choiyoi. Su potencia es de unos 1200 m (Caminos, 1965).

Esta secuencia se compone principalmente por arcosas, ortocuarcitas y areniscas lutíticas, estratificadas en gruesos bancos macizos, de colores claros (grises a rosados y verdosos) que alternan con pelitas oscuras (grises, verdosas y violáceas) y conglomerados subordinados. Esta alternancia otorga a la sucesión el típico aspecto bandeado de la facies oriental mencionado más arriba.

El estilo tectónico dominante es homoclinal y hasta el momento no se han encontrado fósiles. Sin embargo, Caminos (1965) sugiere la probable vinculación de estos depósitos con otros de la Precordillera como la Formación Santa Elena y un pequeño afloramiento ubicado unos 12 km más al sur de la quebrada del mismo nombre, en el paraje denominado Agua de las Cortaderas, estudiado por Aparicio (1966). Este último autor reportó el hallazgo de una fauna compuesta por *Lissochonetes* sp., *Cancrinella* sp., *Neospirifer* sp., *Spirifer* sp. y *Orbiculoidea* sp. que fuera atribuida al Carbonífero tardío. Sin embargo, y aceptando las correlaciones litológicas sugeridas más arriba, no debe descartarse que la asociación mencionada, portadora de *Cancrinella*, podría alcanzar el Pérmico temprano.

C. Cordón del Portillo

Formación Alto Tunuyán

Esta unidad fue propuesta por Polanski (1959) para referirse a las secuencias marinas que afloran en las nacientes del río Tunuyán, vertiente occidental del cordón del Portillo y cordón de la Delicias. El sector austral de esta formación ha sido estudiado en detalle por Fidalgo (1958).

Se desconocen sus relaciones de base y techo y su espesor se estima en 1500 metros. Está compuesta por lutitas y limolitas, a veces carbonosas, de color gris oscuro hasta negro con laminación ondulítica; ortocuarcitas, vaques y areniscas feldespático-micáceas finas, con estratificación paralela, y subordinados conglomerados oligomícticos y polimícticos, lentiformes, en bancos que varían entre 0, 4 y 1, 3 m (Polanski, 1972). Tanto las pelitas como las areniscas contienen cemento calcáreo que por su abundancia, ocasionalmente, produce verdaderas margas.

Los fósiles que contiene esta unidad fueron coleccionados por Fidalgo (1958), y constituyen una fauna escasa y mal preservada compuesta por *Linoproductus cora* d'Orb., *Septosyringothyris keideli* Harr., *Aviculopecten* sp. cf. *A barrealensis* Reed, *Orthoceras* sp., *Spirifer* sp. y *Orbiculoidea* sp., quien propone una edad carbonífera tardía. En fecha más reciente, Caminos (1979) cita otro hallazgo fosilífero sobre la margen izquierda del arroyo Pabellón, en el extremo septentrional del cordón de las Delicias consistente en *Septosyringothyris keideli* Harr. y *Beecheria patagonica* Amos, elementos que confirman la antigüedad anterior.

Caminos (1979) ha señalado la posibilidad de que las Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Alto Tunuyán constituyan una sola unidad. Esta presunción deberá ser corroborada con perfiles de detalle y el hallazgo de fósiles que posibiliten una correlación más certera.

Formación Las Peñas

La Formación Las Peñas fue creada por Polanski (1959) para nominar dos afloramientos aislados, originalmente descriptos por González Díaz (1958) como parte de la Formación Totoral. Estos afloramientos se hallan ubicados en los alrededores y al norte del cerro de Las Peñas, poco al oeste de los que conforman el resto de la Formación Totoral.

Sus contactos de base y techo son tectónicos y se ha estimado un espesor de 1200 m (Polanski, 1972). En la base de esta secuencia se observan bancos de conglomerados con clastos de metamorfitas y volcanitas que son cubiertos por

una alternancia de lutitas y areniscas finas, micáceas, gris oscuras que no han brindado fósiles. Una edad carbonífera superior es sugerida por Polanski (1972) sobre la base del contenido de rocas volcánicas del «complejo mesovaríscico» en sus conglomerados.

Formación Totoral

La Formación Totoral (González Díaz, 1958) se presenta en afloramientos aislados en las estribaciones orientales del cordón del Portillo. Sus principales exposiciones se hallan entre los arroyos Villegas y del Nabo, y toma su nombre del afloramiento más austral ubicado en el arroyo Totoral (tributario del Nabo), donde esta unidad se presenta más completa.

Sus relaciones estratigráficas son desconocidas debido a que tanto al este como al oeste se halla limitada por fracturas que la ponen en contacto tectónico con el Complejo Metamórfico. Su espesor se estima superior a los 1000 m (Polanski, 1972), aunque no se descarta que el mismo sea menor, debido a la frecuente repetición de estratos por fallas.

Esta sucesión se compone principalmente de areniscas cuarzosas y feldespáticas, micáceas, de granulometría mediana y colores claros, con delgadas interposiciones de pelitas oscuras y abundantes niveles conglomerádicos. Las pelitas constituyen los depósitos de mayor extensión. Sobre la margen izquierda del arroyo Totoral, un banco de lutitas brindó una reducida y mal preservada fauna compuesta por *Orbiculoidea* sp., *Lingula* sp., *Naiadites* sp. y *Carbonicola* sp. (González Díaz, 1958). El escaso valor estratigráfico de estas especies sólo permite sugerir una antigüedad carbonífera *s.l.* Por otra parte, resulta interesante mencionar que el autor citado propone una correlación litológica con la parte inferior de la Formación El Imperial, actualmente ubicada en el Carbonífero superior.

Formación Las Balas

Esta unidad propuesta por Polanski (1959) constituye el asomo más austral de sedimentitas neopaleozoicas dentro de la Cordillera Frontal. Se ubica en el flanco oriental del cordón del Portillo y consiste de un único y pequeño afloramiento que se extiende al norte y sur del arroyo Miranda, unos 3 km al norte del río Tunuyán. Su base es desconocida y se halla cubierta por volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi. Su espesor estimado es de 700 metros.

La unidad comienza con ortocuarcitas de colores claros y bancos lentiformes de conglomerados finos, los que son cubiertos por gruesos bancos de pelitas oscuras con rodados dispersos y concreciones ferruginosas. Hacia arriba reaparecen los depósitos de ortocuarcitas, areniscas micáceas, feldespáticas y conglomerádicas, que dominan los términos más altos de la formación alternando con vaques oscuras. No fueron hallados fósiles y Polanski (1964) la refiere con dudas al Carbonífero.

DISCUSIÓN

La información expuesta más arriba parece confirmar que en el sector mendocino de la subcuenca Calingasta-Uspallata no existen depósitos de antigüedad carbonífera inferior. Más aún, es muy probable que todas las secuencias neopaleozoicas incluyan el límite Carbonífero-Pérmico. Salvo las secuencias de la Cordillera Frontal vinculadas con la facies occidental, las cuales se habrían depositado en ambientes marinos distales, el resto de los depósitos contienen sucesiones marinas proximales, deltaicas y fluviales. En el caso de las precordilleranas casi siempre con evidencias periglaciares.

En las Formaciones San Eduardo, La Capilla y Leoncito, reconocidas en la Precordillera, ha sido comprobada la zona *Levipustula* asignada al Carbonífero tardío temprano, en tanto que las unidades Majaditas y Ansilta son portadoras de invertebrados marinos probablemente indicadores de esa edad o quizás algo más antigua. Por otra parte las Formaciones Pituil, Majaditas y Ansilta (tramos superiores), Santa Elena y Santa Máxima contienen la fitozona *MBG*, indicadora de Carbonífero tardío. Por último las Formaciones Del Salto, Agua del Jagüel, Santa Elena y Santa Máxima son portadoras de la zona *Cancrinella* u otros elementos indicadores de Pérmico temprano. Por lo menos tres de estas Formaciones: Ansilta, Agua del Jagüel y Santa Máxima, presentan capas con diamictitas y cadilitos indicadores de balsaje glacial.

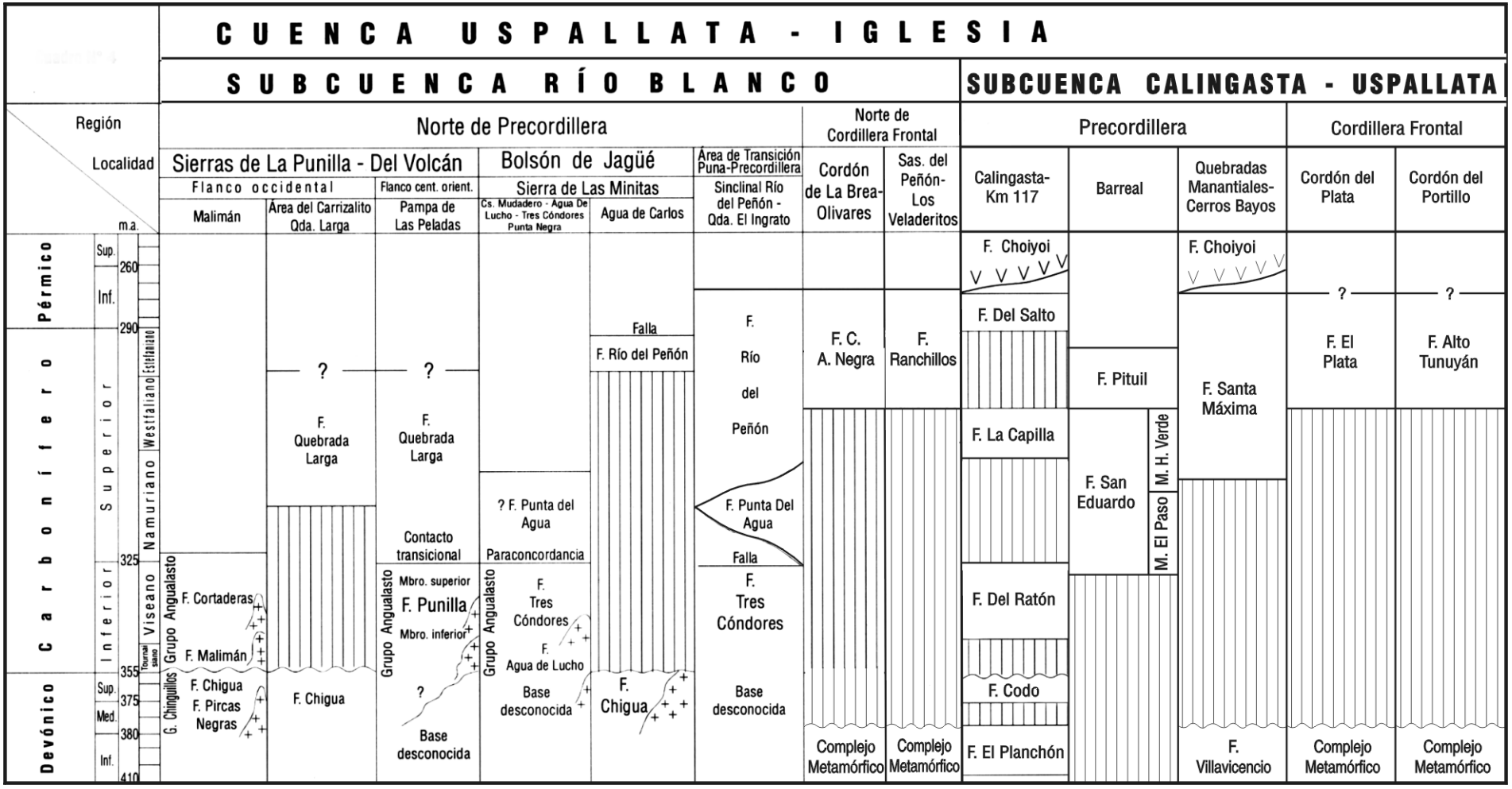
Las unidades de la Cordillera Frontal son pobres en fósiles y sólo una, la Formación Yalguaraz, presenta depósitos de diamictitas con cadilitos. Las restantes son agrupadas de acuerdo con sus características litológicas. Las atribuidas a la facies oriental, Formaciones Loma de Los Morteritos, Totoral y Las Balas que constituyen un grupo relativamente homogéneo, no presentan evidencias bioestratigráficas, y se ubican tentativamente en el Carbonífero tardío hasta Pérmico temprano. La posible correlación de la Formación Loma de Los Morteritos con el afloramiento de Agua de las Cortaderas y con la Formación Santa Elena, ambas portadoras de *Cancrinella*, contribuye a sustentar esta ubicación. En cuanto a las referidas a la facies occidental, las Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Alto Tunuyán pueden considerarse una única unidad. Los fósiles que contiene la Formación Alto Tunuyán son relativamente poco diagnósticos e indican Carbonífero tardío hasta Pérmico temprano. Menos segura es la posición estratigráfica de los pequeños afloramientos carentes de fósiles definidos como Formación Las Peñas, los cuales se ubican por correlación litológica. En el Cuadro 2 se intenta resumir parcialmente la estratigrafía de los depósitos de la cuenca Uspallata-Iglesia sobre la base de los datos discutidos.

CUENCA SAN RAFAEL

ANTECEDENTES

Los depósitos neopaleozoicos de esta cuenca fueron tempranamente citados por Stappembeck (1934), quien los refiere al «Paganzo inferior». Holmberg (1948) realiza observaciones sobre rocas neopaleozoicas en el cerro Bola y Dessanti (1945, 1956) es quien efectúa el primer hallazgo de fósiles poco al norte del río Diamante, designando a las capas portadoras con el nombre de Formación El Imperial. Más tarde, Volkheimer (1967) señala la presencia de herpolitas en el cañón del río Atuel y González Díaz y García (1968) citan restos fosilíferos cerca del límite con la provincia de La Pampa.

CUADRO 2. ESTRATIGRAFÍA DEL NEOPALEOZOICO EN LA CUENCA USPALLATA-IGLESIA



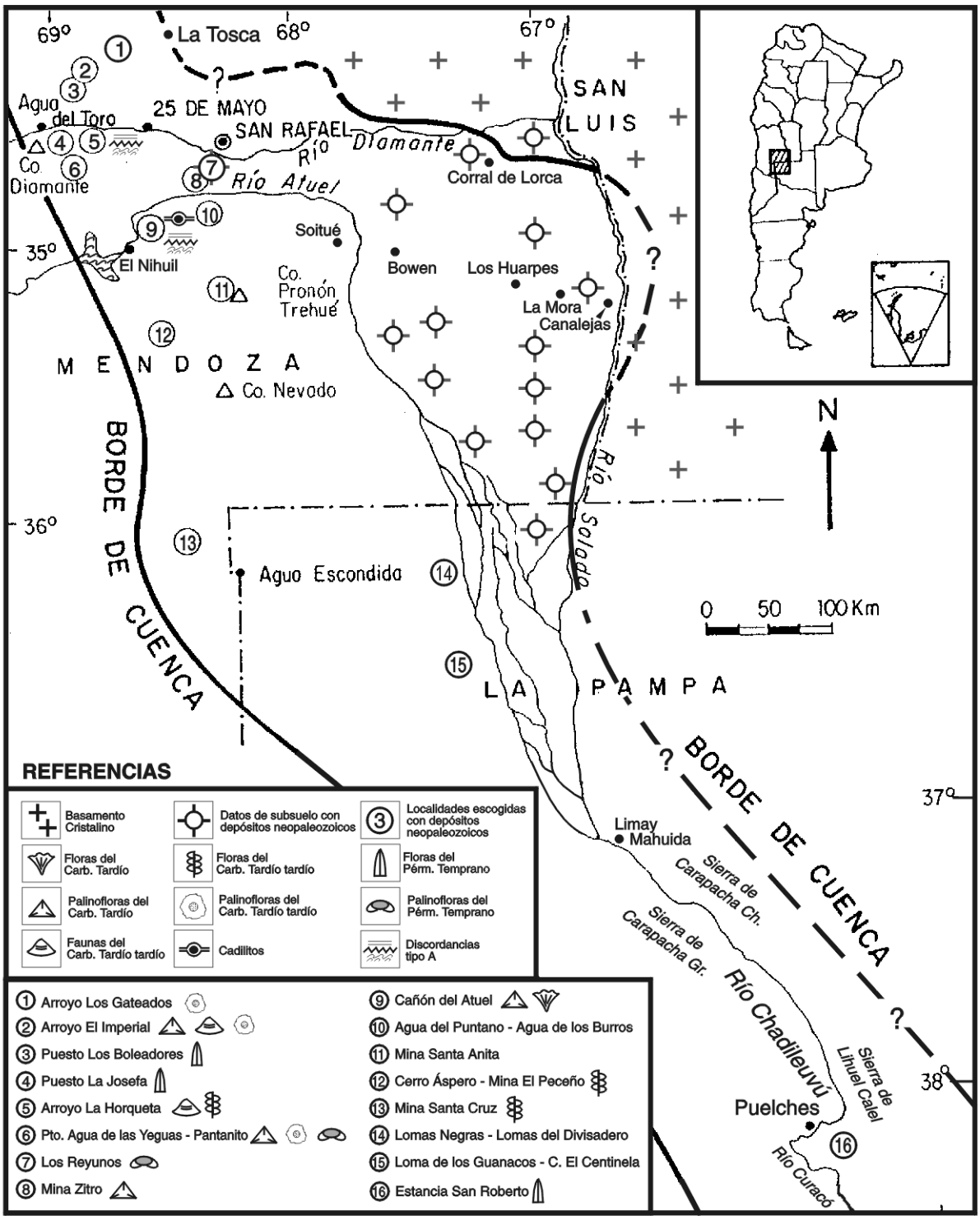


Figura 28. Cuenca San Rafael mostrando las principales localidades con afloramientos neopaleozoicos, su contenido paleontológico, tipo de discordancias, evidencias de glaciación y áreas con datos de subsuelo (modificado de García, 1992)

Polanski (1970) realiza una síntesis del conocimiento alcanzado hasta ese momento proponiendo la cuenca Sanrafaelina compuesta por dos bahías: Pampeana y Neuquina. Giúdici (1972) efectúa el hallazgo de nuevos fósiles marinos en las cercanías del río Diamante. González Díaz (1972a y b) realiza el levantamiento de las Hojas Geológicas San Rafael y Agua Escondida en tanto que Arrondo y Scalabrini Ortiz (1978) efectúan cuatro perfiles en el Bloque de San Rafael. En los alrededores de la presa Agua del Toro, Amos (1980) propone una nueva unidad, la Formación Agua del Toro, a la que atribuye al Carbonífero inferior sobre la base de relaciones de campo.

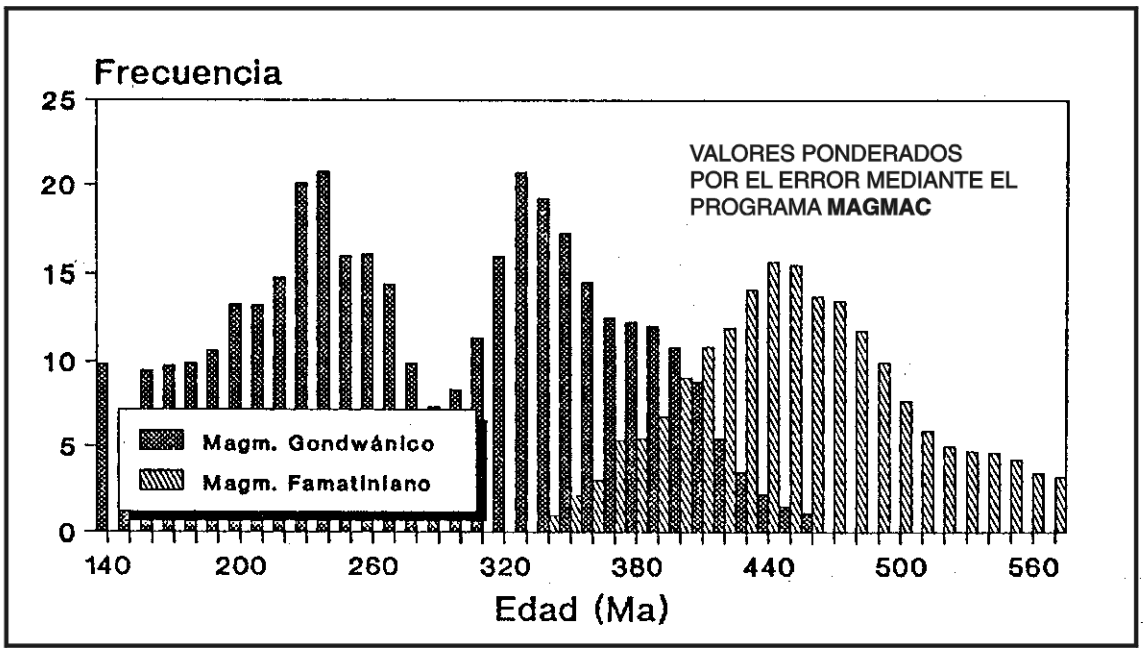


Figura 29. Frecuencia de la actividad magmática durante el Paleozoico (fases somuncúrica, sanrafaélica y huárpica), con indicación de los dos pulsos principales de actividad gondwánica (tomado de Pérez y Ramos, 1990)

Azcuy y Gutiérrez (1985) describen los primeros palinomorfos del Carbonífero superior en capas del cañón del río Atuel y Arias y Azcuy (1986) reconocen tres etapas depositacionales para esas mismas capas. García y Azcuy (1987) describen dos asociaciones palinológicas, una carbonífera y otra pérmica de las cercanías del río Diamante, y Azcuy et al. (1987c) presentan una síntesis actualizada del conocimiento de los estratos carboníferos de toda la cuenca. Césari y García (1989) dan a conocer una megaflora procedente del cañón del río Atuel; Melchor (1990) y Melchor y Césari (1991) describen una paleoflora eopérmica en la Formación Carapacha. Azcuy (1993), Espejo (1993) y Espejo et al. (1996) hacen un detallado estudio sobre la estratigrafía y paleoambiente de las capas neopaleozoicas, especialmente pérmicas, de los alrededores de los ríos Diamante y Atuel. Finalmente, García (1990a, b y c, 1992, 1995, 1996a) realiza un estudio global de las micro y megafloras presentes en la parte mendocina de la cuenca.

LÍMITES Y DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

La cuenca San Rafael (Azcuy, 1985; Azcuy et al., 1987c), comprende una faja de orientación noroeste-sudeste que se extiende entre el sur de la provincia de Mendoza y el norte de la de La Pampa (Figura 2), siguiendo aproximadamente los límites del denominado Sistema de la Sierra Pintada propuesto por Criado Roqué (1972) o provincia geológica Sanrafaelino Pampeana (Criado Roqué e Ibáñez (1979). Incluye, además de los depósitos neopaleozoicos del Bloque de San Rafael (Polanski, 1951), una serie de pequeños afloramientos de esa antigüedad, que con la alineación señalada alcanzan la sierra de Lihuel-Calel y los alrededores de Puelches, a los que se suman otros depósitos de esa edad registrados en el subsuelo entre el río Atuel y el límite entre las provincias de San Luis y Mendoza. El límite noroeste-sudeste sur lo constituye el borde de la cuenca Neuquina y el noroeste-sudeste norte (en el sector mendocino), las Sierras Pampeanas (Figura 28).

Los depósitos neopaleozoicos que afloran en esta cuenca van desde el Carbonífero superior hasta el Pérmico inferior. En la provincia de Mendoza, se extienden aproximadamente desde el río Seco de Las Peñas (La Tosca) hasta los alrededores del Agua Escondida en el límite con la provincia de La Pampa. Penetran, además, en esta provincia alcanzando la latitud de Puelches (Vilela y Riggi, 1956; Melchor y Césari, 1991). Las mejores exposiciones se hallan entre las represas Agua del Toro (río Diamante) y El Nihuil (río Atuel), y corresponden a la Formación El Imperial. El resto, hacia el sur, son afloramientos saltuarios con una orientación levemente nornoroeste (Figura 28).

MARCO GEOLÓGICO

Los depósitos neopaleozoicos de esta cuenca son continentales y marinos con predominio de los primeros. En el Bloque de San Rafael se apoyan en discordancia angular sobre capas devónicas de la Formación Río Seco de los Castaños (área del río Atuel), o sobre esquistos y/o metamorfitas de bajo grado de la Formación La Horqueta (área del río Diamante). Estas últimas, por lo menos en parte, han sido atribuidas al Silúrico (Rubinstein, 1997). Las capas del Carbonífero superior-Pérmico inferior están cubiertas por volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi o por sedimentitas triásicas o cenozoicas.

El piso estructural de la porción norte de la cuenca (Bloque de San Rafael) está conformado esencialmente por el terreno Precordillera marcadamente deformado, el cual probablemente se extiende desde el Ordovícico hasta el Devónico. La discordancia angular que separa el sustrato de las capas neopaleozoicas es resultado de los movimientos chánicos producidos por la colisión del terreno Chilenia contra el borde occidental de la Precordillera (Ramos, 1993).

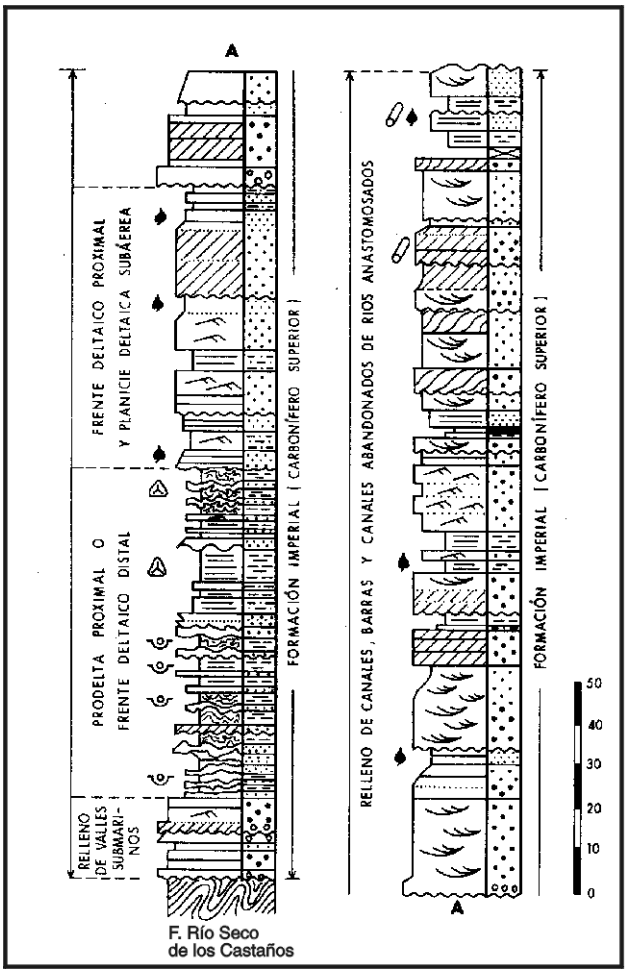


Figura 30. Perfil columnar del cañón del río Atuel, provincia de Mendoza (tomado de Arias y Azcuy, 1996)

La subsidencia posterior, vinculada con la aparición en el oeste de un arco magmático, generó una cuenca de retroarco (Ramos et al., 1984) que fue rellenada por depósitos del Carbonífero superior-Pérmico inferior, los cuales fueron intruidos y/o cubiertos por granitoides y/o volcanitas de las fases orogénicas sanrafaélica y huárpica a partir del tardío Pérmico temprano y hasta el Triásico medio (Pérez y Ramos, 1990) (Figura 29).

ESTRATIGRAFÍA

Las distintas unidades litológicas descriptas en la cuenca San Rafael son agrupadas en dos conjuntos separados en el tiempo por la fase orogénica sanrafélica (aproximadamente 280 Ma, Pérmico temprano, Figura 29). El primer conjunto incluye a la ***Formación El Imperial*** y sus equivalentes ***Pájaro Bobo*** (Núñez, 1979) y ***Agua del Puntano*** (González Díaz, 1972a), y a la ***Formación Agua Escondida***. La Formación El Imperial contiene elementos de la zona *MBG* y de las palinozonas *Raistrickia-Plicatipollenites* y *III* que certifican su antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana. Es portadora además, de depósitos con diamictitas y cadilitos. La Formación Agua Escondida carece de fósiles diagnósticos pero los pocos recobrados sugieren su ubicación en el límite Carbonífero-Pérmico, por correlación con las capas fosilíferas del cerro Áspero.

El segundo conjunto comprende los ***Grupos Cochicó, Cerro Carrizalito*** y probablemente a la ***Formación Carapacha***. La ***Formación Yacimiento Los Reyunos*** del Grupo Cochicó brindó en capas de subsuelo una microflora de edad pérmica tardía temprana y la ***Formación Carapacha*** ha sido recientemente atribuida sobre la base de glossopterídeas al Pérmico temprano hasta tardío.

La ***Formación Agua del Toro*** definida por Amos (1980), y considerada como Carbonífero inferior, ha sido recientemente reinterpretada como miembro superior de la Formación El Imperial (Espejo, 1993).

Formación El Imperial

Esta unidad fue definida por Dessanti (1945, 1956) para denominar los estratos aflorantes en el arroyo El Imperial cerca de su desembocadura en el río Diamante. También se incluyen en esta formación los afloramientos del arroyo Los Gateados y de los puestos Agua de las Yeguas-Pantanito al norte y sur del río Diamante, respectivamente; los depósitos del cañón del río Atuel (Figura 30), mina Zitro y Agua del Puntano a lo largo y en las cercanías del río mencionado; y más al sur, varios afloramientos aislados como los que asoman al este del cerro Ponón Trehue (mina Santa Anita) y la mina El Peceño (cerro Áspero).

La Formación El Imperial constituye una secuencia homoclinal, a veces dislocada, que se apoya en discordancia angular sobre las Formaciones Río Seco de los Castaños (devónica) o La Horqueta (silúrica), y es cubierta en discordancia por volcanitas del Grupo Cochicó de edad pérmica tardía. Sus mayores espesores se registran en las adyacencias del río Diamante, donde según distintos autores alcanza 2000 m (Giúdici, 1972), 1650 m (Cabaleiro, 1986) y 2350 m (Espejo et al., 1996).

Sobre la base de numerosos perfiles de detalle, Espejo (1990) confirma la existencia de dos miembros con características litológicas y cromáticas diferentes, y distingue en los afloramientos del río Atuel, 10 litofacies cuyas características sumarizadas son las siguientes:

- Miembro inferior

1) Pelitas gris oscuras a negras, con fina laminación, en bancos tabulares de hasta 15 m con interposiciones de areniscas finas y medianas; ocasionalmente se intercalan lentes calcáreos de hasta 20 cm de potencia.

2) Areniscas finas y medianas, grisáceas, grano y estratocrecientes, en finos bancos lenticulares con estratificación microentrecruzada con ondulitas. Esta sucesión es relacionada con ambientes de plataforma marina.

3) Areniscas gruesas y guijarrosas con estratificación entrecruzada y bases erosivas, y conglomerados medianos y gruesos subordinados, en bancos lenticulares. Esta secuencia es relacionada a depósitos de frente subácueo de abanico deltaico.

4-5) Pelitas gris verdosas, finamente laminadas, con cadilitos de hasta 6 cm de diámetro, a las que se asocian estructuras relacionadas con deslizamientos subácueos. Estos depósitos son referidos a ambientes glacimarinos de relativamente poca energía.

6) Bancos tabulares de areniscas finas y limosas hasta medianas con estratificación gradada normal o microentrecruzada que remata con ondulitas de corriente; estas capas se interpretan como turbiditas.

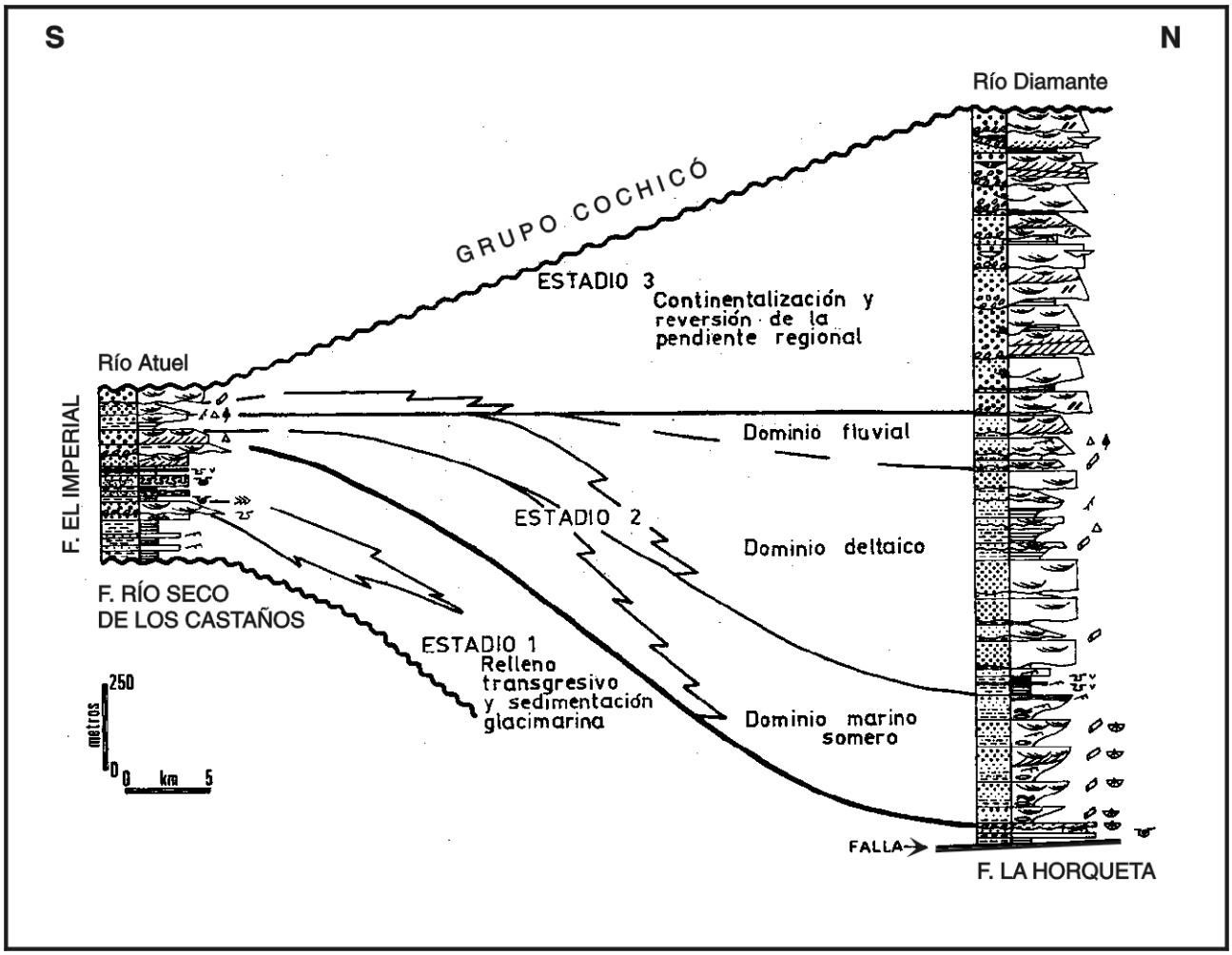


Figura 31. Correlación de la Formación El Imperial entre los perfiles de los ríos Atuel y Diamante (tomado de Espejo, 1990)

- Miembro superior

7) Areniscas guijosas con otras medianas a finas subordinadas, granodecrecientes, en capas tabulares, y escasos conglomerados en bancos lenticulares finos a muy gruesos, gris amarillentos, relacionados con depósitos de abanico deltaico.

8) Areniscas gruesas y guijosas con medianas y finas subordinadas, con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, y escasos conglomerados, todo el conjunto de colores ocráceos y grises. Esta secuencia se habría depositado en ambientes fluviales entrelazados.

9) Alternancia de areniscas finas a medianas con pelitas gris oscuras a negras en secuencias granocrecientes con restos vegetales que Césari y García (1989) describieron como *Botrychiopsis weisiana* (Kurtz) Archangelsky, *Diplothmema bodembenderi* (Kurtz) Césari, *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky, *Cordaites riojanus* Archangelsky y Leguizamón y *Paracalamites australis* Rigby. A estos elementos, García (1990a) agregó *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky, conjunto que permite referir la asociación a la fitozona *MBG* Archangelky y Azcuy (1985), de antigüedad Carbonífero tardío medio-superior. Estos estratos se atribuyen a condiciones lacustres.

10) Alternancia de pelitas y areniscas limosas a medianas, grisáceas, con intraclastos pelíticos y escasos conglomerados.

Espejo et al. (1996) sintetizan en tres estadios la evolución paleogeográfica de la Formación El Imperial (Figura 31):

I- **Relleno transgresivo inicial y sedimentación glacimarina**, el cual habría tenido lugar durante el Carbonífero tardío temprano y puede ser reconocido en la parte inferior del perfil del cañón del río Atuel. A este estadio corresponderían las facies de plataforma distal que gradualmente son sustituidas por otras de plataforma proximal y de frente subácueo de abanico deltaico, a las que siguen depósitos de diamictitas, y pelitas con cadilitos de afinidad glacimarina acompañados por frecuentes deslizamientos gravitacionales (Figuras 30 y 31; Arias y Azcuy, 1986; Azcuy et al., 1987c; Espejo, 1990). Abundantes palinomorfos reconocidos en las facies medias y cuspidales de este estadio (Azcuy y Gutiérrez, 1985; García, 1990b, 1995, 1996a), permiten reconocer la Subzona *Raistrickia-Plicatipollenites* (Césari, 1986b), de antigüedad carbonífera tardía. También corresponde a las partes cuspidales de este estadio la megaflora citada más arriba en la facies 9 del cañón del Atuel.

II- **Dominio fluvial-deltaico-marino somero**, ocurrido durante el Carbonífero tardío cuspidal/Pérmico temprano. Se caracteriza por potentes depósitos arenosos de origen mixto, marino y continental. En el cañón del río Atuel (borde de cuenca) las facies son fluviales, en tanto los afloramientos del río Diamante (sectores más profundos de la cuenca) persisten

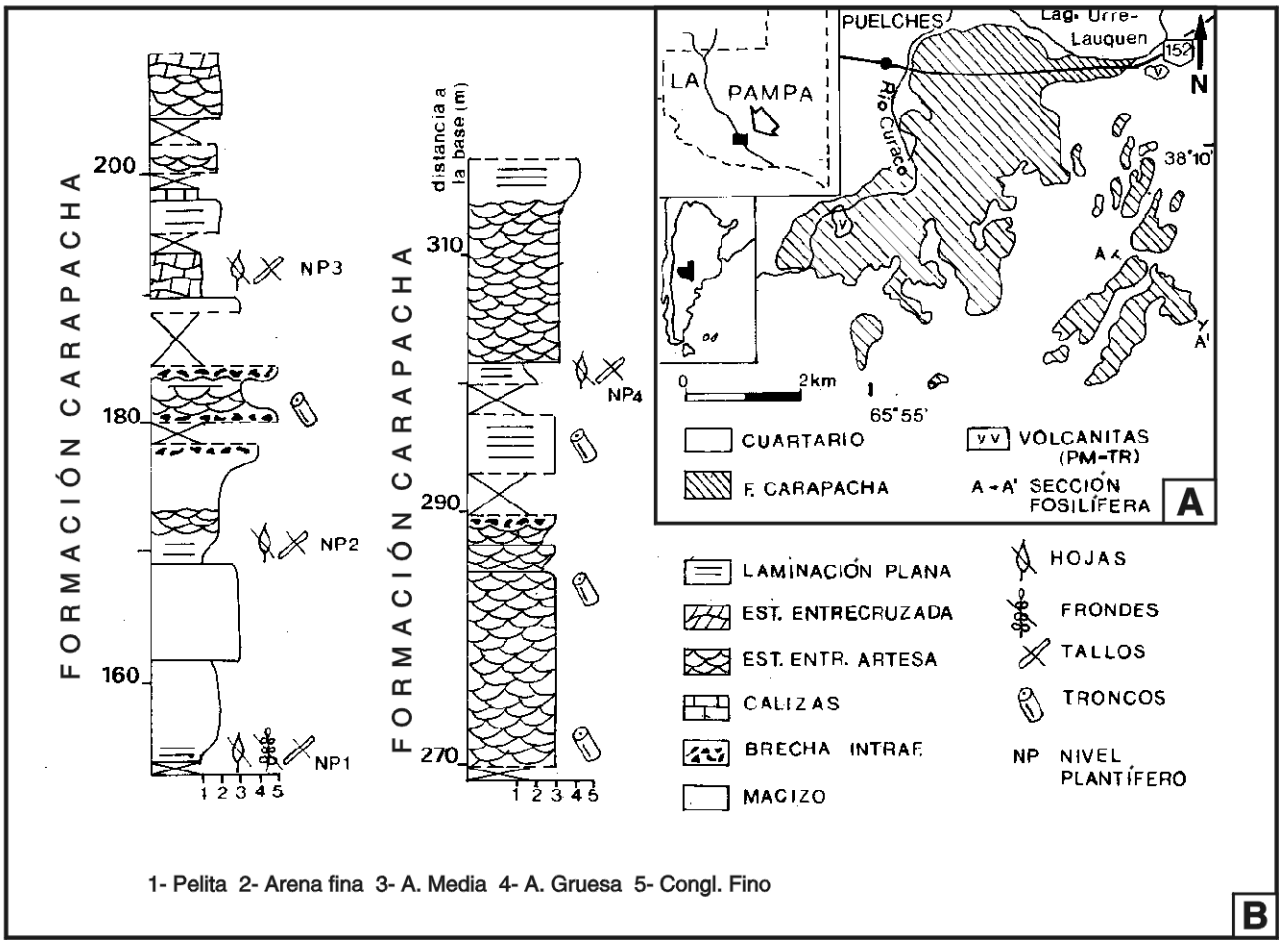


Figura 32A. Afloramientos de la Formación Carapacha al sureste de Puelches y ubicación del perfil A-A'
32B. Parte superior simplificada del perfil sedimentológico "Estancia San Roberto" con ubicación de los niveles plantíferos (modificado de Melchor, 1990)

condiciones marinas y/o mixtas (Figuras 30 y 31). Finalmente, se produce la colmatación de la cuenca y el ambiente pasa a ser netamente fluvial. En los tramos superiores de este dominio fue recuperada una microflora (García y Azcuy, 1987) correlacionable con las palinozonas III (Azcuy y Jelín, 1980) y *Cristatisporites* (Russo et al., 1980), de edad pérmica temprana.

III- **Continentalización y reversión de la pendiente regional**, lo cual tuvo lugar durante el tardío Pérmico temprano. Dominan los ambientes fluviales que desde meandriformes pasan a entrelazados, con una notable inversión en la dirección de las paleocorrientes. En pelitas macizas fueron reconocidos por Espejo y Césari (1987) elementos de la fitozona *Gangamopteris* Archangelsky y Azcuy (1985).

Cerca de la base del estadio II, en el área del río Diamante, fue reconocida en la Formación El Imperial una megafauna mayoritariamente compuesta por braquiópodos (Dessanti, 1945; Giúdici, 1972), referida por Sabattini et al. (1991) a la zona de *Tivertonia jachalensis - Streptorhynchus inaequiornatus*, de antigüedad Carbonífero cuspidal (Figura 31).

Entre los afloramientos aislados de la Formación El Imperial que se reconocen al sur del embalse el Nihuil, más precisamente al noroeste del cerro Áspero, García (1990c) describió una pequeña megaflora compuesta por *Cordaites riojanus* Archangelsky y Leguizamón, *Samaropsis nunezii* García, *Cordaicarpus chichariensis* Lele, *C. emarginatus* Walkom y *Cornucarpus* sp. cf. *C. cerquilensis* Millán, la cual es atribuida a la parte media cuspidal de la formación.

Formación Agua Escondida

Esta unidad fue establecida por González Díaz y García (1968) para agrupar un conjunto de pequeños afloramientos que asoman en las cercanías del límite provincial de Mendoza con La Pampa, en los alrededores de las Lomas Negras y Loma de Los Guanacos (Figura 28). Si bien en promedio la potencia de los estratos es de 30 m, el máximo espesor medido es de 70 metros.

La Formación Agua Escondida descansa en discordancia sobre granitoides atribuidos al Precámbrico? y está cubierta discordantemente por volcanitas pérmicas. Está compuesta por protocuarcitas y subgrauvacas con conglomerados y pelitas subordinadas. Ortiz (en Criado Roqué e Ibáñez, 1979) describe los afloramientos como compuestos escencialmente por cuarcitas y calizas.

En los alrededores de la Mina Santa Cruz, González Díaz y García (1968) recogieron tallos de articuladas del tipo «*Calamites*» y fragmentos de hojas atribuidos a *Cordaites* sp. Esta asociación no es suficiente para realizar correlaciones pero podría con reservas referirse al Carbonífero cuspidal.

Formación Carapacha

Las rocas que componen esta unidad (Vilela y Riggi, 1956) afloran en las sierras de Carapacha Grande, Carapacha Chica, Lihuel Calel y otras aledañas y consisten en facies de grauvacas y pelitas verde oscuras con bioturbación, y calizas y conglomerados subordinados, levemente intruidas por andesitas y pórfidos andesíticos. El sustrato de estas rocas está compuesto por granitoides deformados del Paleozoico inferior, designados globalmente como Bloque de Chadileuvú (Llambías y Caminos, 1987; Llambías et al., 1996). Los últimos autores citados sugieren que la deformación del sustrato habría ocurrido en el límite Devónico-Carbonífero y sería contemporánea con los movimientos chánicos.

Los depósitos de la Formación Carapacha fueron tradicionalmente atribuidos al Paleozoico inferior (Criado Roqué e Ibáñez, 1979). En fecha reciente Melchor y César i (1991) describen en rocas de esta unidad, en las proximidades de la estancia San Roberto, una megaflora de edad pérmica inferior (Figura 32), con elementos de la fitozona *Gangamopteris* y sugieren la extensión de los depósitos neopaleozoicos de la cuenca San Rafael hasta las proximidades del río Colorado. Esta propuesta parece reforzar la hipótesis de que la antigüedad de los depósitos de la Formación Agua Escondida sea Carbonífero tardío-Pérmico temprano.

Por otra parte, nuevos hallazgos de plantas fósiles en los alrededores del río Curacó (Figura 32), brindaron una asociación de glossopterídeas con evidencias de un mayor nivel evolutivo las cuales fueron referidas a la fitozona *Dizeugotheca* de edad pérmica temprana tardía-pérmica tardía, reconocida hasta ahora sólo en Patagonia (Melchor y César i, 1992). Los autores concluyen que la Formación Carapacha fue levemente deformada por la fase orogénica San Rafael e intruida por la fase magmática sanrafaelina (Figura 29). Nuevos estudios de Melchor (1996) proponen la existencia de un alto a la latitud de Limay Mahuida hasta donde alcanzarían los depósitos más australes de la Formación Agua Escondida. Este umbral serviría de límite entre la cuenca San Rafael y otra sugerida por Melchor (1996) como cuenca Carapacha, con desarrollo hacia el sureste.

Grupo Cochicó

De acuerdo con la propuesta de Llambías et al. (1993), se reúnen en este grupo (Dessanti, 1954) dos unidades con jerarquía de formaciones, las cuales se apoyan discordantemente sobre la superficie labrada por la fase sanrafaélica (Ramos y Ramos, 1979; Azcuy, 1985) en sedimentitas de la Formación El Imperial y más antiguas. Se trata de una secuencia piroclástica y sedimentaria arealmente muy extendida en el Bloque de San Rafael. La primera unidad corresponde a la ***Formación Yacimiento Los Reyunos*** (Rodríguez y Valdiviezo en Ortega Furlotti et al., 1974), la cual con una potencia de 800 m se compone de cuatro miembros que pueden mostrar engranaje lateral. Un Miembro Psefítico originalmente designado como ***«Brecha Verde»*** por Dessanti (1956), y posteriormente como ***Formación Cerro Colorado*** por Rolleri y Criado Roqué (1969), se halla conformado por conglomerados polimícticos de colores rojizos oscuros; buenos afloramientos se observan en Agua del Toro y en el sector del Puesto de los Boleadores-cerro Colorado. Un Miembro Andesítico compuesto de pórfidos, lavas y brechas andesíticas con interposiciones de piroclastitas (aglomerados tobáceos, y tobas andesíticas mal estratificadas), mencionadas por Dessanti (1956) como ***«Serie Volcánica de la Josefa»***; sus mejores exposiciones se hallan en los alrededores del puesto La Josefa al este del cerro Diamante, donde alcanza potencias que superan el centenar de metros. Sigue el Miembro Areniscas Atigradas (Holmberg, 1948), consistente en una sucesión de areniscas arcósicas de color gris verdoso hasta amarillo rosado, las cuales fueron relacionadas por Spalletti y Mazzoni (1972) con ambientes eólicos. Sobre estas areniscas descansa el Miembro Toba Vieja Gorda compuesto por potentes mantos de tobas grises hasta morado violáceas, cristalinas líticas, de textura porfírica. Estos dos últimos miembros equivaldrían a la Serie de Cochicó de Dessanti (1956).

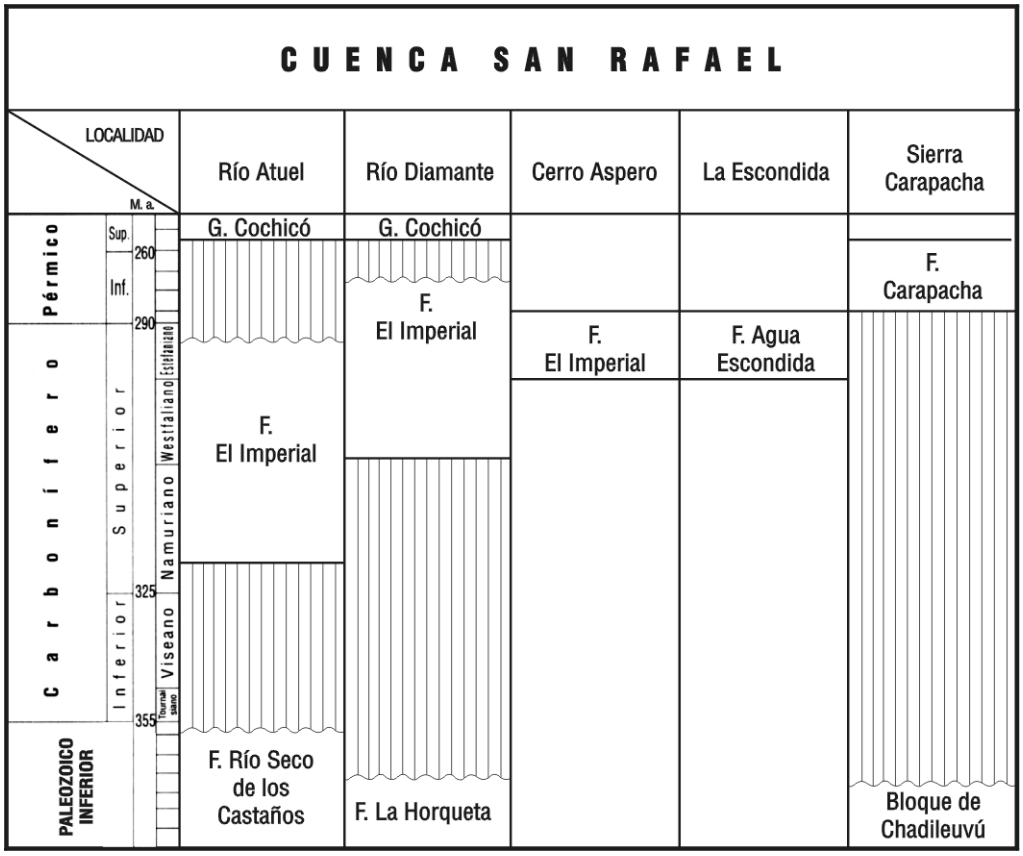
La unidad ha brindado una interesante microflora que César i et al. (1996) comparan con la Palinozona *Striatites* de antigüedad pérmica temprana tardía, edad que resulta coherente con las dataciones radimétricas obtenidas por Dessanti y Caminos (1967; 272 ± 13 Ma) y Toubes y Spikermann (1976; 272 ± 10 Ma), en rocas de la misma formación.

Completa el grupo la ***Formación Arroyo Punta del Agua***, compuesta por brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas, areniscas y conglomerados en la cual no se han hallado fósiles.

Grupo Cerro Carrizalito

El Grupo Cerro Carrizalito (González Díaz, 1972a) se apoya en discordancia sobre el grupo anterior o sobre la Formación Agua de Los Burros como consecuencia de la fase orogénica inicial Huárpica (Caminos, 1985; Pérez y Ramos, 1990; Figura 29), cuya fase magmática originó las piroclastitas y volcanitas que lo componen en esta comarca. Su distribución areal es mayor que la del Grupo Cochicó y está formado por rocas basálticas, cuerpos hipabisales ácidos, pórfidos andesíticos, tobas y lavas riolíticas y dacíticas, que han sido separadas en varias unidades formacionales: ***Quebrada del Pimiento, Formación Agua de los Noques*** y ***Cerro Carrizalito*** (González Díaz, 1966; 1972a). En su conjunto las rocas de los Grupos Cochicó y Cerro Carrizalito, con sus equivalentes, representan al Choiyoilitense (Groeber, 1946) y/o a la Asociación Volcánica Tardíovaríscica (Polanski, 1959), hoy reunidas en el Grupo Choiyoi. Sobre estas unidades descansa en discordancia la Formación Puesto Viejo de edad triásica media. En el Cuadro 3 se muestra la correlación de las unidades neopaleozoicas según su contenido fosilífero, o siguiendo criterios de correlación litológica como fue discutido más arriba.

CUADRO 3. CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES NEOPALEOZOICAS EN LA CUENCA SAN RAFAEL.



TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1969. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. 4a Jornadas de Geología Argentina, actas, 1:1-13.

ACEÑOLAZA, F.G., 1970. Nota sobre la presencia de *Orchesteropus atavus* Freng. en capas carbónicas de la región de Jagüé, provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(3):61-72.

ACEÑOLAZA, F.G., 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, Dpto. Gral. Lamadrid, La Rioja. Con especial referencia a la posición estrat. de los niveles fosilíferos del Carbonífero marino. Acta Geológica Lilloana, 11(7):128-148.

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Publicación Especial 1287, 212 pp.

ACEÑOLAZA, F.G. y VERGEL, M., 1987. Hallazgo del Pérmico superior fosilífero en el Sistema de Famatina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:125-130.

ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A.J. y BERNASCONI, A., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. Acta Geológica Lilloana, 11(14): 257-290.

ACEÑOLAZA, F.G., BENEDETTO, G.L. y SALFITY, J., 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. Anais Academia Brasileira Ciências, (Supl.), 44:5-20.

ÁLVAREZ, L., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y PÉREZ, M., 1987. Nueva paleogeografía del Ámbito Oriental de la cuenca de Paganzo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito).

ÁLVAREZ, L.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M.A. y BOLATTI, N.D., 1989. Interpretación del subsuelo en los bolsones de Sierras Pampeanas en base a la información geofísica disponible y geología de superficie. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito).

ÁLVAREZ, L., FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M. y BOLLATTI, N., 1990. Estratigrafía de la cuenca Saliniana. 11º Congreso Geológico Argentino, actas, 2:145-148.

AMOS, A.J., 1958. Some Lower Carboniferous brachiopods from the Volcán Formation, San Juan, Argentina. Journal Paleontology, 32(5):838-845.

AMOS, A.J., 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentine. 22º Congreso Geológico Internacional, Proceedings 9(9):53-72.

AMOS, A.J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Anais Academia Brasileira Ciencias, (Supl.), 44:21-30.

AMOS, A.J., 1980. Una nueva formación de edad carbónica, aguas abajo de la presa Agua del Toro, río Diamante, Mendoza, Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 4:3-10.

AMOS, A.J. y ROLLERI, E.O., 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta - Uspallata (San Juan - Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras 368:50-71.

AMOS, A.J., BALDIS, B.A. y CSAKY, A., 1963. La fauna del Carbónico medio de la Formación La Capilla, y sus relaciones geológicas. Ameghiniana 3(4):123-134.

AMOS, A.J., ANTELO, B., GONZÁLEZ, C.R., MARIÑELARENA, M.P.de y SABATTINI, N., 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:3-20.

ANDREIS, R.R., LEGUIZAMÓN, R.R. y ARCHANGELSKY, S., 1986. El paleovalle de Malanzán: nuevos criterios para la estratigrafía del Neopaleozoico de la Sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 57 (1-2): 3-119, Córdoba.

ANTELO, B., 1969. Hallazgo del género *Protocanites* (Ammonoidea) en el Carbonífero inferior de la provincia de San Juan. Ameghiniana 6(1):69-73.

ANTELO, B.R., 1970. *Protocanites scalabrini* por «*Protocanites australis* Antelo (non *Protocanites australis* Delepini)». Nota Paleontológica. Ameghiniana 7(2):69-73.

APARICIO, E.P., 1966. Sobre el hallazgo del yacimiento fosilífero de Agua de la Cortadera y su posición estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Revista 21(3): 190-193.

ARCHANGELSKY, A., 1984. Estructura plegada en la «Serie Tramojo», Uspallata, Paleozoico superior de la Precordillera Mendocina, y su implicancia estratigráfica, Argentina. Proyecto 211 IUGS-IGCP, Boletín:39-40. San Carlos de Bariloche.

ARCHANGELSKY, S., 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Editor Responsable. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 383 pp., Córdoba.

ARCHANGELSKY, S., 1996. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Editor Responsable. Academia Nacional de Ciencias, 500 pp., Córdoba (en prensa).

ARCHANGELSKY, A. y ARCHANGELSKY, S., 1988. Tafoflora de la Formación Tramojo, Paleozoico tardío, en la región de Uspallata, provincia de Mendoza, República Argentina. Ameghiniana 24 (3-4, 1987): 251-256.

ARCHANGELSKY, S. y ARRONDO, O.G., 1973. Palaeophytología Kurtziana III, 10. La tafoflora pérmica de la Sierra de los Llanos, Prov. de La Rioja. Ameghiniana 10 (3):201-228.

ARCHANGELSKY, S. y AZCUY, C.L., 1985. Carboniferous palaeobotany and palynology in Argentina. 10º International Congress Carboniferous Stratigraphy and Geology (Madrid, 1983), 4:267-280.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1991. The Neopaleozoic floristic succession from northwestern Argentina. A new perspective. 7º International Gondwana Symposium, 469-481. São Paulo.

ARCHANGELSKY, A. y LECH, R., 1985. Presencia de *Cancrinella* aff. *farleyensis* (Eth y Dunn) en las capas plegadas de la «Serie Tramojo», en el Pérmico inferior de la Precordillera de Mendoza. 1º Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan, 1985), 1:187-191.

ARCHANGELSKY, S., AZCUY, C.L. y WAGNER, R., 1981. Three dwarf lycophytes from the Carboniferous of Argentina. Scripta Geologica 64: 1-35. Leiden.

ARIAS, W.E. y AZCUY, C.L., 1986. El Paleozoico superior del Cañón del río Atuel, provincia de Mendoza, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 41(3-4):262-269.

ARRONDO, O.G. y SCALABRINI ORTIZ, J., 1978. Contribución al conocimiento de las Sierras Pintadas y nota sobre el hallazgo de un nuevo nivel marino en la Formación El Imperial (San Rafael, Mendoza). Acta Geológica Lilloana (Supl.), 14:105-110.

ARRONDO, O., CÉSARI, S.N. y GUTIÉRREZ, P.R., 1991. *Frenguellia*, a new genus of lycopods from Early Carboniferous of Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology, 70:187-197. Amsterdam.

ASTINI, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste Argentino - Evidencias estratigráficas - 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:509-526.

AZCUY, C.L., 1975a. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la Comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. Parte I, Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas. Ameghiniana 12(1): 1-69.

AZCUY, C.L., 1975b. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la Comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. Parte II, Descripciones sistemáticas y significado estratigráfico de las microfloras. Ameghiniana 12(2): 113-163.

AZCUY, C.L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. 10º Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (Madrid, 1983), 4: 281-293.

AZCUY, C.L., 1986. Algunas precisiones sobre las palinozonas carbónico-pérmicas de la Cuenca Paganzo. Ameghiniana 23(1- 2): 97-100.

AZCUY, C.L., 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza., V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, 1(5): 41-52. Mendoza.

AZCUY, C.L. y CAMINOS, R., 1987. Diastrofismo. En: S. Archangelsky (Ed), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cap. 11:239-252, Córdoba.

AZCUY, C.L. y CAMINOS, R., 1988. Características paleogeográficas y diastróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 78: 203-224.

AZCUY, C.L. y CARRIZO, H.A., 1995. *Archaeosigillaria conferta* (Carbonífero temprano) en el Bolsón de Jagüé, La Rioja, Argentina. Ameghiniana, 32(3): 279-286.

AZCUY, C.L. y GUTIÉRREZ, P.R., 1985. Palinología de sedimentitas Carbónicas de la Cuenca San Rafael. Ameghiniana, 22 (1-2): 97-109.

AZCUY, C.L. y JELÍN, R., 1980. Las palinozonas del límite Carbónico-Pérmico en la Cuenca Paganzo. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 4: 51-67.

AZCUY, C.L. y MORELLI, J.R., 1970a. Geología de la Comarca Paganzo - Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. Asociación Geológica Argentina, Revista, 25(4):405-429.

AZCUY, C.L. y MORELLI, J.R., 1970b. The Paganzo Basin. Tectonic and sedimentary characteristics of the Gondwana sequences in Northwestern Argentina. II Gondwana Symposium, Proceedings and Papers: 241-247, South Africa.

AZCUY, C.L. y OTTONE, E.G., 1983. Hallazgo de palinomorfos en la Formación Guandacol, quebrada La Delfina, Cuenca Paganzo. 5º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, pp. 21, (resúmenes).

AZCUY, C.L. y OZAYÁN, S., 1987. *Euryphyllum whittianun* Feistmantel, en las capas rojas de la Formación de la Cuesta, Prov. de La Rioja. 7º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 59-62.

AZCUY, C.L., MORELLI, J.R., VALENCIO, D.A. y VILAS, J.F., 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:243-246.

AZCUY, C.L., CÉSARI, S.N. y LONGOBUCCO, M.I., 1981. Las plantas fósiles de la Formación El Ratón (provincia de San Juan). Ameghiniana, 18(1-2):11-28.

AZCUY, C.L., GUTIÉRREZ, P.R. y BARREDA, V.D., 1982. Algunas miosporas carbónicas de la Formación Agua Colorada, Provincia de La Rioja. Ameghiniana 19 (3-4): 289-302.

AZCUY, C.L., ANDREIS, R.R., CUERDA, A., HÜNICKEN, M.A., PENSA, M.V., VALENCIO , D.A. y VILAS, J.F., 1987a. Cuenca Paganzo. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cap. III:41-100. Córdoba.

AZCUY, C.L., MACHADO, G. y OTTONE, E.G., 1987b. La zona *Microbaculispora tentula* en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. Annual Meeting of the Working Group Project IUGS 211. Abstracts. Buenos Aires.

AZCUY, C.L., ARIAS, W. y CUERDA, A., 1987c. Cuenca San Rafael. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cap. VI:153-168. Córdoba.

AZCUY, C.L., LONGOBUCCO, M.I., ÁLVAREZ, L. y STRELKOV, E., 1987d. Licofitas arborescentes de la Formación Cerro Agua Negra (provincia de San Juan). Ameghiniana, 24 (3-4): 257-261.

AZCUY, C.L., SABATTINI, N. y TABOADA, A.C., 1990. Advances in the Lower Carboniferous zonation of Argentina. Courier Forschungsinstitut Senckemberg, 130: 207-210, Frankfurt.

BALDIS, B.A., 1964. Estratigrafía y Estructuras del Paleozoico al Sur del Arroyo de las Cabeceras, estancia Leoncito (San Juan). Boletín de Informaciones Petroleras, 368: 28-33.

BALDIS, B.A., 1967. Some Devonian trilobites of the Argentine Precordillera. International Symposium on the Devonian Proceedings, 2:789-796. Calgary.

BALDIS, B.A. y CHEBLI, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4ª Jornadas Geología Argentina, 1:47-65.

BALDIS, B.A. y SARUDIANSKY, R., 1975. El Devónico en el noroeste de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Revista, 30(4):301-329.

BALDIS, B.A., BERESI, M.S., BORDONARO, O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4:399-445.

BALDIS, B., BORDONARO, O., ARMELLA, C., BERESI, M., CABALERI, N., PERALTA, S. y BASTÍAS, H., 1989. La Cuenca Paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. En: G.A. Chebli y L.A. Spalleti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica Nº.6, 101-122. S. M. Tucumán.

BERCOWSKI, F. y MILANA, J.P., 1990. Sedimentación glacimarina: nueva interpretación para la Formación Guandacol (Carbonífero) en el perfil Río Francia, Precordillera Central, San Juan. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología, actas:37-42. San Juan.

BERCOWSKI, F., MILANA, J.P. y PERALTA, S.H., 1990. La presencia de *Cruziana* en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la Precordillera Central, Dpto. Jachal, San Juan. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, actas, 1:73-76.

BERCOWSKI, F., GLENISSON, F., MILANA, J.P. y RUZYCKI, L., 1991. Esquema litofacial y paleoambiental del Carbonífero en Quebrada Grande, Precordillera, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, actas, 1:485-489 (resúmenes expandidos).

BERCOWSKI, F., VALLECILLO, G. y LECH, R., 1996. Facies de plataforma marina en la Formación Ansilta (Neopaleozoico), Precordillera, Provincia de San Juan, Argentina. 6ª Reunión Argentina de Sedimentología, actas:199-204.

BERTELS, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. Asociación Geológica Argentina, Revista, 24(1):41-54.

BODEMBENDER, G., 1895. Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la República Argentina. Revista del Museo de La Plata, 7:129-148.

BODEMBENDER, G., 1896. Devono y Gondwana en la República Argentina. Las formaciones sedimentarias de la parte noroeste. Boletín Academia Nacional Ciencias, 15:201-252. Córdoba.

BODEMBENDER, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales

de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 17:203-264. Córdoba.

BODEMBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 19(1):5-220. Córdoba.

BORRELLO, A.V., 1955. Los conglomerados del cerro Punta Negra al oeste de Jagüé, provincia de La Rioja. Asociación Geológica Argentina, Revista, 10(1):44-53.

BOSSI, G. y ANDREIS, R.R., 1985. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbonífero del Centro-Oeste argentino. 10º Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (Madrid, 1985), 3:285-309.

BRACACCINI, I.O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, 10(6):57-69.

BRACKEBUSCH, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha. Publicado por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

CABALEIRO, A.A., 1986. Geología de las adyacencias de los puestos Pantanito y Agua de las Yeguas, Departamento San Rafael, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, UBA, inédito.

CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 20(3):351-392.

CAMINOS, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28° 00' y 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 27(1):71-83.

CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1:397-453. Córdoba.

CAMINOS, R., 1985. El magmatismo Neopaleozoico en la Argentina. Síntesis y principales problemas. IGCP Project 211, Annual Meeting of the Working Group, Abstracts:15-17. Bogotá.

CAMINOS, R. y AZCUY, C.L., 1996. Fases diastróficas neopaleozoicas. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Pérmico en la Rep. Argentina y en la R.O. Uruguay, Academia Nacional de Ciencias: 255-265. Córdoba.

CAMINOS, R., CORDANI, U. y LINARES, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (F):43-61.

CAMINOS, R., FAUQUÉ, L. y LIMARINO, C., 1990. Las fases diastróficas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting of the Working Group Project IUGS 211, Abstracts: 132-146. Buenos Aires.

CAMINOS, R., FAUQUÉ, L., CINGOLANI, C., VARELA, R. y MOREL, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:31-41.

CAMINOS, R., LIMARINO, C. y FAUQUÉ, L., 1996. Estratigrafía de la Formación Ranchillos (Carbonífero superior - Pérmico) en las sierras de Los Veladeritos y del Peñón (Cordillera Frontal de La Rioja). Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior: 30-31. Buenos Aires.

CARRIZO, H.A., 1990. Nuevos hallazgos de componentes de la Flora *Mbg* en la Formación Cortaderas, Precordillera y en la Formación Las Salinas, Patagonia Extraandina. Annual Meeting of the Working Group «Late Paleozoic of South America» Project 211, Abstracts: 93. Buenos Aires.

CARRIZO, H.A., 1992. Estudios de mega y microflora en la Formación El Retamo, Subcuenca Calingasta - Uspallata, provincia de San Juan. Acta Geológica Lilloana, 17:129-142.

CARRIZO, H.A., 1998. Estudio de floras eocarboníferas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de Salta.

CARRIZO, H.A. y AZCUY, C.L., 1995. La zona *Mbg* (Carbonífero Tardío) en las inmediaciones del río Agua de Carlos, La Rioja, Argentina. Ameghiniana, 32(3): 271-278.

CARRIZO, H.A. y AZCUY, C.L., 1997. Las fitozonas del Carbonífero temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. 9ª Reunião de Paleobotânicos e palinólogos, Revista Universidade Guarulhos, serie Geociências 2 (n° especial): 19-27. Sâo Paulo.

CARRIZO, H.A. y AZCUY, C.L., 1998. El perfil del Cerro Mudadero y su flora fósil. Provincia de La Rioja, Argentina. Acta Geológica Lilloana 18(1): 81-99.

CARRIZO, H.A., AZCUY, C.L. y ZAMUNER, A., 1996. Novedades paleobotánicas en el Carbonífero inferior con énfasis en la cuenca del Río Blanco. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior. Comunicaciones:9. Bs. As.

CÉSARI, S.N., 1984. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico Superior), Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. Parte I. Ameghiniana 21 (1): 85-102.

CÉSARI, S.N., 1986a. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico Superior), Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. Parte II. Ameghiniana 22 (3-4): 197-212.

CÉSARI, S.N., 1986b. Zonación palinológica del Carbonífero tardío en Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 227-230.

CÉSARI, S.N., 1986c. Megafloras de la Formación Tupe en Sierra de Maz y Ciénaga del Vallecito, Cuenca Paganzo, Argentina. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 38: 111-137.

CÉSARI, S.N., 1992. Fósiles de la Formación El Retamo (Carbonífero), Sierra de Barreal, Provincia de San Juan, Argentina. 8º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Corrientes, 1991), Actas:41-44.

CÉSARI, S.N. y GARCÍA, G.B., 1989. Algunos elementos de la flora Tupense (Carbonífero) en la Cuenca San Rafael, Argentina. Ameghiniana, 25(4, 1988):357-363.

CÉSARI, S.N. y LIMARINO, C.O., 1992. Palinomorfos eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. 8º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Corrientes, 1991), Actas:45-48.

CÉSARI, S.N. y VÁZQUEZ NÍSTICO, B., 1988. Palinología de la Formación Guandacol (Carbonífero), provincia de San Juan, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 20(1):39-58.

CÉSARI, S.N., BRUSSA, E. y BENEDETTO, J.L., 1990. *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy y Wagner (Lycophyta), en la Formación Guandacol, al oeste del cerro del Fuerte, provincia de San Juan. Ameghiniana, 26(3-4):225-228.

CÉSARI, S.N., MEZA, J.C. y MELCHOR R.N., 1996. Primer registro palinológico de la cuenca pérmica oriental (Fm. Yacimiento Los Reyunos), Mendoza, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:49-63.

CHERNOGLASOV, G.Ch., 1988. Aspectos geológicos y paleontológicos de la Formación Malimán en la quebrada Don Agustín, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, 79 pp., Univ. Buenos Aires (inédito).

CINGOLANI, C., VARELA, R., MOREL, E., SCHAUER, O. y ARRONDO, O., 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la Sierra de la Punilla, provincia de La Rioja. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2:207-210.

CINGOLANI, C., MOREL, E. y ZÚÑIGA, A., 1992. El Carbonífero superior en el sector septentrional de la sierra de La Punilla (Portezuelo del Conejo). Provincias de San Juan y La Rioja. Ameghiniana, 29(4):381-382.

CINGOLANI, C., VARELA, R., DALLA SALDA, L. y KAWASHITA, K., 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de La Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 4:75-80.

COIRA, B.L. y KOUKHARSKY, M., 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona del arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, 2:F105-F123.

CONTI, C.M. y RAPALINI, A.E., 1993. La deriva polar aparente del Gondwana en el Paleozoico en función de nuevos datos paleomagnéticos de Argentina. Implicancias paleolatitudinales para América del Sur. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:404-414.

CRIADO ROQUÉ, P., 1972. Bloque de San Rafael. En: A. Leanza (Ed.) Primer Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba: 237-287.

CRIADO ROQUÉ, P. e IBÁÑEZ, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:837-869. Córdoba.

CUERDA, A.J., 1948. Nota sobre un perfil geológico en la alta cordillera. Asociación Geológica Argentina, Revista, 3(4): 258-260.

CUERDA, A.J., WAGNER, R.H. y ARRONDO, O.G., 1968. Observaciones sobre algunas floras del Carbonífero Argentino. Ameghiniana, 5(7):265-269.

DALLA SALDA, L., DALZIEL, I., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992. Did the Taconian Appalachians continue into southern South America? Geology 20:1059-1062.

DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:358-366.

DE ROSA, L., 1983. Sedimentitas continenta-

les del Carbónico inferior en el flanco occidental de la Precordillera, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista, 14(3-4):51-69.

DESSANTI, R.N., 1945. Sobre el hallazgo del Carbonífero marino en el arroyo El Imperial de la Sierra Pintada. Notas del Museo de La Plata, Geología 10(42):246-252.

DESSANTI, R.N., 1954. Estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento de San Rafael, provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 9(4):246-252.

DESSANTI, R.N., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 27c «Cerro Diamante» (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 85:1-79.

DESSANTI, R.N. y CAMINOS, R., 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, prov. de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(2):135-162.

DESSANTI, R.N. y ROSSI, J.J., 1950. Nuevos hallazgos de fósiles carboníferos en la quebrada de Uspallata. Asociación Geológica Argentina, Revista, 5(3):149-158.

DU TOIT, A.L., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. With a palaeontological contribution by F.R. Crowper Reed. Carnegie Institute Publication, 381:1-157.

ESPEJO, I.S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, 338 pp., Universidad de Buenos Aires (inédito).

ESPEJO, I., 1993. Reordenamiento de la Estratigrafía Neopaleozoica en el Sector Norte de la Cuenca San Rafael. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:57-62.

ESPEJO, I. y CÉSARI, S.N., 1987. Primer hallazgo de flora pérmica en la cuenca San Rafael. Asociación Geológica Argentina, Revista, 42(3-4):472-474.

ESPEJO, I.S., ANDREIS, R. y MAZZONI, M., 1996. Cuenca San Rafael. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Pérmico en la R. Argentina y en la R.O. del Uruguay, Academia Nacional de Ciencias, 163-176, Córdoba.

FAUQUÉ, L.E. y LIMARINO, C.O., 1992 El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. Asociación Geológica Argentina, Revista, 46(1-2): 103-114.

FAUQUÉ, L., LIMARINO, C.O., CÉSARI, S.N. y SABATTINI, N., 1989. El Carbonífero inferior fosilífero del área del Río La Troya, sudoeste de la provincia de la Rioja. Ameghiniana, 26(1-2): 55-62.

FAUQUÉ, L.E., CAMINOS, R., LIMARINO, C.O. y CARULLO, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera riojana argentina. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes Expandidos:552-556.

FERNÁNDEZ SEVESO, F. y TANKARD, A.J., 1995. Tectonics and Stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. En: A.J. Tankard, R. Suárez S. and H.J. Welsink, Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists Memoir 62, p. 285-301. Tulsa.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., ÁLVAREZ, L.A., PÉREZ, M.A. y RODRÍGUEZ, E., 1988. Sistemas deposicionales de las sedimentitas eopérmicas de Bajo de Véliz, Tasa-Cuna y Arroyo Totoral. 2ª Reunión Argentina de Sedimentología, actas:90-94.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M. y ÁLVAREZ, L., 1990. Análisis estratigráfico del Ámbito Occidental de la cuenca Paganzo, en el rango de grandes ciclos depositacionales. 11º Congreso Geológico Argentino, actas, 2:77-80.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M., BRISSON, I. y ÁLVAREZ, L., 1993. Análisis de cuenca: Técnicas aplicadas en la serie carbónica-pérmica del Paganzo. Boletín de Informaciones Petroleras, YPF, 33:77-107.

FIDALGO, F., 1958. Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del Río Tunuyán (provincia de Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 13(2): 105-133.

FRENGÜELLI, J., 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 6(2):83-94.

FRENGÜELLI, J., 1952. «*Haplostigma furquei*» n. sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 7(1):5-10.

FRENGÜELLI, J., 1954. Plantas Devónicas de la quebrada de la Charnela en la Precordillera de San Juan. Ministerio de Educación de la Nación, Universidad Nacional de Eva Perón, Notas del Museo, 17 (Paleontología 102): 359-376.

FURQUE, G., 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 11:46-71.

FURQUE, G., 1958. El Gondwana inferior en la Precordillera septentrional (Argentina). 20º Congreso Internacional Comisión del Gondwana: 237-256. México.

FURQUE, G., 1962. Perfil Geológico de la Cordillera de Olivares, Iglesia, San Juan. 1º Jornadas de Geología Argentina (San Juan, 1960), anales, 2:79-88.

FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92:1-104.

FURQUE, G., 1972. Precordillera de La Rioja y Mendoza. En: A.F. Leanza (Ed.), 1º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, pp. 237-282. Córdoba.

FURQUE, G. y BALDIS, B., 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del Noroeste de la Precordillera. 5º Congreso Geológico Argentino, actas, 3:241-251.

FURQUE, G. y CUERDA, A., 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. 9º Congreso Geológico Argentino, actas, 2:368-370.

GARCÍA, G.B., 1990a. Acerca de la presencia de *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky en la Formación El Imperial, Paleozoico superior, Cuenca San Rafael. Ameghiniana, 27(1-2): 189-190.

GARCÍA, G.B., 1990b. Escolecodontes de la Formación El Imperial (Paleozoico superior), Cuenca San Rafael, República Argentina. Ameghiniana, 27(1-2):29-38.

GARCÍA, G.B., 1990c. Cordaitales y semillas platispérmicas de la Formación El Imperial (Paleozoico superior), Cuenca San Rafael, Argentina. Ameghiniana, 27(3-4):239-349.

GARCÍA, G.B., 1992. Estudio paleoflorístico y bioestratigráfico de la Formación El Imperial y otras unidades equivalentes, Paleozoico superior de la Cuenca San Rafael, provincia de Mendoza, República Argentina (partes I y II). Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 322 pp. (inédita).

GARCÍA, G.B., 1995. Palinología de la Formación El Imperial, Paleozoico Superior, Cuenca San Rafael, Argentina. Parte I: Esporas. Ameghiniana, 32(4): 315-339.

GARCÍA, G.B., 1996a. Palinología de la Formación El Imperial, Paleozoico Superior, cuenca de San Rafael, República Argentina. Parte II. Granos de polen, *incertae sedis*, acritarcas. Ameghiniana, 33(1):7-34.

GARCÍA, G.B., 1996b. Plantas del Carbonífero superior de la quebrada de Paslean, provincia de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 33(2): 223-225.

GARCÍA, G.B. y AZCUY, C.L., 1987. Dos asociaciones palinológicas de la Formación El Imperial, al sur del río Diamante, provincia de Mendoza, República Argentina. 7º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 59-62.

GEINITZ, H.B., 1876. Uber rhätische Thier - und Pflanzenreste in den argennischen Provinzen La Rioja, San Juan und Mendoza. Palaeontographica, Supplem., III-2.

GIÚDICI, A.R., 1972. Geología de las adyacencias del río Diamante al este del cerro homónimo, provincia de Mendoza, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 26(4):439-458.

GONZÁLEZ, C.R., 1981a. El Paleozoico superior marino de la República Argentina, bioestratigrafía y paleoclimatología. Ameghiniana, 18(1-2):51-65.

GONZÁLEZ, C.R., 1981b. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Revista, 36(3):262-266.

GONZÁLEZ, C.R., 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina. Acta Geológica Lilloana, 16 (2): 231-244.

GONZÁLEZ, C.R., 1989. Biocronología del diastrofismo neopaleozoico en el oeste de la Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 41:179-191.

GONZÁLEZ, C.R., 1990a. Depósitos glacigénicos en la Cuenca del Río Blanco, Precordillera de San Juan. Annual Meeting of the Working Group «Late Paleozoic of South America», Proy. 211, Abstracts:78-79. Buenos Aires.

GONZÁLEZ, C.R., 1990b. Caracteres glaciarios en el Carbónico inferior de la Precordillera. Annual Meeting of the Working Group «Late Paleozoic of South America», Proyect 211, Abstracts:87-88. Buenos Aires.

GONZÁLEZ, C.R., 1990c. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in Western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 79:275-287.

GONZÁLEZ, C.R., 1993a. Late Paleozoic Faunal succession in Argentina. 12º Congrès International Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 1:537-550.

GONZÁLEZ, C.R., 1993b. Early Carboniferous Bivalvia from western Argentina. Alcheriga, 18: 169-185.

GONZÁLEZ, C.R., 1997. Late Carboniferous Bivalvia from western Argentina. Geologica et Paleontologica, 31:193-214. Marburg.

GONZÁLEZ, C.R. y BOSSI, G.E., 1986. Los depósitos al oeste de Jagüel, La Rioja. 4º Congreso Argentino de Paleontología y

Bioestratigrafía, Actas 1: 231-236.

GONZÁLEZ, C.R. y BOSSI, G.E., 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 2:713-729. Santa Cruz de la Sierra.

GONZÁLEZ, C.R. y TABOADA, A.C., 1987. Nueva localidad fosilífera del Carbónico marino en la provincia de San Juan. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 103-105.

GONZÁLEZ, C.R. y TABOADA, A.C., 1988. Biocronología del Paleozoico Superior marino en la Precordillera Argentina. Proy. 211-IUGS-IGCP, Boletín, 14-16, Santiago de Chile/Belem do Pará.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1958. Estructuras del Basamento y del Neo-Paleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo (Provincia de Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista, 12(2):98-133.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1966. El hallazgo de infra(?)-mesotriásico continental en el sur del área pedemontana mendocina. Acta Geológica Lilloana, 8:101-134.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín, 132:1-127.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b. Descripción Geológica de la Hoja 30e Agua Escondida (Provincias de Mendoza y La Pampa). Dirección Nacional de Minería, Boletín 135:1-78.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y GARCÍA, H.H., 1968. El Hallazgo del neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (SE de Mendoza y NO de La Pampa). 3ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:341-354.

GOTHAN, W., 1927. Gondwanapflanzen aus der Sierra de Los Llanos und benarchbar ten Gebieten. En: Freyberg, B.von, Geologische Unter suchunge in der Sa. de Los Llanos (La Rioja, Arg.). Abhad. Senckemberg. Naturf. Gessel. Bd. 39(3):341-344.

GRADSTEIN, F.M. y OGG, J., 1996. A Phanerozoic time scale. Episodes, 19, nos. 1 y 2: 3-5.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. 1 Hoja Chos Malal, Revista de la Asociación Geológica Argentina 1(3):177-208.

GUERSTEIN, M., LAYA, H. y PEZZUTTI, N., 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de «Las Juntas» (Departamento Calingasta, Provincia de San Juan). Acta Geológica Lilloana, 7:231-242.

GUTIÉRREZ, P.R., 1983. Geología del tramo medio de la quebrada de Agua Negra, Depto. de Iglesia, provincia de San Juan. Trabajo Final Licenciatura, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).

GUTIÉRREZ, P.R., 1993. Palinología de la Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior), Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. I, Granos de Polen. Ameghiniana 30 (2):163-212.

GUTIÉRREZ, P.R., 1995. Nuevos registros paleoflorísticos para la Formación Agua Colorada, Carbonífero Superior, en el sector sudoriental de la Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 32 (2):111-128.

GUTIÉRREZ, P.R. y PAZOS, P., 1994. Acerca de la presencia de semillas platispérmicas en la Formación Guandacol, Carbonífero, Argentina. Ameghiniana, 31(4):375-377.

GUTIÉRREZ, P.R., CÉSARI, S.N. y MARTÍNEZ, M., 1995. Presencia de *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky en la Formación Guandacol (Carbonífero), Argentina. Nota Paleontológica. Ameghiniana, 32(1): 169-172.

GUTIÉRREZ, P.R., MUZÓN, J. y LIMARINO, C.O., 1996. Hallazgos de insectos fósiles en la Formación Guandacol (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: Aspectos estratigráficos. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Comunicaciones: 18-19. Buenos Aires.

HARRINGTON, H.J., 1954. Descripción Geológica de la Hoja Ramblón 22c. Provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Minería, Informe Inédito.

HARRINGTON, H.J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22c Ramblón (Provincias de Mendoza y San Juan). Dirección Nacional de Minería, Boletín 114:1-81.

HOLMBERG, E., 1948. Geología del Cerro Bola. Asociación Geológica Argentina, Revista, 3(4):313-360.

HÜNICKEN, M.A., AZCUY, C.L. y PENSA, M.V. 1981. Sedimentitas paleozoicas. En: M. Yrigoyen (Ed.), Geología y recursos naturales de la prov. de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis, 1981), Relatorio: 55-77.

KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology, 17:324-328.

KEIDEL, J., 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (provincia de Mendoza). Physis, 14(46):3-96.

KURTZ, F., 1895. Contribuciones a la Paleophytología Argentina. I. *Botrychiopsis*, un nuevo género de las Cardiopteríideas. II. Sobre la existencia del Gondwana infer. en la Rep. Arg. (Plantas fósiles de Bajo de Véliz, San Juan). Revista del Museo de La Plata, 6:119-139.

KURTZ, F., 1921. Atlas de plantas fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 7:129-153.

LEANZA, A., 1948. Braquiópodos y pelecípodos en la provincia de La Rioja. Revista del Museo de La Plata (n.s.), 3(Paleontología 18):237-264.

LEANZA, A., 1968. Acerca del descubrimiento de Ammonoideos devónicos en la República Argentina (*Tornoceras Baldisi* n.sp.). Asociación Geológica Argentina, Revista, 23(4):326-330.

LECH, R., 1986. *Septosyringothyris jagüelensis* sp. nov. (Brachiopoda) del Pérmico Inferior de Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 23(1-2): 57-60.

LECH, R., 1990. Distribución de la fauna de Braquiópodos en la Formación Agua del Jagüel (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), prov. de Mendoza, Argentina.11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 15-18.

LECH, R., 1993. El género *Septosyringothyris* Vandercammen, 1955, (Brachiopoda) en el Carbonífero-Pérmico del centro-oeste de Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Bs. As. 1991), Comptes Rendus, 1:563-571.

LECH, R., 1995. Nueva especie y clave sistemática para las especies de Argentina del género *Septosyringothyris* Vandercammen, 1955, (Brachiopoda). 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 155-159.

LECH, R. y ACEÑOLAZA, F.G., 1990. Braquiópodos en el Peñoniano de la Formación Del Salto (Carbonífero superior-Pérmico inferior), Provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, (Tucumán, 1990), 1: 83-88.

LECH, R., MILANA, J.P. y BERCOWSKI, F., 1990. Nueva asociación de braquiópodos fósiles en el Carbonífero Superior de Precordillera Central, San Juan, Argentina. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán), Serie de Correlación Geológica Nº 7:89-95.

LEGUIZAMÓN, R., 1972. Estudio paleobotánico de la Formación Tasa Cuna, Pérmico inferior de la provincia de Córdoba. Ameghiniana, 9 (4):305-342.

LEUNDA, G., 1990. Informe palinológico del perfil Cerro Bola (Nacientes del río La Troya). Laboratorio Geología de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe interno.

LEUNDA, G., 1991. Informe palinológico de los perfiles Cerro Veladero-Cerro Bola, Vega del Punco, Puerta de las Angosturas, Quebrada de la Tramontana y Ciénago Seco. Laboratorio Geología de Exploración Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe interno.

LIMARINO, C.O., 1996. Análisis estratigráfico de las cuencas neopaleozoicas del oeste Argentino. 6º Reunión Argentina de Sedimentología, 3-6 pp., Buenos Aires.

LIMARINO, C.O. y CÉSARI, S.N., 1983. Primer registro paleoflorístico de la Formación La Colina (Paleozoico Superior). Cuenca Paganzo, República Argentina. 6ª Reunión Paleobotánicos y palinólogos, San Pablo. Brasil.

LIMARINO, C.O. y CÉSARI, S.N., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). Asociación Geológica Argentina, Revista, 47(1):61-72.

LIMARINO, C.O. y GUTIÉRREZ, P.R., 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. Journal of South American Earth Sciences, 3(1):9-20.

LIMARINO, C.O. y PAGE, R., 1990. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del noroeste argentino. Annual Meeting of the Working Group «Late Paleozoic of South America» (Buenos Aires, 1987), Proy. 211, Abstracts:20-22.

LIMARINO, C.O., SESSAREGO, S., CÉSARI, S.N., y LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1988. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Anales 38: 81-108.

LIMARINO, C.O., CÉSARI, S.N. y PAGE, R., 1990. Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico Superior. Asociación Geológica Argentina, Revista, 43(4):562-566.

LIMARINO, C.O., PAGE, R. y CASELLI, A., 1993. Origen y significado estratigráfico de las diamictitas del miembro superior de la Formación Cortaderas (Carbonífero), Precordillera de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:157-164.

LIMARINO, C.O., SPALLETTI, L., y SIANO C., 1993. A Permian arid paleoclimatic phase in west and northwest Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Bs. As. 1991), Comptes Rendus, 2:453-468.

LIMARINO, C.O., CAMINOS, R. y FAUQUÉ, L., 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero Superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:513-530.

LLAMBÍAS, E.J. y CAMINOS, R. 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: S. Archangelsky (Ed), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cap. 12:253-279, Córdoba.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29°- 31° S), Cordillera Frontal Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, 17:99-108.

LLAMBÍAS, E.J., KLEIMAN, L.E. y SALVARREDI, J.A., 1993. El magmatismo gondwánico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza., V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, 1(6): 53-64.

LLAMBÍAS, E.J., MELCHOR, R.N., TICKYJ, H. y SATO, A.M., 1996. Geología del Bloque del Chadileuvú. 13º Congreso GeológicoArgentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 417-425.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1983. Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde. Paleozoico superior de la provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 38(1):60-72.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1984. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico superior de Argentina (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inéd.).

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1989. Postglacial transgressions in late Paleozoic basins of western Argentina: a record of glacioeustatic sea level rise. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 71:257-270.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ALONSO, M.S., 1982. Áreas de proveniencia de las sedimentitas carbónicas (F. Majaditas, F. Leoncito y F. Hoyada Verde), Barreal, provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2:481-490.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ESPEJO, I., 1993. Correlation of a paleoclimatic mega-event: the Carboniferous Glaciation in Argentina. 12º Congrès Internat. de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 1:313-324.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ROSSELLO, E.A., 1993a. La Fase Atacama y los movimientos intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, actas, 3:100-106.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ROSSELLO, E.A., 1993b. Devonian- Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian Orogeny in southern South America. Geologische Rundschau, 82:136-147.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ROSSELLO, E.A., 1995. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 50(1-4):35-39.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., AZCUY, C.L., CUERDA, A., VALENCIO, D.A. y VILAS, J.F., 1987. Cuencas Río Blanco y Calingasta - Uspallata. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cap. IV:101-132, Córdoba.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., ÁLVAREZ, L., ANDREIS, R., BOSSI, G., ESPEJO, I., FERNÁNDEZ SEVESO, F., LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D., LIMARINO, C. y SESSAREGO, H., 1989. Cuencas intermontanas. En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica Nº 6:123-168.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., LIMARINO, C.O. y CÉSARI, S.N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 91:305-329.

LUNA, A.R., PAZOS, P.J. y SIANO, C.A., 1990. Estratigrafía y aspectos paleoambientales del Neopaleozoico de la cuenca intramontana de la Sierra de Los Llanos, entre Loma Larga y Los Mistoles (provincia de La Rioja, Argentina). Late Paleozoic of South America, IGCP Project 211, Annual Meeting of the working group, Abstracts: 61-64. Buenos Aires.

MACHADO, A.L., 1987. Observaciones geológicas y paleontológicas en la Formación Cortaderas, quebrada Don Agustín. Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, 65 pp., Univ. de Buenos Aires (inédito).

MANCEÑIDO, M., 1973. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte I. Introducción y estratigrafía. Ameghiniana, 10(3): 235-253.

MANCEÑIDO, M. y SABATTINI, N., 1974. La fauna de la Formación del Salto (Paleozoico superior de la provincia San Juan). Parte II. Gastropoda. Ameghiniana, 10(4):326-338.

MANCEÑIDO, M., GONZÁLEZ, C.R. y DAMBORENEA, S., 1976a. La fauna de la Formación del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte III. Bivalvia 1. Ameghiniana, 13(1):65-106.

MANCEÑIDO, M., GONZÁLEZ, C.R. y DAMBORENEA, S., 1976b. La fauna de la Formación del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte III. Bivalvia 2. Ameghiniana, 13(2):85-107.

MARCOS, O.R., FAROUX, R., ALDERETE, M., GUERRERO, M.A. y ZOLEZZI, R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. I Simposio Nacional de Geología Económica, 2:305-318.

MARTÍNEZ, M., 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, San Juan, Precordillera Nororiental, Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Bs. As. 1991), Comptes Rendus, 2:291-296.

MARTÍNEZ, M. y STERREN, 1996. La Formación Malanzán en el paleovalle de Olta (Carbonífero, Sierra de Los Llanos): facies y geometrías de fandeltas tipo Gilbert. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Comunicaciones'96:35-36. Buenos Aires.

MELCHOR, R.N., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Prov. de La Pampa. Análisis paleoambiental e importancia. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas:366-371.

MELCHOR, R.N., 1996. La Bahía Pampeana de la Cuenca San Rafael. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior. Comunicaciones'96: 26-27. Buenos Aires.

MELCHOR, R.N. y CÉSARI, S.N., 1991. Algunos elementos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico inferior), Provincia de La Pampa, República Argentina. Ameghiniana, 28(3-4):247-352.

MELCHOR, R.N. y CÉSARI, S.N., 1992. Implicancia bioestratigráfica paleogeográfica y tectónica de las megafloras pérmicas de la Formación Carapacha, Provincia de La Pampa, Argentina. Encuentro Anual del Grupo Argentino de Trabajo, Proyecto Pangea, Comunicaciones: 22-24. Buenos Aires.

MENÉNDEZ, C.A., 1965a. *Archaeosigillaria conferta* (Frengüelli) nov. comb. del Devónico de la Quebrada de La Chavela, San Juan. Ameghiniana, 4(2):67-69.

MENÉNDEZ, C.A., 1965b. *Drepanophycus eximius* (Frengüelli) nov. comb. del Devónico de la Quebrada de La Chavela, San Juan. Ameghiniana, 4(4):139-140.

MENÉNDEZ, C.A., 1971. Estudio palinológico del Bajo de Véliz, Provincia de San Luis. Revista Museo Argentino Ciencias Naturales «B. Rivadavia», Paleontología 1(9):263-306.

MENÉNDEZ, C.A. y AZCUY, C.L., 1969. Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, Provincia de La Rioja. Parte I. Ameghniana, 6(2):77-97.

MENÉNDEZ, C.A. y AZCUY, C.L., 1971. Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, Provincia de La Rioja. Parte II. Ameghniana, 8(1):25-36.

MENÉNDEZ, C.A. y AZCUY, C.L., 1972. *Ancistrospora* un nuevo género de miospora del Carbónico de Argentina. Revista Española de Micropaleontología 4(2):157-168.

MENÉNDEZ, C.A. y AZCUY, C.L., 1973. Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, Provincia de La Rioja. Parte III. Ameghiniana, 10(1):51-71.

MÉSIGOS, M., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal, prov. de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 8(2):65-109.

MILANA, J.P. y BERCOWSKI, F., 1990. Facies y geometría de depósitos glaciales en un paleovalle Carbonífero de Precordillera Central, San Juan, Argentina. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología, actas:199-204.

MILANA, J.P. y BERCOWSKI, F., 1993. Late Paleozoic glaciation in Paganzo basin, western Argentina: Sedimentological evidence. 12ºInternational Congress on Carboniferous and Permian Geology and Stratigraphy, Comptes Rendus, 1:325-335. Buenos Aires.

MILANA, J.P., BERCOWSKI, F. y LECH, R.R., 1987. Análisis de una secuencia marino-continental neopaleozoica, en la región del río San Juan, Precordillera Central Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, actas, 3:113-116.

MOREL, E.M., CINGOLANI, C., VARELA, R. y ZÚÑIGA, A., 1993. Devonian and Lower Carboniferous Plants remains from the Northern Precordillera, La Rioja Province, Argentina. 12º Congrès

International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 2:127-140.

MOREL, E.M., CINGOLANI, C. y ZÚÑIGA, A., 1996. Plantas del Carbonífero superior en la Formación Punilla, Pampa de Las Peladas, Precordillera septentrional de San Juan-La Rioja. Ameghiniana, 33(1):107-110.

MORELLI, J.R., LIMARINO, C.O., CÉSARI, S.N. y AZCUY, C.L., 1984. Características litoestratigráficas y paleontológicas de la Formación Lagares en los alrededores de la Mina Margarita, provincia de la Rioja. 9º Congreso Geológico Argentino, 4: 337-347.

MOYA, M.C. y SALFITY, J.A., 1982. Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, actas, 3:523-536.

NÚÑEZ, E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 28e Estación Soitué (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 166:1-67.

ORTEGA FURLOTTI, A., RODRÍGUEZ PUJADAS, E.J., PRIETO, A.O. y VALDIVIEZO, A., 1974. El nuevo distrito uranífero de Sierra Pintada, provincia de Mendoza (República Argentina). 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:267-284.

OTTONE, E.G., 1987a. Estudios Bioestratigráficos y Paleoambientales de la Formación Santa Máxima, Paleozoico Superior, provincia de Mendoza, República Argentina. Tesis Doctoral, Univ. Buenos Aires (inéd.).

OTTONE, E.G., 1987b. Plantas fósiles de la Formación Santa Máxima (Carbonífero), provincia de Mendoza, República Argentina. Ameghiniana, 24(1-2):115-128.

OTTONE, E.G., 1988. Primer hallazgo de escolecodontes en el Paleozoico superior de la República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 20 (3): 419-428.

OTTONE, E.G., 1989. Palynoflores de la Formation Santa Máxima, Paleozoique superieur, Republique Argentine. Paleontographica, Abt.B, 213: 89-147, Stuttgart.

OTTONE, E.G. y AZCUY, C.L., 1986. El perfil de la quebrada La Delfina, Provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 41 (1-2): 124-136.

OTTONE, E.G. y AZCUY, C.L., 1989. Datos Palinológicos de la Formación Guandacol (Carbonífero) en la quebrada La Delfina, Provincia de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 26(3-4): 191-208.

OTTONE, E.G. y GARCÍA, G.B., 1990. Algunos elementos megaflorísticos de la Formación Santa Máxima, Paleozoico superior, Argentina. Ameghiniana, 27(3-4):311-316.

OTTONE, E.G. y GARCÍA, G.B., 1996. Organic-walled microphytoplankton from the lower section of the Santa Máxima Formation, Upper Carboniferous, Argentina. Ameghiniana, 33(1):103-106.

OTTONE, E.G. y ROSSELLO, E.A., 1996. Palinomorfos Pérmicos de la Formación La Puerta, Cordillera Frontal, Argentina. Ameghiniana, 33(4):453-455.

PAZOS, P., 1993. Estratigrafía de la Secuencia Sedimentaria Basal Aflorante en el Cerro Guandacol: su Implicancia Tectónica y paleoambiental, Sierra de Maz, prov. La Rioja, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:148-156.

PAZOS, P., 1996a. Marco tectónico transtensivo durante el Carbonífero Tardío en el ámbito occidental de la Cuenca Paganzo: evidencias sedimentológicas. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior. Comunicaciones'96: 24-25. Buenos Aires.

PAZOS, P., 1996b. Facies de talud en el Carbonífero de Agua de la Peña, Sierra del Valle Fértil, provincia de San Juan. 6ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas:193-198.

PÉREZ, D. y RAMOS V.A., 1990. La actividad magmática gondwánica. Late Paleozoic of South America, IGCP Project 211, Annual Meeting of the working group Abstracts: 89-92. Buenos Aires.

PÉREZ, M.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F., ÁLVAREZ, L.A. y BRISSON, I.E., 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan, Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 2: 297-318.

POLANSKI, J., 1951. El Bloque de San Rafael. Dirección Provincial de Minas y Geología (inédito), Mendoza.

POLANSKI, J., 1959. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 12(3):165-196.

POLANSKI, J., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 25a Volcán de José (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 98:1-94.

POLANSKI, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, 216 pp., Buenos Aires.

POLANSKI, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b Cerro Tupungato (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 128:1-110.

QUARTINO, B.J., ZARDINI, R.A. y AMOS, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región de Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía, 1:1-146.

RAMOS, E.D. y RAMOS, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:771-786.

RAMOS, V.A., 1988. Late Paleozoic-early Paleozoic of South America, a collisional history. Episodes, 2:168-173.

RAMOS, V.A., 1993. Interpretación Tectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza., V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, 1(19): 257-266.

RAMOS, V., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., KAY, S., CORTÉS, J. y PALMA, M., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:84-106.

RAMOS, V., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J. y PALMA, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5(6):855-880.

RAMOS, V., VUJOVICH, G., KAY, S. y MC DONOUGH, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:343-357.

ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUÉ, P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. 3ª Jornadas de Geología Argentina (Comodoro Rivadavia, 1966), 1:1-76.

ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUÉ, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4ª Jornadas de Geología Argentina, Actas 2:1-60.

RUBINSTEIN, C.V., 1993. Primer registro de miosporas y acritarcos del Devónico inferior, en el «Grupo Villavicencio», Precordillera de Mendoza, Argentina. Nota Paleontológica. Ameghiniana, 30(2):219-220.

RUBINSTEIN, C.V., 1997. Primer registro de palinomorfos silúricos en la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 34(2):163-167.

RUSSO, A., ARCHANGELSKY, S. y GAMERRO, J.C., 1980. Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la llanura Chaco- Pampeana, Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 4: 157-173.

SABATTINI, N., 1972. Los Fenestellidae, Acanthocladiidae y Rhabdomesidae (Bryozoa, Criptostomata) del Paleozoico superior de San Juan y Chubut, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.), 6, Paleontología, 42:255-377.

SABATTINI, N., 1980a. Gastrópodos marinos carbónicos y pérmicos de la sierra de Barreal (Provincia de San Juan). Ameghiniana, 17(2):109-119.

SABATTINI, N., 1980b. Una nueva especie de *Cladochonus* M'Coy (Cnidaria) del Carbónico de la Formación Hoyada Verde (prov. de San Juan). Ameghiniana, 17(2):105-108.

SABATTINI, N. y NOIRAT, S., 1969. Algunos gastropoda de las superfamilias *Euomophalacea, Pleurotomariacea* y *Platyceratacea* del Paleozoico superior de Argentina. Ameghiniana, 6(2):98-118.

SABATTINI, N., OTTONE, E.G. y AZCUY, C.L., 1991. La zona de *Lissochonetes jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* (Carbonífero tardío) en la localidad de La Delfina, provincia de San Juan. Ameghiniana, 27(1-2; 1990):75-81.

SALFITY, J.A., 1980. Desarrollo paleogeográfico del Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Reunión Anual Proyecto 44 IGCP «Lower Paleozoic of South America». Lima.

SALFITY, J.A. y GORUSTOVICH, S.A., 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). Asociación Geológica Argentina, Revista, 38(3-4): 437-453.

SARUDIANSKY, R.M., 1971. Estratigrafía y estructura del paleozoico medio al este de Malimán, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, 73 pp., Universidad de Buenos Aires (inédito).

SCALABRINI ORTIZ, J., 1970. Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes del Carbónico de la Hoja 17b-Guandacol- norte de la Precordillera sanjuanina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito).

SCALABRINI ORTIZ, J., 1972a. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. Asociación Geológica Argentina, Revista 27(4):351-377.

SCALABRINI ORTIZ, J., 1972b. La Cuenca del Río Blanco en el sector norte de la Precordillera argentina y su relación con las

sedimentitas del «Grupo Paganzo». Anales de la Academia Brasilera de Ciencias, 44 (Supl.):313-320.

SCALABRINI ORTIZ, J., 1973. El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del río Jáchal. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:387-401.

SCALABRINI ORTIZ, J. y ARRONDO, O.G., 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). Revista del Museo de La Plata (n.s.), 8 (Geología 68): 257-279.

SESSAREGO, H.L., 1986. Eolianitas en el Pérmico de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Formación del Salto), Dto. Calingasta-San Juan. 1ª Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, pp. 149-152.

SESSAREGO, H.L., 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 330 pp.(inédito).

SESSAREGO, H.L., LECH, R. y AMOS, A.J., 1986. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación del Salto (Pérmico) aflorante al Norte del río San Juan, Cerro El Brealito, Dto. Calingasta, San Juan. 1ª Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan, 1985), Resúmenes.

SIMANAUSKAS, T., 1991. *Lissochonetes jachalensis* Amos, 1961. (Brachiopoda, Chonetacea). Redescripción morfológica y ontogenia. Ameghiniana 28(1-2):135-143.

SIMANAUSKAS, T. y SABATTINI, N., 1993. Análisis multivariado de la composición y distribución geográfica de las faunas de la zona de *Levipustula* en Argentina. 12º Congrès Internat. de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 1: 581-588.

SPALLETTI, L.A., y MAZZONI, M., 1972. Paleocorrientes del Miembro Medio de la Formación Yacimiento Los Reyunos, Sierra Pintada, prov. de Mendoza, República Argentina, Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3(1-2):77-90.

STAPPEMBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales de Minería y Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4(3):3-179.

STAPPEMBECK, R., 1934. Geología de la Montaña de San Rafael. Dirección Nacional Geología Minería, Carpeta 82. (Inédito)

STELZNER, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischer Teil. Cassel. Traduc. al Castellano (1924): Contribuciones a la geología de la Rep. Arg. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 7(1-2):1-128. Córdoba.

SZAJNOCHA, L., 1891. Uber fossile Pflanzenreste aus Cacheuta in der Argentinischen Republik. Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Nat. Classe XCII, No. 1.

TABOADA, A.C., 1986. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación Agua del Jagüel, Pérmico inferior de la Precordillera Mendocina. 1ª Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan, 1985), 1:181-186.

TABOADA, A.C., 1989. La Fauna de la Formación El Paso, Carbonífero Inferior de la Precordillera sanjuanina. Acta Geológica Lilloana 17(1):113-129.

TABOADA, A.C., 1990. Nueva interpretación estratigráfica del Grupo Pituil en la Sierra de Barreal, Precordillera Argentina. Annual Meeting of the Working Group «Late Paleozoic of South America», Project 211, Abstracts:65-68. Buenos Aires.

TABOADA, A.C., 1991. Bioestratigrafía y facies del Paleozoico Superior marino de la Subcuenca Calingasta-Uspallata, Provincias de San Juan y Mendoza. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de Tucumán:177 pp. Tesis Doctoral (inédita).

TABOADA, A.C., 1996. Biocronología de unidades litoestratigráficas neopaleozoicas del valle de Calingasta-Uspallata. Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Comunicaciones'96:7-8. Buenos Aires.

TABOADA, A.C., 1997. Bioestratigrafía del Carbonífero marino del valle de Calingasta-Uspallata, provincias de San Juan y Mendoza. Ameghiniana 34(2):215-246.

TABOADA, A.C. y CARRIZO, H.A., 1992. La Formación Yalguaraz, Paleozoico Superior de la Cordillera Frontal Argentina. Bioestratigrafía, Paleoambientes y Paleogeografía. Acta Geológica Lilloana, 17(2):115-128.

TABOADA, A.C. y CISTERNA, G.A. 1996. Elythinae (Brachiopoda) del Paleozoico Superior de Argentina. Ameghiniana 33(1):83-94.

TABOADA, A.C. y SABATTINI, N., 1987. Nuevos Eotomariidae (Gastropoda) del Paleozoico Superior de Argentina. Ameghiniana 24(3-4):175-180.

TANKARD, A.J., ULIANA, M., WELSINK, H., RAMOS, V., TURIC, A., FRANÇA, A., MILANI, E., BRITO NEVES, B.de, EYLES, N y SKARMETA, J., 1995. Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: A.J. Tankard, R. Suárez S. and H.J. Welsink, Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52. Tulsa.

THOMPSON, R. y MITCHELL, J.C., 1972. Palaeomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. Geophysics Journal, Royal Astronomic Society, 27: 207-214.

TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, J.P., 1976. Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, prov. de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31 (2): 118-126.

VAIL, P., COLIN, J., DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIA VILLA, F. y TRIFILIEFF, V., 1987. La stratigraphie sequentialle et son application aux correlations chrono-stratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Societé Géologique de France, (8), T.III (7).

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. y RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores and outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Ser. No.7, 55 pp., Tulsa.

VÁZQUEZ NÍSTICO, B. y CÉSARI, S.N., 1987. Nuevos elementos paleoflorísticos de la Formación Guandacol (Carbonífero) en la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan. 7º Simposio de Paleobotánica y Palinología, 1:71-74.

VILAS, J.F. y RAPALINI, A.E., 1988. Evolución geodinámica de los Andes Australes sobre la base de estudios paleomagnéticos en el Paleozoico superior de América del Sur. Annual Meeting of Working Group, Project 211 IUGS-UNESCO, Abstract:3-8. Santiago de Chile.

VILELA, C. y RIGGI, J., 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de las sierras de Lihuel Calel. Asociación Geológica Argentina, Revista, 11(2):217-272.

VOLKHEIMER, W., 1967. Herpolitas en el Carbónico de la Sierra Pintada (con un perfil del río Atuel), provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 22(1):75-78.

WILLIAMS, K.E., 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic Paleogeography of Gondwana. En: A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink, Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists Memoir 62: 79-100. Tulsa.

WINDHAUSEN, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén. Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología y Minería 10(1).

YRIGOYEN, M., 1967. Geology of the Triassic Formation of Northern Mendoza area. I International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology - Asociación Geológica Argentina, Guidebook 1: 1-13.

ZÖLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. Asociación Geológica Argentina, Revista, 5(3):111-126.

Recibido: junio 1998; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (13): 319 - 347, BUENOS AIRES, 1999

EL PALEOZOICO DE VENTANIA, PATAGONIA E ISLAS MALVINAS

Carlos O. Limarino [1-2], Armando Massabie [1], Eduardo Rossello [1-2], Oscar López Gamundí [3], Roberto Page [4] y Guillermo Jalfin [5]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos paleozoicos tratados en este capítulo resultan los remanentes de erosión de extensas y potentes secuencias sedimentarias, de cuya existencia sólo quedan hoy testimonios en determinados sectores aislados del área patagónica. Una reconstrucción paleogeográfica integral de la región para el Paleozoico, tropieza con la dificultad de la falta de registro sedimentario en áreas claves, que permita definir los bordes de cuenca y la relación existente entre las diferentes áreas de depositación. Es por ello, que a los fines principalmente descriptivos, hemos aquí dividido a la región en siete sectores: 1) Ventania (o Sierras Australes de Buenos Aires), 2) Macizo Nordpatagónico, 3) Comarca Neuquina, 4) cuenca Central Patagónica, 5) Cordillera Patagónico - Fueguina, 6) cuenca La Golondrina y 7) Islas Malvinas (Figura 1). La estratigrafía del Paleozoico de cada una de estas áreas será tratada en forma separada, brindándose una sintética descripción de cada una de las unidades y efectuándose consideraciones acerca de su ubicación estratigráfica.

Vinculados geográficamente, de manera muy estrecha, a los afloramientos neopaleozoicos aquí tratados se encuentran las exposiciones de la Formación Carapacha (Vilela y Riggi, 1956), unidad recientemente reubicada en el Paleozoico superior por Melchor (1990) y Melchor y Césari (1991). Estas rocas no son aquí consideradas, remitiéndose al lector interesado al capítulo 12 de este volumen.

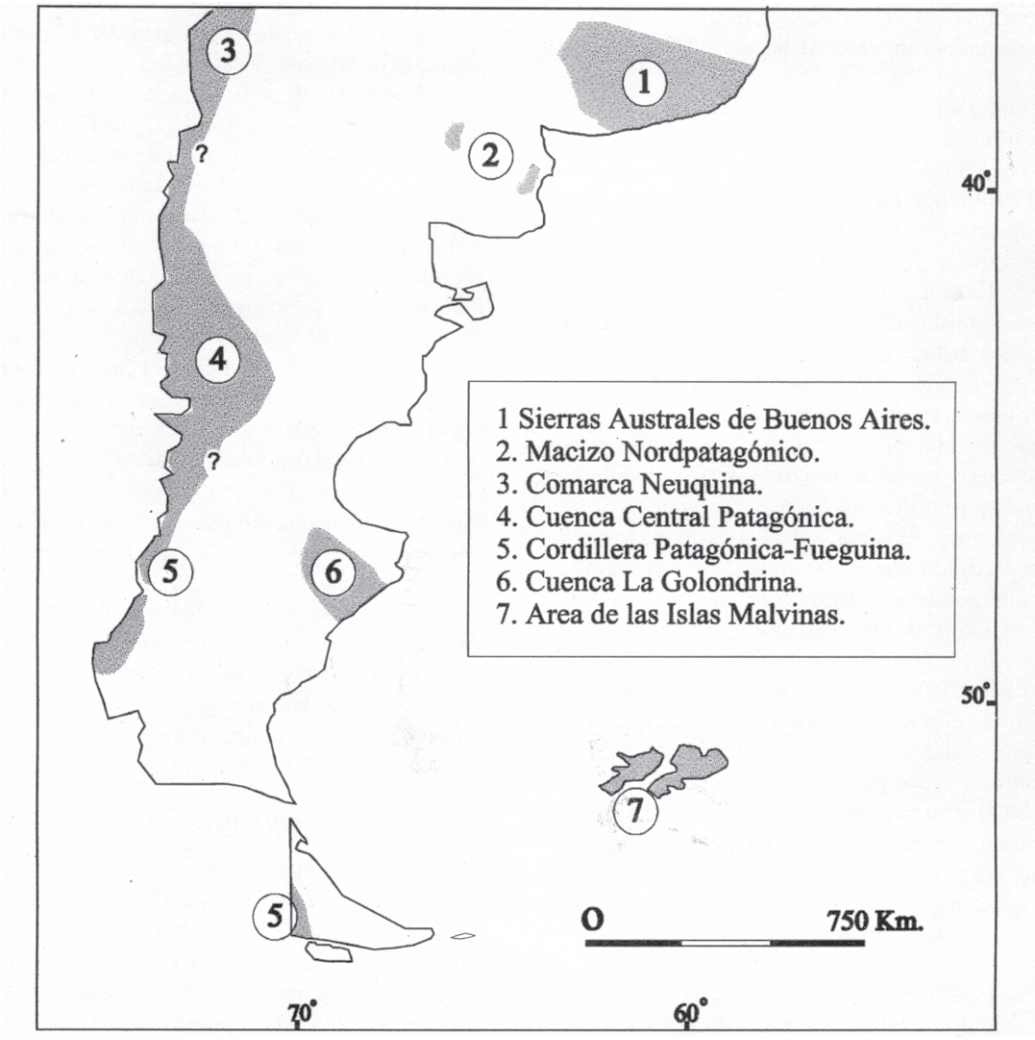


Figura 1. Principales áreas de afloramientos neopaleozoicos tratados en este capítulo

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA); 2. CONICET; 3. Texaco;
4. Servicio Geológico Minero Argentino; 5. YPF S.A.

VENTANIA

PALEOZOICO INFERIOR: GRUPO CURAMALAL

En Ventania (o Sierras Australes de Buenos Aires), más precisamente a lo largo de la sierra de Curamalal, aflora una potente secuencia siliciclástica, predominantemente arenosa, a la que Harrington (1947) denominara Grupo Curamalal. Los afloramientos de esta unidad no se restringen a la mencionada sierra, sino que se extienden a las de Tornquist y a los cerros de Los Vascos, Chimango y Sombra de Toro, junto con las serrezuelas de Cortapié y Chasicó (Harrington, 1947, 1970, 1980; Suero, 1972; Varela et al., 1985; Andreis et al, 1989, entre otros). La extensión regional de esta unidad ha sido motivo de distintas opiniones, no en lo que concierne específicamente a la sierra de Curamalal, pero sí en lo que respecta a los afloramientos de Cortapié y Chasicó. Al respecto, mientras que Harrington (1980) y Varela et al. (1985) han mantenido estas exposiciones en el Grupo Curamalal, Kilmurray (1975) las ha referido como una unidad independiente, llamada ***Formación Los Chilenos***, la que sería más antigua que el Grupo Curamalal sobre la base de su relación con las rocas graníticas de la región (para una discusión sobre el tema véanse también Llambías y Prozzi, 1975 y Varela et al., 1985). Una interpretación bien distinta fue efectuada por Andreis et al. (1989), quienes también propusieron segregar a estos afloramientos del Grupo Curamalal, pero los correlacionaron temporalmente con las sedimentitas del Grupo Ventana.

La división estratigráfica del grupo fue propuesta por Harrington (1947) quien reconoció cuatro formaciones, llamadas de base a techo: La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo. La ***Formación La Lola*** (unidad basal del grupo) alcanza un espesor de 100 m, sus mejores afloramientos se ubican en las zonas de los cerros Pan de Azúcar, San Mario y en el área de La Mascota. Se apoya en no concordancia sobre granitos y riolitas de edad precámbrica, relación que puede apreciarse sobre el pie occidental de la sierra de Curamalal (Harrington, 1980). Desde el punto de vista litológico esta unidad se encuentra formada mayoritariamente por ortoconglomerados oligomícticos (y en menor proporción polimícticos) de color rojizo, los que disminuyen irregularmente su importancia hacia el techo de la Formación, siendo reemplazados por areniscas gruesas y medianas. Las psefitas, descriptas por Andreis (1965) y Harrington (1970), están preponderantemente formadas por clastos de cuarcitas de variados colores (hasta un 96%), los que son acompañados en proporción muy subordinada por metamorfitas esquistosas de bajo grado, cuarzo, algunas milonitas y riolitas. Los clastos presentan en general buen redondeamiento y diámetros máximos de 0, 5 m, aunque la media se mantiene entre 0, 10 y 0, 15 m (Andreis, 1965; Harrington, 1970; Harrington, 1980; Andreis et al., 1989). La matriz es arenosa gruesa y el cemento hematítico-silíceo. En lo que respecta a las areniscas, son por lo general arenitas cuarzosas, con cemento silíceo y en parte ferruginoso, conforman estratos desde medianos a gruesos que exhiben con alguna frecuencia estratificación entrecruzada.

La petrofábrica de los conglomerados de la Formación La Lola, en particular su relación con la deformación, ha sido investigada por Cucchi (1966) y Japas (1991).

La ***Formación Mascota*** se dispone sobre la Formación La Lola en contacto transicional, o cuando ésta falta, se apoya directamente sobre granitos precámbricos, tal como ocurre en el cerro Colorado del área de Tornquist (Harrington , 1972). Presenta una composición litológica muy monótona ya que está integrada casi exclusivamente por ortocuarcitas de color amarillo o blanquecino. Estas rocas conforman bancos tabulares, desde finos a gruesos, por lo general macizos, aunque localmente suelen mostrar laminación entrecruzada y ondulitas. El espesor medido para la unidad es de unos 200 m (Harrington, 1947, 1972).

La ***Formación Trocadero***, tercera unidad del grupo, presenta una composición semejante a la Formación Mascota, ya que está formada mayoritariamente por cuarcitas y arenitas cuarzosas, de grano fino a mediano, con buen redondeamiento de clastos, cemento silíceo y parcialmente ferruginoso. Las rocas presentan color gris, desde rosado hasta lila, siendo su espesor total del orden de los 700 metros.

Finalmente la ***Formación Hinojo***, con 150 m de espesor, consiste de una alternancia de ortocuarcitas y pelitas esquistosas (en parte pizarras y filitas sericíticas). Algunas precisiones acerca de las características petrográficas de las areniscas del Grupo Curamalal pueden extraerse de los trabajos presentados por Leguizamón y Teruggi (1985), Varela et al. (1985) y Andreis et al. (1989). De los citados estudios pueden reconocerse tres tipos principales de areniscas: 1) ortocuarcitas (las más frecuentes), 2) wackes cuarzosos y 3) escasas arenitas feldespáticas (subarcosas). Estas últimas no son muy frecuentes y fueron descriptas por Varela et al. (1985) en las serranías de Chasicó y cerro Cortapié.

El ambiente de sedimentación del Grupo Curamalal fue interpretado por Harrington (1972; 1980) como marino, desde sublitoral hasta nerítico proximal. Andreis y López Gamundí (1985) y Andreis et al. (1989) también han caracterizado al ambiente depositacional como marino, de plataforma, con ocasionales depósitos de tormentas. En lo que corresponde a las psefitas basales, resultan evidentemente supermaduras, muy probablemente de naturaleza policíclica y sedimentadas en áreas de playas pedregosas (Andreis y López Gamundí, 1985).

La falta de restos fósiles en el Grupo Curamalal ha hecho que su edad sea aún imprecisa. Inicialmente Harrington (1947, 1972, 1980), teniendo en cuenta su ubicación estratigráfica, refirió esta unidad tentativamente al Silúrico, aunque aceptando que esta antigüedad era una «opinión subjetiva». Más recientemente Andreis et al. (1989), teniendo en cuenta la edad ordovícica sugerida para la Formación Napostá del Grupo Ventana (Buggisch, 1986, 1987), han referido el Grupo Curamalal al Cámbrico. En el estado actual del conocimiento, y teniendo en cuenta que la edad sugerida para la Formación Napostá no es concluyente, sólo podemos asegurar una antigüedad comprendida entre el Cámbrico y el Silúrico para estas sedimentitas.

DEVÓNICO?: GRUPO VENTANA

Las sedimentitas correspondientes al Grupo Ventana comprenden la mayor parte de las sierras de Bravard y Ventana, junto a varios cordones serranos entre los que se destacan Lolén, Esmeralda y Mambacher (Harrington, 1947; 1972; 1980; Suero, 1972). Andreis et al. (1989) incluyeron también en este grupo a los afloramientos del cerro Cortapié y sierra de Chasicó, los que como se ha dicho fueron referidos

por Harrington (1972) al Grupo Curamalal. De acuerdo a la división estratigráfica presentada por Harrington (1947) el grupo es subdividido en cuatro formaciones (de base a techo): Bravard, Napostá, Providencia y Lolén.

La ***Formación Bravard*** es de naturaleza areno-psefítica, alcanzando un espesor aproximado de 250 metros. Las rocas más abundantes son las areniscas, mayormente areniscas cuarzosas hasta feldespáticas, predominantemente de grano mediano a grueso y color desde amarillo hasta rojizo. Estas areniscas con alguna frecuencia gradan a areniscas guijarrosas y ortoconglomerados oligomícticos (con menor frecuencia polimícticos), que esporádicamente se intercalan en la sucesión. Las psefitas, tanto clasto como matriz soportadas, conforman estratos lenticulares, desde medianos hasta muy gruesos, generalmente de carácter macizo y con menor frecuencia con entrecruzamiento tabular. Los clastos son dominantemente de cuarcitas (correspondientes al Grupo Curamalal, Harrington, 1947, 1980) y cuarzo lechoso, inmersos en una matriz arenosa gruesa.

Las relaciones de campo entre la Formación Bravard y el Grupo Curamalal no son evidentes, pues el contacto entre Bravard y la Formación Hinojo es sólo observado en el paraje Abra de las Grutas. Sin embargo, un análisis regional de la distribución de ambas unidades permitió sugerir a Harrington (1947, 1972) la existencia de una discordancia regional, resultado de la cual la Formación Bravard cubre transgresivamente al Grupo Curamalal.

La ***Formación Napostá*** es casi exclusivamente arenosa, mayormente compuesta por ortocuarcitas y arenitas cuarzosas, todas ellas caracterizadas por un bajo contenido de matriz, buen redondeamiento de clastos y cemento silíceo dominante. Estas psamitas son mayormente de grano fino a mediano, color amarillento hasta blanco lechoso y brillo vítreo. Se estratifican en bancos tabulares, predominantemente medianos y gruesos, tanto macizos como exhibiendo estratificación entrecruzada principalmente del tipo tabular planar. Es de destacar la existencia de niveles bioturbados dentro de las cuarcitas de la Formación Napostá. En estos niveles, han sido reconocidas formas asimilables a *Skolithos* y a los géneros *Daedalus*, *Corophioides* y *Diplocraterion* (Dimieri y Japas, 1986, y Buggisch, 1986, 1987) los que sugerirían una edad ordovícica para las rocas portadoras. El espesor total de esta unidad sugerido por Harrington (1947, 1972) es de unos 400 metros.

La ***Formación Providencia*** se diferencia de la anterior en la mayor participación de pelitas (lutitas y en parte pizarras o filitas), aunque las areniscas siguen siendo las rocas dominantes. En estas últimas son frecuentes las ortocuarcitas, de color rojizo hasta rosado pálido e incluso en ocasiones gris blanquecino, frecuentemente macizas, que suelen mostrar, esporádicamente, estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo.

Por último, la ***Formación Lolén***, la más potente del grupo, alcanza unos 600 m de espesor (Harrington, 1972) y muestra mayor diversidad litológica. Entre las areniscas, que resultan dominantes, pueden distinguirse ortocuarcitas, arenitas cuarzosas, arenitas feldespáticas y wackes cuarzo-micáceos (Andreis, 1964; Massabie y Rossello, 1984). Todas estas rocas presentan color desde gris oscuro hasta gris amarillento, se estratifican en bancos tabulares (principalmente medianos y gruesos), los que internamente suelen mostrar estratificación entrecruzada, capas planas o resultar macizos.

Asociadas con las areniscas, especialmente en el tercio inferior de la unidad, aparecen delgados niveles de areniscas guijarrosas que en muchos casos gradan a conglomerados finos. Estas rocas conforman horizontes delgados, que varían su espesor lateralmente hasta en ocasiones desaparecer. Massabie y Rossello (1984) han señalado además la existencia de algunos niveles de conglomerados finos intraformacionales leptometamorfizados en la parte superior de la unidad. Estas rocas se caracterizan por la existencia de clastos pelíticos de hasta 5 cm de diámetro distribuidos irregularmente en una matriz arenosa de color castaño. Finalmente, las pelitas (en ocasiones transformadas en pizarras y pelitas micáceas) conforman varios niveles distribuidos irregularmente dentro de la unidad. De acuerdo con Harrington (1972), la mitad inferior de la Formación Lolén muestra al menos tres niveles de areniscas fosilíferas, en las que se han preservado moldes de braquiópodos pertenecientes a *Cryptonella* sp. *cf baini* y *Schellwienella* sp. Estos braquiópodos fueron asignados por Harrington (1972, 1980) al Devónico inferior.

Algunas consideraciones estructurales sobre el Grupo Ventana han sido efectuadas por Días (1988) quien estudió estas rocas en los alrededores del abra homónima, identificando un anticlinorio con rumbo general N30º O, eje horizontal y flanco oriental más inclinado. Bussio (1992) se refirió específicamente al patrón de diaclasamiento de la Formación Providencia.

En lo que hace a la edad del Grupo Ventana en su conjunto, tradicionalmente se la ha considerado devónica inferior a media. Sin embargo, Andreis et al. (1989), basándose en los datos paleontológicos presentados por Buggisch (1986, 1987) para la Formación Napostá y Harrington (1972) para la Formación Lolén, sugieren que la unidad fue depositada en el lapso Ordovícico medio - Devónico inferior.

CUENCA NEOPALEOZOICA SAUCE GRANDE-COLORADO

Los afloramientos neopaleozoicos de la cuenca Sauce Grande-Colorado son conocidos desde los trabajos pioneros de Keidel (1922, 1929), Du Toit (1927) y Riggi (1935), aunque probablemente se deben a Harrington (1933, 1941 , 1947, 1972 y 1980) las contribuciones más significativas sobre el Paleozoico superior de la región.

Los mayores afloramientos de esta cuenca se encuentran en las Sierras Australes de Buenos Aires (o Ventania, Figura 2). El ciclo sedimentario gondwánico en esta área incluye facies glacimarinas, sedimentos marinos de plataforma y secuencias litorales hasta francamente continentales depositadas durante el lapso Carbonífero tardío a Pérmico tardío (o Triásico temprano). La sucesión neopaleozoica es referida como Grupo Pillahuincó (Harrington, 1947), el que descansa en discordancia regional sobre las sedimentitas devónicas de la Formación Lolén (Llambías y Prozzi, 1975; Massabie y Rossello, 1984 ; López Gamundí y Rossello, 1993). El Grupo Pillahuincó es biselado por conglomerados miocenos en diferentes localidades de las Sierras Australes, o de acuerdo a la información de subsuelo, por sedimentos cretácicos en la cuenca del Colorado (Lesta et al., 1980). Desde un punto de vista estructural, los sedimentos del Paleozoico superior en las Sierras Australes forman un amplio homoclinal con pliegues superpuestos que inclinan hacia el nordeste (Cobbold et al., 1986, 1991; Japas,

1989). Otros afloramientos aislados ocurren también a media distancia entre las Sierras Australes y Septentrionales de Buenos Aires (Furque, 1965; Arrondo et al., 1982, Figuras 2 y 3).

En lo que respecta al sector de la cuenca cretácico-terciaria del Colorado, con una extensión de casi 126.000 kilómetros cuadrados, se encuentra limitada al norte por las Sierras Australes y al sur por el Macizo Nordpatagónico (Zambrano, 1980). En algunas perforaciones (Pozo YPF Puelche) por debajo de la cobertura mesozoica aparecen areniscas, pelitas y diamictitas asignadas a la Formación Sauce Grande (base del Grupo Pillahuincó) entre las cotas 3598 y 4063 mbbp (Lesta et al., 1980; Amos y López Gamundí, 1981; Archangelsky y Gamerro, 1981). También en subsuelo pero en el área conocida como cuenca Macachín (Figura 2), al noroeste de las Sierras Australes, han creído reconocerse sedimentos correspondientes al Paleozoico superior (Russo et al., 1979).

De acuerdo con lo señalado, el área total de sedimentación neopaleozoica en este sector debe ser significativamente mayor al tradicionalmente considerado, ya que se extiende

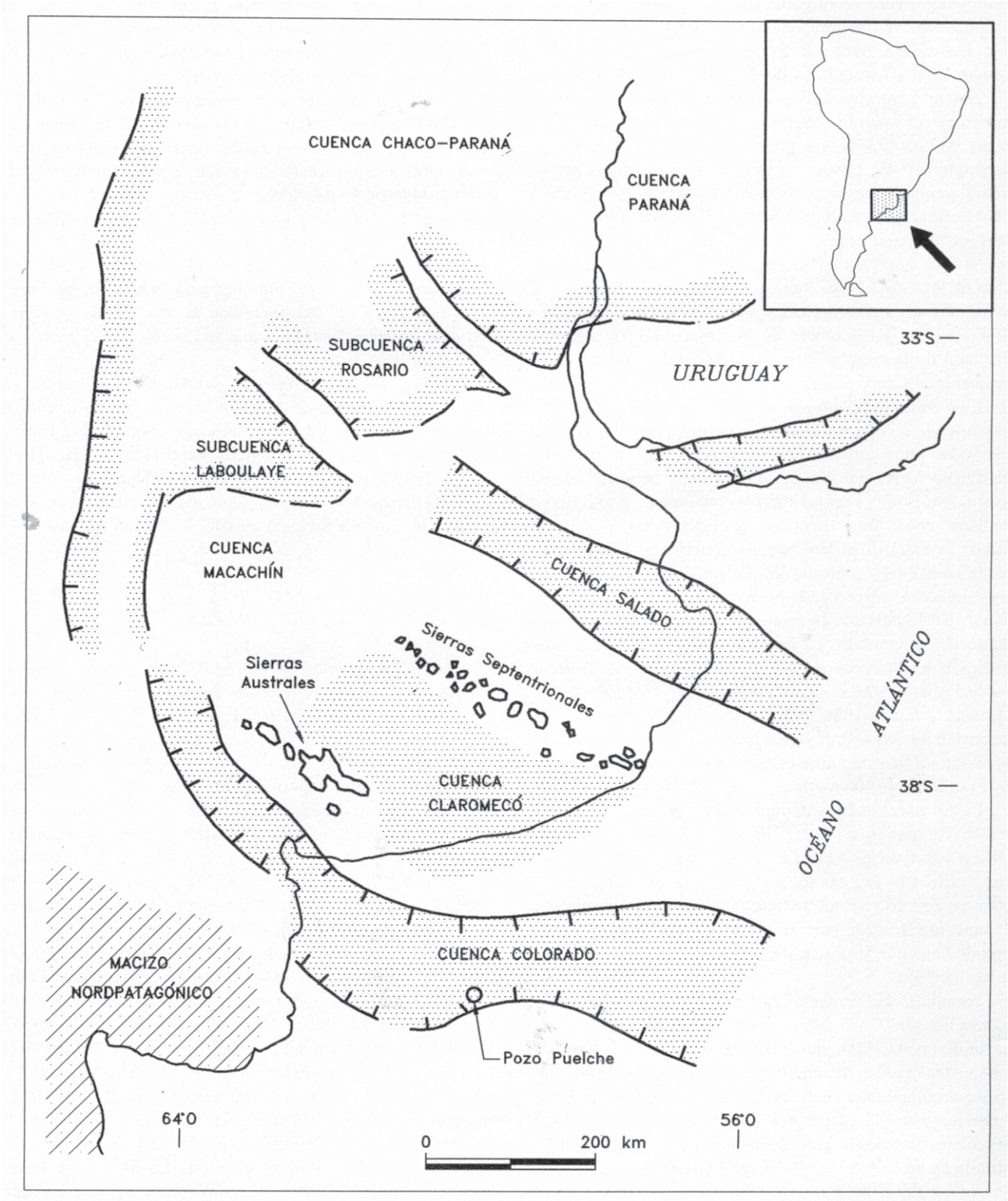


Figura 2. Situación relativa de los afloramientos neopaleozoicos de Ventania (Sierras Australes) y relación geográfica con las principales cuencas reconocidas en áreas vecinas (tomado de Zambrano, 1974, 1980; Yrigoyen, 1975 y Sellés Martínez, 1989).

hacia el norte en la cuenca Macachín, hacia el sur en la cuenca del Colorado (Zambrano, 1980), y hacia el este en el alto de González Chávez (López Gamundí et al., 1994) dentro del ámbito de la cuenca de Claromecó (Introcaso, 1982; Kostadinoff y Font de Affolter, 1982).

el margen sudoccidental de la cuenca durante el Pérmico medio y tardío. Un rasgo común de las Formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete es su marcada tendencia a adelgazarse hacia el norte. Así por ejemplo, la Formación Sauce Grande exhibe un rápido adelgazamiento en dirección

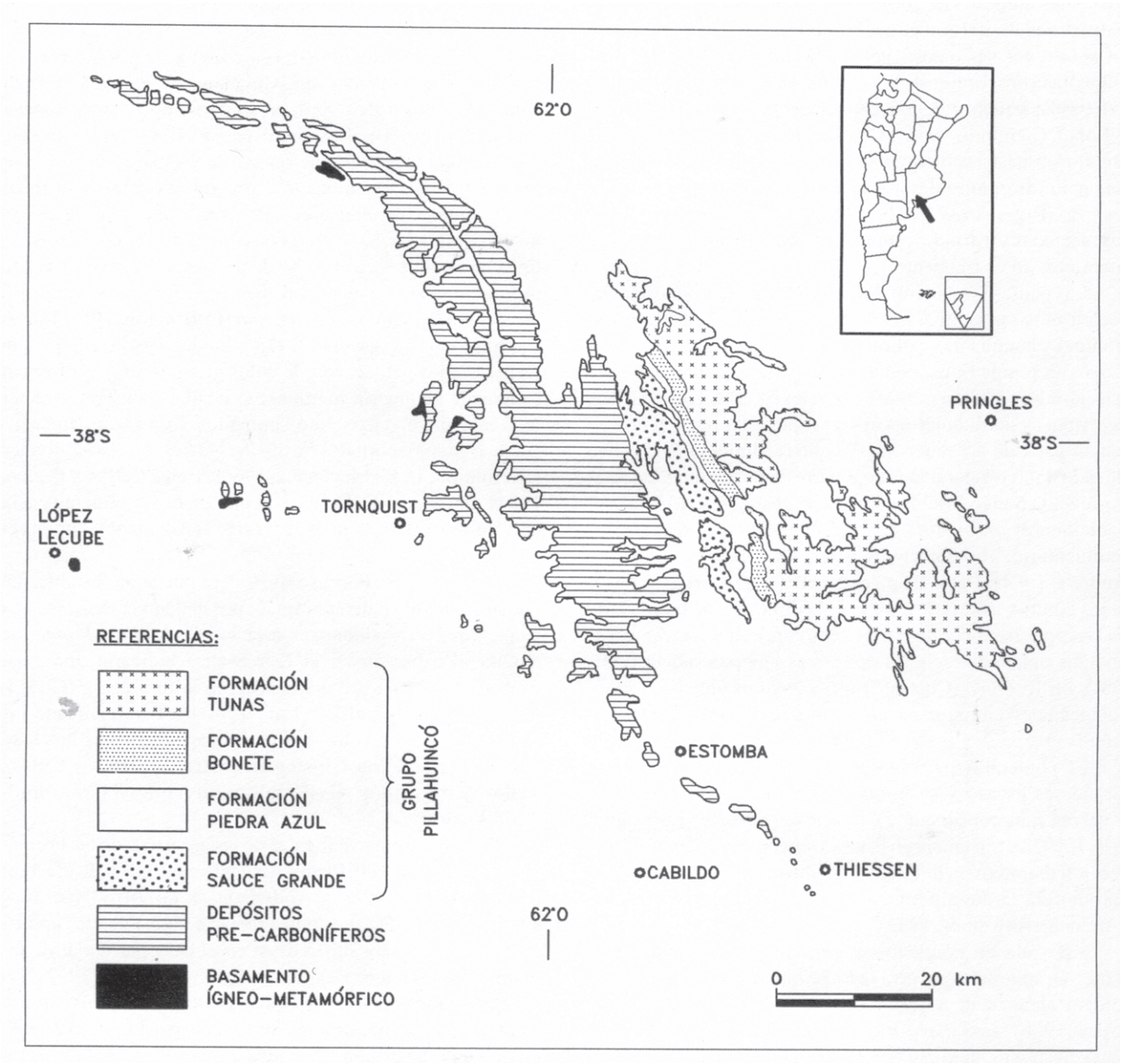


Figura 3. Mapa geológico de las Sierras Australes.

El ***Grupo Pillahuincó*** ha sido dividido en cuatro formaciones (Figura 4) llamadas, de base a techo, Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington, 1972). Las tres primeras comparten una proveniencia cratónica común, derivada del macizo de Tandilia ubicado al nordeste, y una evolución sedimentaria integrada por condiciones glacimarinas (Formación Sauce Grande), seguidas por una transgresión representada por sedimentación de plataforma abierta (Formaciones Piedra Azul y Bonete). Por el contrario, para la Formación Tunas, se infieren áreas de proveniencia diferentes, evidenciadas por paleocorrientes dominantes desde el suroeste y modas detríticas caracterizadas por porcentajes bajos a moderados de cuarzo y abundantes fragmentos líticos de origen volcánico y metamórfico. Estas características se relacionarían con eventos deformativos que afectaron

nornordeste, pasando de 900 m a menos de 500 m en tan solo 35 kilómetros (Harrington, 1980).

La ***Formación Sauce Grande*** alcanza un espesor aproximado de 1100 m en el cerro Pillahuincó (arroyo San Bernardo) y está compuesta por diamictitas (74%), areniscas (24%) y un 2% de pelitas (Andreis et al., 1987). El contacto basal de esta unidad con la infrayacente Formación Lolén (Devónico) ha sido considerado pseudoconcordante por Harrington (1947, 1970) y descripto como una discordancia regional por Keidel (1947), Varela et al. (1987) y Massabie y Rossello (1984). En particular estos últimos autores, mediante un detallado mapeo de la superficie de contacto entre las Formaciones Lolén y Sauce Grande, concluyeron la existencia de una discordancia regional angular entre ambas unidades (Figura 5). La geometría de esta discordancia en el cordón de Mambacher ha sido

descripta como zigzagueante y adaptada al plegamiento observado en Lolén.

La parte basal y media de esta unidad está compuesta por diamictitas grises verdosas y grises obscuras, macizas y matriz soportadas, las que intercalan esporádicamente escasos lentes arenosos de color verde claro, gris y gris azulado. Estructuras de deformación sinsedimentaria son frecuentes en estos niveles (Coates, 1969; Andreis, 1984). Hacia el tope aumenta la proporción de bancos arenosos con estratificación entrecruzada junto a algunas camadas conglomerádicas (Amos y López Gamundí, 1981). Las diamictitas presentan clastos angulosos hasta subredondeados, composicionalmente dominan los de granitoides, rocas filonianas, esquistos y cuarzo lechoso (Riggi, 1935; Andreis, 1965). La existencia de clastos facetados y estriados, aunque citada recurrentemente en la literatura, no es frecuente.

Las pelitas son cuantitativamente de menor importancia, suelen mostrar laminación bien desarrollada (en ocasiones rítmica) y abundantes cadilitos (Massabie y Rossello, 1986). Existe un pasaje transicional, marcado por el aumento en la relación clastos/matriz, entre los niveles de pelitas con cadilitos descriptos y las diamictitas matriz soportadas que integran la mayor parte de la secuencia. Estudios sedimentológicos han llevado a interpretar a la mayor parte de las diamictitas de la Formación Sauce Grande como depósitos glacimarinos, probablemente *rain-out tills*, con variable participación de flujos sedimentarios gravitatorios (Coates, 1969; Harrington, 1980; Andreis, 1984). Datos de paleocorrientes han arrojado resultados controvertidos. Por un lado la dirección de inclinación de las capas frontales de estratos entrecruzados es errática, las óndulas tienen direcciones de crestas que promedian ENE-OSO y ESE-ONO (Coates, 1969) y lecturas obtenidas sobre paleocanales labrados en las diamictitas muestran orientación E-O.

El contenido paleontológico de la Formación Sauce Grande es escaso y se limita en afloramientos a restos de bivalvos mal conservados (*Astartella? pusilla*) Harrington (1947, 1972). Sin embargo han sido encontradas esporas en la sección diamictítica del Pozo Puelche que sugieren una edad carbonífera tardía a pérmica temprana para esta formación (Archangelsky et al., 1987).

Apoyada en contacto concordante transicional sobre Sauce Grande se encuentra la ***Formación Piedra Azul***. Esta unidad alcanza un espesor de 300 m (Harrington, 1947; Japas, 1986), está mayormente integrada por pelitas (tanto macizas como laminadas), facies heterolíticas y escasas areniscas finas con diferentes tipos de estratificación entrecruzada. De acuerdo con sus características litológicas Piedra Azul puede ser dividida en dos secciones (Harrington, 1947; Andreis y Japas, 1991). La inferior es predominantemente pelítica, aunque suele incluir algunos niveles de areniscas finas y muy finas con laminación ondulítica y ondulitas en el techo de los bancos; este intervalo ha proporcionado algunos restos de gasterópodos en deficiente estado de preservación correspondientes al género *Murchisonia* sp. (Harrington, 1947). A las litologías descriptas deben agregárseles algunos niveles diamictíticos, principalmente matriz-soportados, conteniendo clastos de hasta 30 cm de diámetro máximo dispersos en una matriz pelítica o wáckica (Andreis y Japas, 1991). La sección superior de la Formación Piedra Azul se caracteriza por un incremento en la proporción de areniscas, lo que le confiere cierto carácter granocreciente a la secuencia.

La Formación Piedra Azul se depositó en ambiente marino una vez finalizadas las condiciones glaciarias. La sedimentación habría tenido lugar dentro de un contexto transgresivo, resultado del ajuste isostático postglacial que favoreció la acumulación de sedimentos finos (López Gamundí, 1989; Andreis y Japas, 1991).

La ***Formación Bonete*** se asienta en concordancia sobre Piedra Azul (Harrington, 1947); compuesta por areniscas y pelitas en proporciones aproximadamente equivalentes, alcanza un espesor de 400 m en su perfil tipo (cerro Bonete, Harrington, 1980). Las areniscas son petrográficamente arenitas cuarzosas, arenitas arcósicas y subarcosas, de color gris verdoso, a menudo con motas blanquecinas. Texturalmente resultan areniscas finas y muy finas, generalmente laminadas, muestran con alguna frecuencia distintos tipos de ondulitas en el techo de los bancos. Estas rocas han proporcionado abundantes restos de invertebrados marinos referidos a la Fauna de *Eurydesma* (Harrington, 1955; Rocha Campos y De Carvalho, 1975; Amos, 1980). En lo que respecta a las pelitas, son de color gris obscuro, conforman bancos de geometría fuertemente tabular, tanto de carácter internamente macizo como laminados. Con alguna frecuencia han sido reportados restos vegetales en estos niveles (Harrington, 1947; Menéndez, 1966; Archangelsky y Cúneo, 1984). El desarrollo de facies deltaicas, especialmente hacia la parte superior de la unidad, ha sido señalado por Andreis et al. (1989) y Andreis y Japas (1991).

La edad de la Formación Bonete puede ser establecida por su contenido paleontológico; por un lado la existencia de elementos correspondientes a la Fauna de *Eurydesma* (de amplia distribución en el Gondwana) indicaría una edad pérmica temprana (sakmariana) para la formación (González, 1981; Archangelsky et al., 1991 b). Paralelamente los restos vegetales encontrados en las capas pelíticas han sido ubicados en la Zona *Glossopteris* (Archangelsky y Cúneo, 1984) y referidos al Pérmico inferior (Sakmariano-Artinskiano).

Estudios composicionales de las areniscas de las Formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete han sido efectuados por Andreis (1965), Andreis et al. (1979) y Andreis y Cladera (1992). Estos estudios llevan a describir a las areniscas como arcosas y subarcosas; en el caso particular de las diamictitas de Sauce Grande, Andreis y Cladera (1992) han señalado modas detríticas Q=69: F=26: L=5. Estos valores son bastantes similares a los reportados por López Gamundí et al. (1994) en estudios llevados a cabo sobre las Formaciones Piedra Azul y Bonete, donde se obtuvieron modas del tipo Q=70: F=24: L=6.

La ***Formación Tunas*** aflora en la porción oriental de las Sierras Australes y en algunos asomos aislados de las planicies que se disponen hacia el oriente (alto González Chávez de la cuenca Claromecó). Debido a la falta de niveles guía y a su plegamiento, el espesor de esta unidad ha sido motivo de apreciaciones dispares; por un lado Suero (1957) lo estimó en 2400 m, mientras que Japas (1986) ha medido secciones del orden de 1000 metros. Consiste en areniscas con pelitas subordinadas y en mucha menor proporción chonitas y tobas.

Las areniscas son de colores claros, principalmente gris castaño hasta rojizo y ocasionalmente amarillo; se trata principalmente de areniscas finas y medianas, las que se presentan tanto en bancos macizos como con laminación horizontal, ondulítica o sets entrecruzados. Por su parte, las pelitas conforman estratos delgados y muy delgados, marcadamente

tabulares, tanto macizos como laminados. Estas rocas han proporcionado restos vegetales compuestos principalmente por glossopteridales, articuladas y algunas licópsidas, junto a escasos restos de invertebrados marinos (principalmente bivalvos) en deficiente estado de preservación (Harrington, 1947; Furque, 1973; Ruiz y Blanco, 1985). Finalmente, existen algunas intercalaciones muy delgadas de piroclastitas, tobas y chonitas principalmente vítreas, las que afloran en la mitad superior de la Formación Tunas en la localidad de Abra del Despeñadero (Iñiguez et al. , 1988). En estos niveles se ha destacado la formación de beidellita y vermiculita a expensas de la transformación diagenética de las piroclastitas (Iñiguez et al., 1988).

La Formación Tunas puede ser fácilmente segregada de la sucesión Sauce Grande-Piedra Azul- Bonete sobre la base de diferencias composicionales, un mejor definido patrón de paleocorrientes (desde SO a NE) y en menor medida por diferencias en los paleoambientes sedimentarios (Harrington, 1980; Andreis et al., 1989; Andreis y Japas, 1991; López Gamundí et al., 1995). Composicionalmente, la Formación Tunas muestra modas detríticas con un sensible incremento en los líticos en detrimento del contenido de cuarzo. Así las

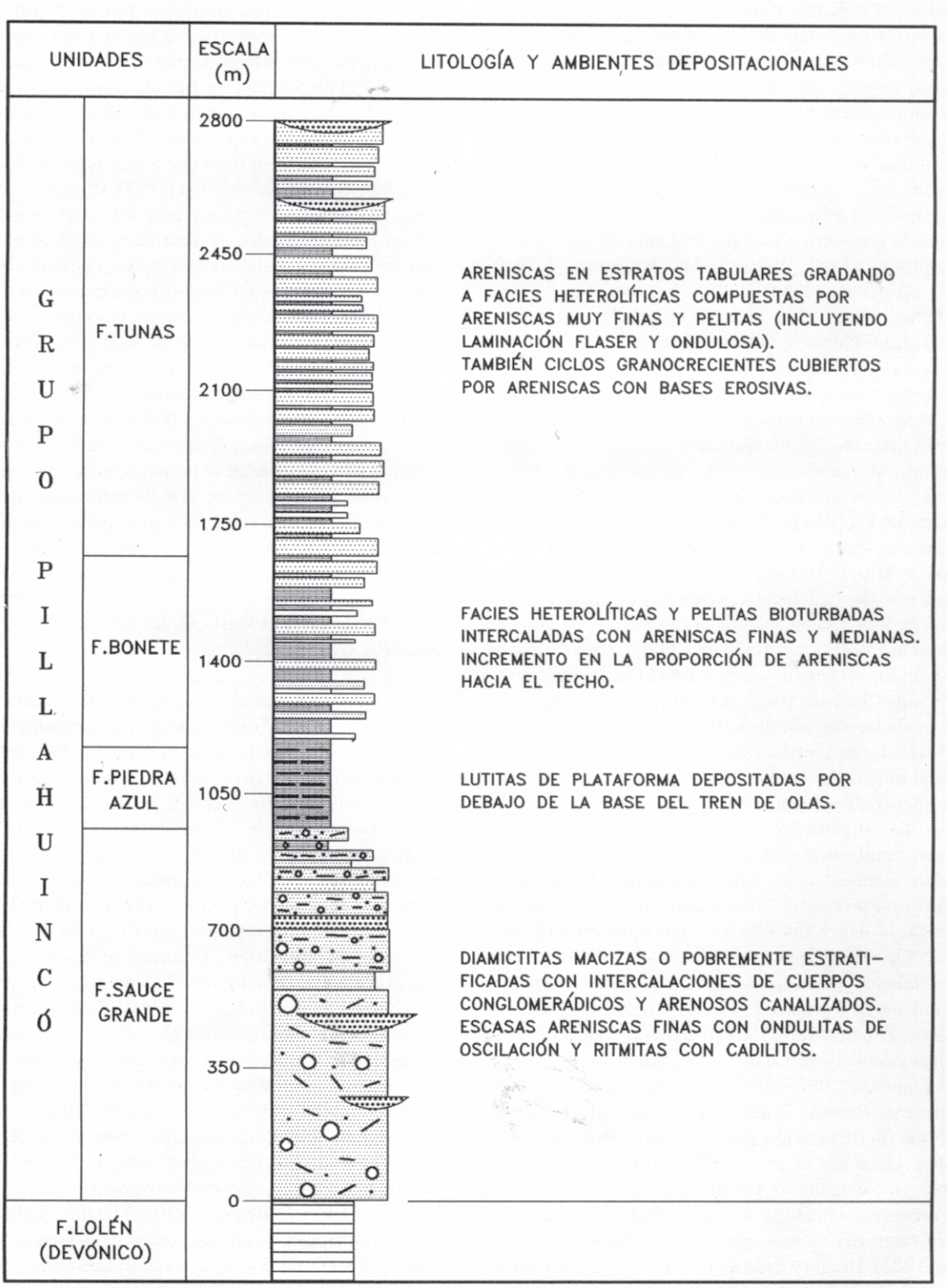


Figura 4. Columna estratigráfica esquemática del Grupo Pillahuincó.

modas detríticas para esta Formación muestran composición media Q=46: F=31: L=22 (López Gamundí et al, 1995), donde los líticos son principalmente metamórficos (pizarras y esquistos de bajo grado) y de vulcanitas (riolitas, riodacitas, andesitas y algunas tobas). En lo que respecta a sus paleoambientes sedimentarios, la parte basal de esta unidad ha sido considerada como la culminación de un ciclo regresivo caracterizado por la formación de depósitos de islas barreras, seguido hacia la parte media y superior por condiciones de inundación marina, tal cual lo señala la mayor proporción de pelitas (Andreis et al., 1989). Recientemente, Zavala et al. (1993) reportaron la existencia de depósitos fluviales en la localidad de Las Mostazas, reconociendo ocho facies sedimentarias y varios elementos arquitecturales. Los citados autores interpretaron al sistema fluvial como meandroso, de carga mixta, identificando depósitos de canal, caracterizados por eventos de acreción lateral, migración de formas del lecho arenosas y facies de planicie de inundación.

Estudios estructurales de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes han sido llevados a cabo por Harrington (1947, 1970, 1972), Kilmurray (1969), Massabie y Rossello (1984, 1990), Massabie et al. (1986), Cobbold et al. (1986; 1991), Varela et al. (1987), Japas (1986, 1988, 1995), Di Nardo y Dimieri (1988), Sellés Martínez (1989), Rossello y Massabie (1981), Rossello et al. (1993). De acuerdo con lo señalado por algunos de estos estudios, esta región y sus alrededores sufrieron movimientos transpresivos dextrales durante la orogenia Hercínica (Cobbold et al., 1986; 1991). Esta deformación es evidente en las Sierras Australes, donde sus efectos se encuentran bien expuestos en varias localidades, incluyendo pliegues con clivaje de plano axial, estructuras s/c, lineaciones de estiramiento (Cobbold et al, 1986), desarrollo de metamorfismo en facies de esquistos verdes, pliegues de crecimiento caracterizados por depocentros en los sinclinales y secuencias condensadas en los anticlinales (Cobbold et al., 1991; Rossello et al., 1993). La fase de mayor deformación en esta región habría tenido lugar durante el Pérmico tardío- Triásico temprano y fue parcialmente coetánea con la sedimentación de la Formación Tunas. En este sentido los horizontes tobáceos de dicha formación, interpretados como lluvias de cenizas (Iñiguez et al., 1988), proporcionan evidencias de volcanismo contemporáneo con la sedimentación. La estrecha relación entre volcanismo a lo largo del margen continental, deformación en la faja orogénica adyacente y sedimentación en las cuencas de antepaís contiguas, constituye un rasgo común documentado en las Sierras Australes de la Argentina y la zona del Cabo en Sudáfrica (Visser, 1987, 1993 y López Gamundí et al., 1995). Por otro lado, las edades y composiciones semejantes entre el volcanismo de la Formación Choiyoi y sus equivalentes patagónicos (Rapela y Kay, 1988; Pankhurst et al., 1992), las ignimbritas riolíticas de Lihué Calel (Linares et al., 1980; Sruoga y Llambías, 1992) y los horizontes tufáceos presentes en las cuencas Paraná, Sauce Grande-Colorado y Karroo sugieren una fuerte relación genética entre estos episodios. Así, López Gamundí et al. (1994), consideraron que los horizontes volcanogénicos presentes en las mencionadas cuencas están relacionados con la actividad volcánica registrada a lo largo del margen gondwánico. De esta manera, Forsythe (1982), Uliana y Biddle (1987) y López Gamundí et al. (1994) relacionaron la actividad magmática y la deformación de las Sierras Australes con la presencia de un margen de tipo andino, con un extenso arco magmático y cuenca de retroarco. Por su parte, Ramos (1984) y Ramos et al. (1986), consideraron que estos procesos podrían haber correspondidos a una colisión continente-continente debida a una superficie de subducción inclinando al SO por debajo de una placa patagónica.

MACIZO NORDPATAGÓNICO

Reducidos afloramientos de unidades paleozoicas se encuentran esparcidos a lo largo del Macizo Nordpatagónico. Estas rocas, inicialmente reconocidas por Wichmann (1926), se extienden como afloramientos aislados y desconexos desde la latitud de Nahuel Niyeu hacia el este, hasta alcanzar el litoral atlántico en proximidades de Punta Sierra. Entre los trabajos de síntesis regional sobre el Paleozoico sedimentario de esta área señalaremos los de Feruglio (1949), Stipanicic et al. (1968), Stipanicic y Methol (1972), Cortés (1981), Cortés et al. (1984) y Caminos y Llambías (1984). De la información presentada por lo autores señalados se desprende que el registro Paleozoico del área puede ser dividido al menos en dos ciclos: 1) El más antiguo, de posible edad proterozoica a eopaleozoica, se encuentra representado por rocas clásticas que han sufrido metamorfismo de bajo grado (Formaciones El Jagüelito, Nahuel Niyeu, y sus equivalentes). No se harán aquí más referencias sobre estas rocas, que son tratadas en el capítulo 5 de este volumen. 2) El segundo ciclo, de edad silúrica tardía a devónica temprana, corresponde a las sedimentitas siliciclásticas de la Formación Sierra Grande, la que se dispone en relación de discordancia angular sobre las unidades del primer ciclo. Los principales rasgos de estos depósitos serán descriptos a continuación.

SILÚRICO-DEVÓNICO TEMPRANO: FORMACIÓN SIERRA GRANDE

Los primeros estudios específicos publicados sobre la estratigrafía de la ***Formación Sierra Grande*** se deben a Valvano (1954), quien además efectuó algunas consideraciones acerca del origen del mineral de hierro. Más tarde de Alba (1960, 1964), Navarro (1960) y Müller (1965) dieron precisiones acerca de la distribución, estructura y edad de estas rocas. En particular Müller (1965) utilizó la denominación de Formación Sierra Grande (posteriormente empleada por Stipanicic et al., 1968 y Amos, 1971) en reemplazo de los nombres de Formación Ferrífera (de Alba, 1960) y Serie Ferrífera (Navarro, 1960). Con posterioridad los trabajos de Nuñez et al. (1975); Gelos (1977); Cortés (1979, 1981); Ávila (1980; 1982), Zanettini (1981, 1993) y Cortés et al. (1984) acrecentaron el conocimiento geológico de estas rocas. A los trabajos citados pueden agregarse un gran número de informes inéditos, generalmente orientados a evaluar las características y factibilidad económica del yacimiento; sería extenso referirnos a ellos en particular, por lo que remitimos a lector interesado al trabajo de Cortés et al. (1984) donde se efectúa una enumeración de los mismos.

Siguiendo a Cortés et al. (1984) hemos distinguido tres grupos principales de afloramientos: 1) Aquellos correspondientes al sector de Sierra Grande, 2) Los que se encuentran en el área de Valcheta y 3) Los afloramientos de los alrededores de Gastre (nordeste de Chubut).

De todos ellos, son sin dudas los adyacentes a la localidad de Sierra Grande los mejor conocidos debido a la presencia de mantos ferríferos explotados intensamente hasta principios de la década del noventa. En esta área las exposiciones se extienden desde Laguna Blanca por el sur hasta el arroyo Salado por el norte (de Alba, 1964; Zanettini, 1981), conformando dos grupos desconexos de afloramientos. Los más septentrionales (Figura 5) se encuentran a unos 6 km al NNE de Sierra Grande, en forma de suaves lomadas conocidas como lomas de Alfaro, Herrada y Rosales (Zanettini, 1981; Cortés et al., 1984); en este sector se encuentra el Yacimiento Norte de Sierra Grande. Hacia el sur, entre lomas del Rodeo y Laguna Blanca, se distribuye un segundo grupo de afloramientos, de extensión algo más reducida, en los que se encuentran los yacimientos sur y este.

De acuerdo con las características litológicas Zanettini (1981) dividió a la formación en dos Miembros llamados San Carlos (inferior) y Herrada (superior). Esta distinción ha sido efectuada fundamentalmente sobre la base de diferencias petrográficas y paleontológicas observadas en los afloramientos próximos a la localidad de Sierra Grande.

En su conjunto la formación está compuesta por areniscas, con proporciones subordinadas de pelitas, escasos conglomerados y areniscas guijarrosas junto a dos horizontes ferríferos. Localmente se intercalan en la secuencia mantos de diabasa, que algunos autores han incluido en la unidad (c.f. Cortés et al., 1984).

Las areniscas resultan las más abundantes, se estratifican en bancos tabulares, frecuentemente laminados y en ocasiones con estratificación entrecruzada y ondulitas. Son de color gris claro a verdoso y en ciertos casos blanco grisáceo (principalmente en algunas cuarcitas); sin embargo, por oxidación pueden adquirir tonalidades pardas y rojizas, frecuentes en el caso de algunas areniscas ferruginosas. De acuerdo a las descripciones brindadas por Zanettini (1981) entre las areniscas han sido reconocidas los siguientes tipos petrográficos: arenitas cuarzosas (principalmente finas y medianas), arenitas micáceas, ferruginosas, wackes y ortocuarcitas. Entre los minerales que conforman la fracción clástica de las pisamitas es dominante el cuarzo, encontrándose el feldespato en proporción subordinada, localmente pueden ser significativas la proporción de fragmentos líticos especialmente de filitas y ftanitas. La matriz es arcillosa (a menudo clorítica), con importante participación de hierro (parches de hematita), siendo el cemento silíceo o hematítico.

Las pelitas, se intercalan en forma de bancos delgados entre las areniscas a las cuales con frecuencia gradan en forma de limolitas arenosas. Si bien pueden presentar color gris verdoso, son también comunes las arcilitas y lutitas pardo rojizas, generalmente estratificadas en bancos laminados o macizos.

Los conglomerados y areniscas guijarrosas son escasos, generalmente resultan ortoconglomerados polimícticos finos y medianos, mostrando fragmentos desde angulosos a redondeados de hasta 20 cm de diámetro máximo. Los clastos son principalmente de ortocuarcitas, metacuarcitas, esquistos y filitas; la matriz es arenosa fina y el cemento silíceo. Spalletti (1993) ha reconocido dos tipos principales de conglomerados: macizos y laminares. Los primeros, del tipo clasto-soportado, conforman bancos de entre 0, 1 y 0, 4 m de espesor (sólo excepcionalmente pueden alcanzar hasta 2 m), caracterizándose por la falta de estructuras sedimentarias, con la única excepción de la existencia de gradación inversa desarrollada próxima a la base de unos pocos bancos. Los laminares, conforman muy delgados horizontes (entre 0, 03-0, 1 m) de conglomerados finos (hasta medianos) dispuestos directamente sobre estratos arenosos.

Como se ha dicho, dos horizontes ferríferos han sido reconocidos en esta formación, el inferior (horizonte I) se ubica en el Miembro San Carlos y el superior (horizonte II) en el Miembro Herrada. El horizonte I ha sido tradicionalmente denominado Horizonte Rosales; que fue explotado en el Yacimiento Sur y alcanza un espesor de 37 metros. Este horizonte está compuesto por varios niveles ferríferos de grano fino, de color gris obscuro a pardo rojizo y estructura oolítica, separados por capas estériles de areniscas y pelitas. Las oolitas, de formas esféricas y subesféricas, pueden alcanzar hasta 0, 9 mm de diámetro, presentan un núcleo de clorita ferrífera (chamosita) o cuarzo, rodeado por capas concéntricas de silicatos de hierro, hematita o con menor frecuencia magnetita (Zanettini, 1981). La matriz está compuesta por clorita ferrífera, cuarzo y hematita.

En lo que respecta al horizonte II, denominado Horizonte Alfaro, presenta espesores máximos que varían entre 24 y 42 m según la localidad. Según Zanettini (1981, 1993) y Cortés et al. (1984) está compuesto por una serie de estratos ferríferos de geometría lenticular, con estructura oolítica en parte reemplazada, que localmente contienen pequeñas concreciones calcáreas y nódulos fosfáticos.

La existencia de lantánidos y otros oligoelementos en los mantos ferríferos de la Formación Sierra Grande ha sido considerada por Zanettini (1993), quien concluyó que estos niveles se encuentran enriquecidos en tierras raras e Y, siendo el contenido de lantánidos livianos superior al de pesados. De acuerdo con datos geoquímicos, las tierras raras están mayormente concentradas en la apatita y otros fosfatos.

Aspectos parciales sobre las condiciones depositacionales de la formación (principalmente relativos a la génesis del hierro) han sido discutidos por Navarro (1960), Zanettini (1981, 1993), Cortés et al. (1984) y Spalletti et al. (1991). Recientemente Spalletti (1993) dividió a esta unidad en ocho facies sedimentarias a las que interpretó como depositadas en ambiente marino somero, desde *foreshore* hasta plataforma interna, dominado por acción de oleaje (tanto de buen tiempo como de tormentas).

La edad de la Formación Sierra Grande ha sido establecida principalmente en función de restos de invertebrados marinos, provenientes en su mayoría de la loma de los Fósiles y el Yacimiento Este. En la primera de las localidades Valvano (1949) y Müller (1965) citaron restos de *Chonetes* sp., *Homalonotus* sp., *Clarkeia antisiensis, Australostrophia* sp. y *Parmorthis* sp. entre otros. Por su parte en el Yacimiento Este se encontraron restos de *Conularia* cf *C. quichua, Bainella?* sp. y restos de trilobites, pelecípodos y gastrópodos (Müller, 1965). Una revisión de la fauna marina de la formación ha sido efectuada por Manceñido y Damborenea (1984), quienes sobre la base del estudio de material proveniente principalmente del Yacimiento Sur de Sierra Grande, refirieron los niveles portadores al Silúrico (Wenlockiano), registrando además la existencia de elementos endémicos correspondientes a la provincia malvinocáfrica. Por otro lado las informaciones de campo son consistentes con los datos paleontológicos. Lo dicho se basa en que la unidad cubre al granito de isla de Los Pájaros, datado en 450 ± 20 Ma y ha sido intruida por el granito de la Sierra Grande de edad pérmica inferior.

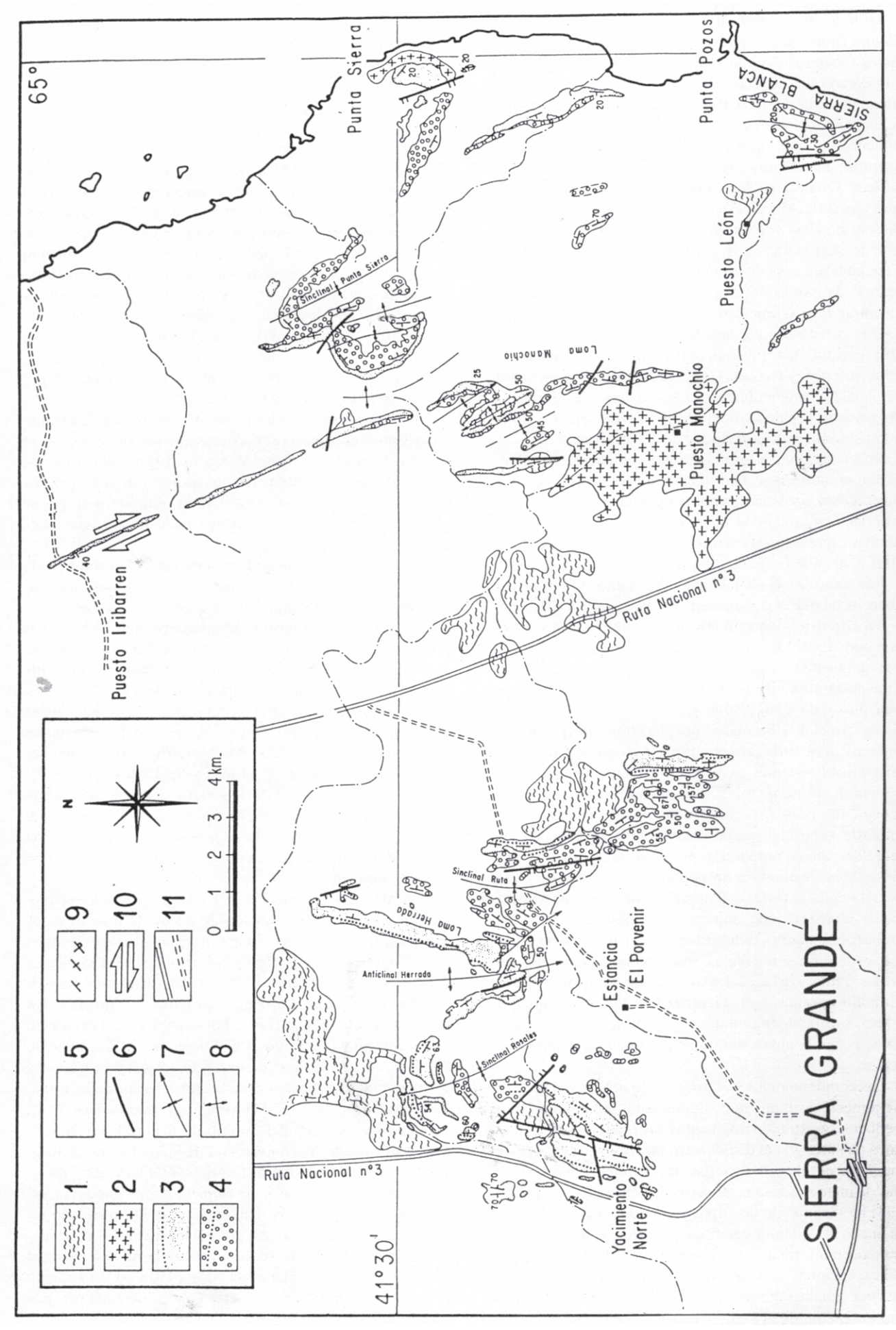


Figura 5. Mapa geológico de los alrededores de Sierra Grande (modificado de Zanettini, 1981 y Rosello et al., 1997). Referencias: 1. Basamento ectinítico, 2. Granodiorita Punta Sierra, 3. F. Sierra Grande (Mb. San Carlos con el horizonte ferrífero Rosales indicado con línea de puntos, 4. F. Sierra Grande (Mb. Herrada con el horizonte Alfaro en línea de puntos), 5. cubierta sedimentaria mesozoica y cenozoica, 6. principales fallas, 7. ejes sinclinales buzantes, 8. ejes anticlinales, 9. disposición de la estratificación, 10. evidencias de cinemática transcurrente dextral y 11. rutas principales y locales.

Sobre la base de estos elementos de juicio en la actualidad la Formación Sierra Grande es considerada de edad silúrica tardía-devónica inferior.

Dentro del Paleozoico con reservas, Cortés (1981) ha incluido a la ***Formación Brecha Salina Chica***. Esta unidad limitada en su extensión regional a la salina homónima, se trata de brechas de probable origen piroclástico, muy alteradas y fracturadas (Cortés, 1981). La falta de restos fósiles y de relaciones estratigráficas claras impide brindar mayor precisión sobre la antigüedad de estas rocas, pudiéndose sólo asegurar su edad pretriásica superior.

En el área de Valcheta las rocas incluidas en la Formación Sierra Grande se encuentran sumamente cubiertas por sedimentos cuaternarios, extendiéndose entre las localidades de Valcheta y Nahuel Niyeu (Methol y Sesana, 1972; Nuñez et al., 1975; Cortés et al., 1984; Caminos, 1996). A estos afloramientos podrían agregarse las reducidas exposiciones descriptas por Sepúlveda (1983) en el área del Gran Bajo del Gualicho. Finalmente los afloramientos del área de Gastre en el sector noroccidental del Macizo reconocidos por Proserpio (1978) como ***Formación Gudiño***, han sido correlacionados con la Formación Sierra Grande (Cortés et al., 1984).

También en el sector occidental Llambías y Rapela (1984) definieron a la ***Formación Llanquil***, incluyendo en esta unidad a muy reducidos afloramientos de wackes y limolitas de color gris, los que alcanzan unos 300 m de espesor, sin ser visibles su base ni techo. Estas rocas no muestran efectos de metamorfismo, lo que ha llevado a los autores considerados a correlacionar temporalmente a la Formación Llanquil con la sección arenosa de la Formación Sierra Grande.

COMARCA NEUQUINA

Rocas atribuidas al Paleozoico se encuentran dispersas en diferentes localidades de la Comarca Neuquina. Las más antigüas, corresponden a metamorfitas de bajo y mediano grado aflorantes en el área de Aluminé, en las proximidades de Piedra del Águila y en el cerro Chachil, las que han sido consideradas por algunos autores como precámbricas y por otros como correspondientes al Paleozoico inferior o medio. Estas rocas son tratadas en el capítulo 5 de este volumen. Un segundo conjunto, como veremos de características litológicas bien distintas, que serán tratadas a continuación, corresponde a las sedimentitas neopaleozoicas expuestas en la Cordillera del Viento, cuya existencia es conocida desde los trabajos de Stoll (1950) y Zöllner y Amos (1973).

PALEOZOICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA DEL VIENTO

La Cordillera del Viento se localiza en la porción noroeste de la provincia del Neuquén y constituye un bloque tectónicamente elevado que expone los afloramientos neopaleozoicos más septentrionales del área patagónica. Estas rocas pueden vincularse con los afloramientos del Paleozoico superior mencionados por Aparicio (1950), ubicados en el sector de las cabeceras del río Salado, en la zona de Malargüe, sur de Mendoza. El conocimiento geológico de la región se debe a Zöllner (1949), Zöllner y Amos (1973) y Stoll (1950, 1957). Posteriormente Llambías (1986) realizó un estudio petrológico de los intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento en los alrededores de Huingancó. También se han realizado trabajos específicos en relación con la estratigrafía y tectónica del sur de la Cordillera del Viento, y su relación con las secuencias neopaleozoicas (Re Kühl, 1981; Massabie, 1993).

El conjunto de unidades sedimentarias, efusivas y eruptivas de edad neopaleozoica constituye el núcleo de una amplia estructura braquianticlinal desarrollada sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento (Figura 7). Las distintas formaciones se hallan afectadas por fracturación de variable escala, las que se han manifestado en corrimientos de vergencia oriental, occidental y fallas verticales como las observadas por diferentes autores (Stoll, 1957; Zöllner y Amos, 1973; Massabie, 1993). La mayor parte de esta estructuración ha sido atribuida al Neopaleozoico.

La columna estratigráfica del Paleozoico superior en el área se inicia con los afloramientos de la «Serie Andacollo» (Zöllner y Amos, 1973), los cuales se desarrollan en el flanco occidental escarpado de la Cordillera del Viento y han sido atribuidos de un modo amplio al Carbonífero. La denominación originalmente empleada fue modificada por la de ***Grupo Andacollo*** por Digregorio (1972), quien adoptó el nombre empleado por Freytes (1969). Posteriormente Turner y Cazau (1978, en Re Kühl, 1981) propusieron la denominación de «Entidad Andacollo», ya que las formaciones se encuentran separadas por discordancias. Sin embargo, años más tarde Digregorio y Uliana (1980) volvieron a emplear la denominación de Grupo Andacollo para referirse al «conjunto sedimentario-piroclástico que constituye el substrato de la sección aflorante en la Cordillera del Viento». En esta obra se prefiere utilizar la denominación de ***Complejo Andacollo***, de acuerdo con la jerarquía establecida para el término por el Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, basado en la inclusión de unidades de menor rango de origen sedimentario, ígneo o mixto, cuyas relaciones de campo son en general poco claras en el estado del conocimiento actual y los contactos entre ellas se presentan a su vez modificados por tectonismo. Dentro de esta unidad se efectuaron subdivisiones, reconociendo en la columna tres entidades que de acuerdo con los autores precitados son, de base a techo, «Tobas inferiores» (o «basamento Carbónico»), Formación Huaracó y «Tobas superiores».

La unidad basal (***«Tobas inferiores»***) se destaca principalmente por la presencia de tobas riolíticas blanquecinas con pobre o nula estratificación. Junto a estas rocas aparecen esporádicamente intercalaciones de coladas riolíticas y areniscas silicificadas de color gris blanquecino. Hacia la parte superior aparecen niveles de sedimentitas marinas, principalmente pelitas (limolitas), bien estratificadas en bancos tabulares de carácter tanto macizo como laminado. Estas rocas conforman un nivel guía que señala la transición con las sedimentitas suprayacentes (Formación Huaracó). Entre las localidades de Andacollo y Huingancó, sobre la margen izquierda del río Neuquén, se intercala, en la parte superior de la unidad descripta, un complejo de tobas conglomerádicas redepositadas de color gris verdoso con bloques intraformacionales de pelitas y areniscas muy finas. El espesor total de las «Tobas inferiores» ha sido estimado entre 1500 y 1800 metros.

La unidad intermedia, ***Formación Huaracó***, se apoya en discordancia sobre la anterior y se encuentra compuesta por lutitas y limolitas macizas, de color verde obscuro hasta negras, en cuya parte inferior se intercalan areniscas cuarcí-

ticas en bancos gruesos de colores claros y alteración amarillenta. Es destacable que hacia la parte superior se nota un claro aumento en la participación de areniscas obscuras bituminosas. En determinadas localidades aparecen además bancos conglomerádicos gruesos como los expuestos en el arroyo Chenque Malal (Zöllner y Amos, 1973). Otra característica de Huaracó, es la existencia de areniscas limolíticas desarrollando un característico bandeamiento resultante de la alternancia de láminas milimétricas de limo y arena fina. Estas areniscas conforman niveles guías de importancia local para la reconstrucción de las unidades fuertemente tectonizadas. El espesor estimado para la Formación Huaracó es de 700 metros.

El Complejo Andacollo culmina con las ***«Tobas superiores»***, que se sobreponen a las anteriores en «discordancia poco visible» (Zöllner y Amos, 1973). Se trata de un conjunto de tobas porfíricas, de color gris verdoso a negro y composición andesítica, que forman cuerpos tabulares. Constituyen un conjunto de rocas macizas, entre las que sólo ocasionalmente se intercalan bancos de sedimentitas epiclásticas que permiten apreciar la disposición estructural del conjunto. Es común que pequeños cuerpos intrusivos se encuentren en contacto con la Formación Huaracó, siendo estos contactos luego activados por deformación tectónica (Massabie, 1993). Sus relaciones de contacto en el límite superior son complejas, ya que se hallaría truncada por las intrusiones graníticas neopaleozoicas y por el sobrecorrimiento del cerro La Premia. El espesor estimado de las «Tobas superiores» es de 500 m, el que sin duda podría a su vez hallarse reducido por erosión posterior vinculada con la eruptividad correspondiente a la Formación Choiyoi.

El hasta aquí descripto Complejo Andacollo, en el que se han incluido unidades ígneas, subvolcánicas-piroclásticas y paquetes de sedimentitas epiclásticas, se halla a su vez intruido en la región por plutones de composición granítica y granodiorítica. Esta relación puede ser bien observada al este y nordeste de la localidad de Andacollo, entre el curso del río Neuquén y los afloramientos cuspidales de la Formación Choiyoi en la Cordillera del Viento, que los cubre hacia el sur, junto con depósitos modernos, en discordancia. Estos cuerpos, inicialmente considerados como parte de un plutón mayor (Zöllner y Amos, 1973), afloran desde las cercanías de La Premia hasta el arroyo Los Manzanos (Figura 6) pasando en dirección sur-norte de granodioritas a leucogranito. Investigaciones posteriores (Llambías, 1986) reconocieron dos unidades, por un lado un stock granodiorítico localizado sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento (entre los arroyos Rahue Co y Huaracó), con una superficie aproximada de 24 km^2, y por el otro un plutón menor de granito, ubicado al nordeste del anterior, con una superficie aflorante de sólo 1, 5 kilómetros cuadrados. No se han hallado relaciones de contacto entre ambos cuerpos, los que a su vez tienen contactos netos con las unidades del Complejo Andacollo, incorporando localmente colgajos y desarrollando una extensa faja de metamorfismo de contacto y emisión de apófisis sobre las unidades sedimentarias encajantes.

En el campo, la granodiorita tiene una textura homogénea, equigranular, de tonalidades grisáceas levemente alterada. Localmente estas rocas tienen zonas de alteración hidrotermal debido al emplazamiento de vetas auríferas (Stoll, 1957). En lo que respecta al granito, es un leucogranito moscovítico, atravesado por venillas de espesor centimétrico constituidas por cuarzo con textura drusoide.

Dentro de la misma asociación magmática aquí descripta se incluyen varios cuerpos intrusivos subvolcánicos, principalmente riolíticos, que afloran en la Loma del Fenómeno (Llambías, 1986). Estas rocas conforman cuerpos de dimensiones menores, a menudo en contacto con la Formación Huaracó y con las «Tobas inferiores».

Sobre la base de las afinidades petrológicas (véase Llambías, 1986) se considera que las rocas intrusivas del flanco occidental de la Cordillera del Viento constituyen una asociación volcánica alcalina típica comparable con otros complejos intrusivos del neopaleozoico (Rapela y Llambías, 1984). El nivel de intrusión de estos granitoides corresponde a cuerpos epizonales, de los que se hallaría expuesta la cúpula de la cámara magmática.

La antigüedad de la asociación se ha establecido sobre la base de sus relaciones estratigráficas y algunas dataciones radimétricas. Las relaciones estratigráficas muestran a las rocas eruptivas intruyendo al Complejo Andacollo (Carbonífero tardío) y cubiertas por la Formación Choiyoi (permotriásica). Por otro lado se ha obtenido una edad K-Ar de 260 ± 10 Ma para la riolita, 177 ± 10 Ma y 115 ± 10 Ma para la granodiorita y 160 ± 10 Ma para el granito. Los valores obtenidos llevan a interpretar que sólo la riolita brinda un valor coherente con las relaciones de campo, resultando su edad pérmica temprana a media; en cuanto a los valores obtenidos para los plutones se los considera modificados por rejuvenecimiento tectónico, (véase además el capítulo 14, cuadro 2, en este volumen).

La edad de las sedimentitas aflorantes en la Cordillera del Viento puede ser también estimada a partir de escasos restos de invertebrados marinos y algunas improntas vegetales. En este sentido Zöllner y Amos (1955) han citado la presencia de *Spirifer*, *Carbonicola* y *Chonetes* entre otros invertebrados, acompañados por ejemplares de *«Lepidodendron»* y *Rhacopteris.* La flora citada ha sido revisada por Archangelsky y Arrondo (1966) quienes efectuaron consideraciones acerca de la edad y ubicación taxonómica de algunos ejemplares. La información paleontológica sugiere una edad carbonífera para las rocas portadoras (Formación Huaracó), siendo imposible al presente alcanzar mayor exactitud sobre la antigüedad de la unidad (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Archangelsky y Arrondo, 1966; Azcuy et al., 1987).

CUENCA CENTRAL PATAGÓNICA

Las sedimentitas correspondientes al Paleozoico superior de la cuenca Central Patagónica han sido tradicionalmente agrupadas en dos unidades mayores, denominadas ***Grupo Tepuel*** y ***Grupo Río Genoa*** (Lesta y Ferello, 1972). Los afloramientos conocidos se extienden desde la localidad de Nueva Lubecka por el sur hasta el paraje de Arroyo Pescado por el norte. En sentido este-oeste la cuenca se prolonga desde la localidad de Esquel (al poniente) hasta las estribaciones occidentales de la sierra de Agnia (Figura 7).

Estos depósitos fueron originalmente descriptos por Keidel (1922), Piátnitzky (1933, 1936) y Suero (1946, 1947). Sin embargo, correspondió al último de estos autores (Suero, 1948) el ordenamiento estratigráfico y la ubicación en el Neopaleozoico de las rocas aquí estudiadas. Suero (1948, 1953) continuó realizando importantes investigaciones, especialmente en el área de la sierra de Tepuel, donde propuso

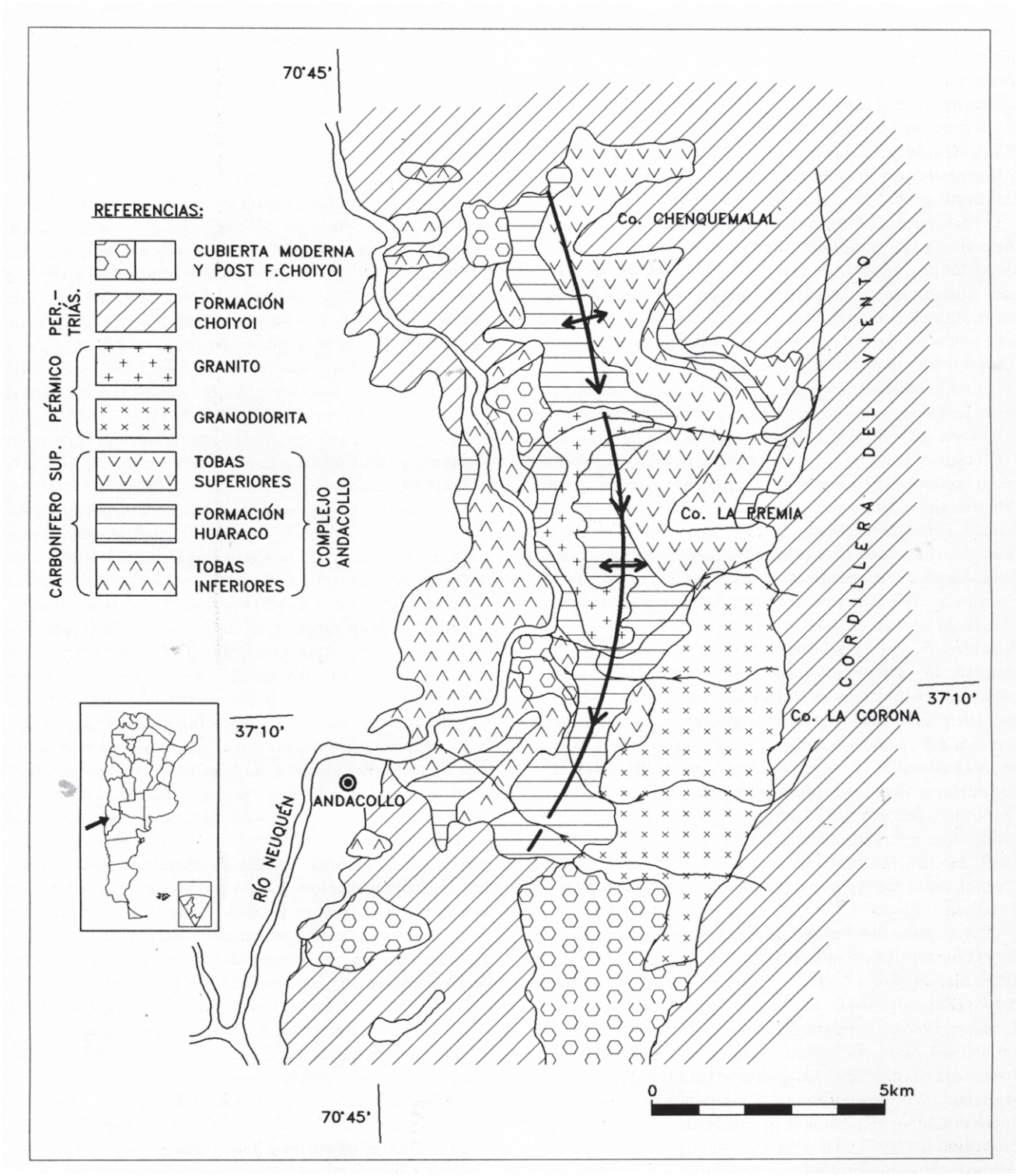


Figura 6. Mapa geológico del área de la Cordillera del Viento (modificado de Zöllner y Amos, 1973)

la denominación de «Sistema de Tepuel» para incluir a las secuencias carboníferas y pérmicas del área (Suero, 1948). En el mismo trabajo dividió al «sistema» en una «parte inferior» (incluyendo varios niveles «glacimarinos») y otra «superior», señalando además que la diferencia más importante entre ambos tramos es la ausencia de niveles glacimarinos y grauvacas en la parte superior.

Varios años más tarde, Freytes (1971) realizó un cuidadoso mapeo de los afloramientos de la sierra de Tepuel y regiones vecinas, dividiendo al Grupo Tepuel en dos Formaciones llamadas Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro. El criterio utilizado por Freytes para separar estas unidades fue similar al usado por Suero (1948, 1953) y se basó en el predominio de niveles paraconglomerádicos y areniscas wáckicas en Pampa de Tepuel. Lesta y Ferello (1972) adecuaron la división propuesta por Suero (1948, 1953) al Código de Nomenclatura Estratigráfica y formalizaron las denominaciones de Grupo Tepuel, y Formaciones Mojón de Hierro y Pampa de Tepuel, utilizando a los niveles tilloides como criterio de separación.

Consideraciones complementarias acerca de la estratigrafía del Paleozoico superior en el área estudiada fueron efectuadas por Chebli et al. (1979) y Franchi y Page (1980). Los primeros autores mencionados propusieron denominar

Formación Arroyo Garrido a la parte cuspidal de la secuencia neopaleozoica asignándole una edad pérmica. Por su parte Franchi y Page (1980) consideraron al Grupo Tepuel dividido en tres secciones, la basal equivalente a la Formación Pampa de Tepuel, la media al Miembro Cerro Montgomery de la Formación Mojón de Hierro (en el sentido de Freytes, 1971) y la superior correspondiente al resto de la Formación Mojón de Hierro y a la Formación Arroyo Garrido.

Page et al. (1984) revisaron la estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo (Figura 8) y en las vecinas comarcas de El Molle y Pocitos de Quichaura, proponiendo una división tripartita que es la más aceptada en la actualidad. Según estos autores el Grupo Tepuel se encuentra compuesto por tres unidades llamadas Formaciones Jaramillo, Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro.

La ***Formación Jaramillo*** (equivalente al complejo A del perfil levantado por Suero, 1948) conforma la parte basal del grupo, alcanzando una potencia mínima (base cubierta) de 1000 metros. Litológicamente se caracteriza por estar formada en más de un 80% por areniscas medianas a gruesas, muy tenaces, de composición wáckica y color gris verdoso a rosado. Estas areniscas se estratifican en bancos tabulares, macizos, con ocasionales amalgamaciones de estratos y esporádicas particiones pelíticas. Las pelitas son relativamente escasas, en el perfil tipo conforman aproximadamente un 15% de la unidad, presentando característico color gris verdoso obscuro y alto grado de silicificación. Finalmente el 5% restante de la Formación Jaramillo está compuesto por paraconglomerados finos (diamictitas) estratificados en estratos delgados y muy escasos ortoconglomerados polimícticos macizos. En cuanto a la antigüedad de esta unidad, la misma ha proporcionado en su perfil tipo (sierra de Tepuel) restos vegetales pertenecientes al género *Archaeosigillaria conferta* (Petriella y Arrondo, 1978). Esta licópsida sugiere una edad carbonífera temprana para la unidad (Archangelsky et al., 1987, 1991b). Por otro lado, Freytes (1971) citó restos de invertebrados marinos, los que aún no han sido motivo de estudios detallados.

La ***Formación Pampa de Tepuel*** es la que adquiere mayor desarrollo en la sierra homónima alcanzando unos 2900 m de espesor. Esta unidad, tal cual como fue redefinida por Page et al. (1984), incluye a los complejos B, C, E y F de Suero (1948). Se encuentra formada por: pelitas, fangolitas guijarrosas, diamictitas gruesas (macizas y matriz-soportadas), areniscas desde gruesas a finas, escasos ortoconglomerados polimícticos y algunos niveles discontinuos de calizas con restos de invertebrados marinos (Amos, 1958; Freytes, 1971). De acuerdo con Page et al. (1984), en algunos casos las litologías arriba citadas se distribuyen conformando secuencias cíclicas, las que de acuerdo con su escala fueron divididas en ciclos de «orden mayor» (de varias decenas de metros) y de «orden menor» (hasta 5 metros). Las ciclos de orden mayor presentan un nivel basal de diamictitas gruesas generalmente tabular, este nivel es seguido por fangolitas guijosas macizas y éstas a su vez por pelitas laminadas; de esta forma los megaciclos pueden alcanzar hasta 70 m de espesor. Los ciclos de orden menor se encuentran formados por alternancias de areniscas y pelitas que constituyen secuencias groseramente estratocrecientes. La Formación Pampa de Tepuel presenta varios niveles con abundantes invertebrados marinos (para una revisión véase González, 1985), los que han sido referidos a la Zona *Levipustula* del Carbonífero superior (Amos, 1957, 1958, 1964; Amos et al., 1973, González, 1977, 1985, Sabattini, 1983).

Por último, la ***Formación Mojón de Hierro*** (equivalente a los complejos F y G de Suero, 1948 y a la Formación Arroyo Garrido de Chebli et al., 1979) alcanza un espesor de 500 m en el perfil tipo y es cubierta en discordancia angular por sedimentitas liásicas (Figura 8). Predominan en esta unidad las areniscas amarillentas hasta grises verdosas, con frecuente estratificación entrecruzada y ondulitas; en menor proporción aparecen gruesos paquetes de pelitas negras laminadas, varios niveles de ortoconglomerados polimícticos y algunos horizontes de calizas obscuras. La edad de la Formación Mojón de Hierro puede ser establecida por la existencia de restos de invertebrados marinos pertenecientes a la Zona *Cancrinella* (Amos y Rolleri, 1965; González, 1985). Esta asociación sugiere una edad pérmica temprana para la unidad (c.f. Archangelsky et al., 1991b). Por otro lado, el hallazgo de restos vegetales similares a los encontrados en la Formación Río Genoa refuerza la antigüedad señalada (Feruglio, 1951; Andreis y Cúneo, 1985; Andreis et al., 1987).

Regionalmente las mejores exposiciones del grupo se encuentran sin duda en la sierra de Tepuel, donde afloran sobre ambas laderas de la sierra, conformando una faja de rumbo meridiano entre el puesto Hünicken (por el sur) y la sierra de Tecka por el norte. Otras potentes exposiciones de la unidad se encuentran en el área de El Molle (Figura 7), donde afloran las Formaciones Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro. Perrot (1961) hizo referencia a estas rocas y Page et al., (1984) levantaron un perfil en el área del cañadón Lefiú. Del análisis de este perfil surgen importantes variaciones faciales con respecto a la localidad tipo, especialmente por la importante participación de niveles conglomerádicos en el tramo superior, la asociación de diamictitas y ortoconglomerados y el acentuado carácter granocreciente de la sucesión.

La base del Grupo Tepuel no es visible en su perfil tipo, pero de acuerdo con lo señalado por Suero (1953) puede ser observada en el extremo norte de la sierra de Tecka donde cubre en discordancia angular a la Formación Arroyo Pescado. Hacia el este, en la sierra del Cerro Negro (Figura 7), vuelve a encontrarse expuesta la base apoyándose mediante un conglomerado sobre el Granito Catreleo, de probable edad devónica (Robbiano, 1971). En lo que respecta a las relaciones de techo, en varias localidades de la sierra de Tepuel las sedimentitas neopaleozoicas son cubiertas en discordancia por depósitos de edad liásica, y en la localidad de El Molle por andesitas atribuidas al Jurásico medio por Perrot (1961) y al permotriásico por Franchi y Page (1980).

Han sido realmente escasos los trabajos desarrollados sobre los ambientes de sedimentación de las unidades consideradas. La Formación Jaramillo representa muy probablemente sedimentos marinos de plataforma hasta costeros con importante acción de olas. Localmente es también probable el pasaje a facies continentales, especialmente en la parte media de la unidad. Diferentes aspectos de la sedimentología y ambientes depositacionales de la Formación Mojón de Hierro han sido tratados por Frakes et al., 1969; López Gamundí y Limarino, 1984; Page et al., 1984; González Bonorino et al., 1988 y López Gamundí, 1989).

En el área de Esquel, particularmente en el cerro Excursión y en el corte de las vías del Ferrocarril General Roca, aflora un potente conjunto de rocas del Paleozoico superior. Feruglio (1941, 1949) propuso incluir a esta secuencia areno-

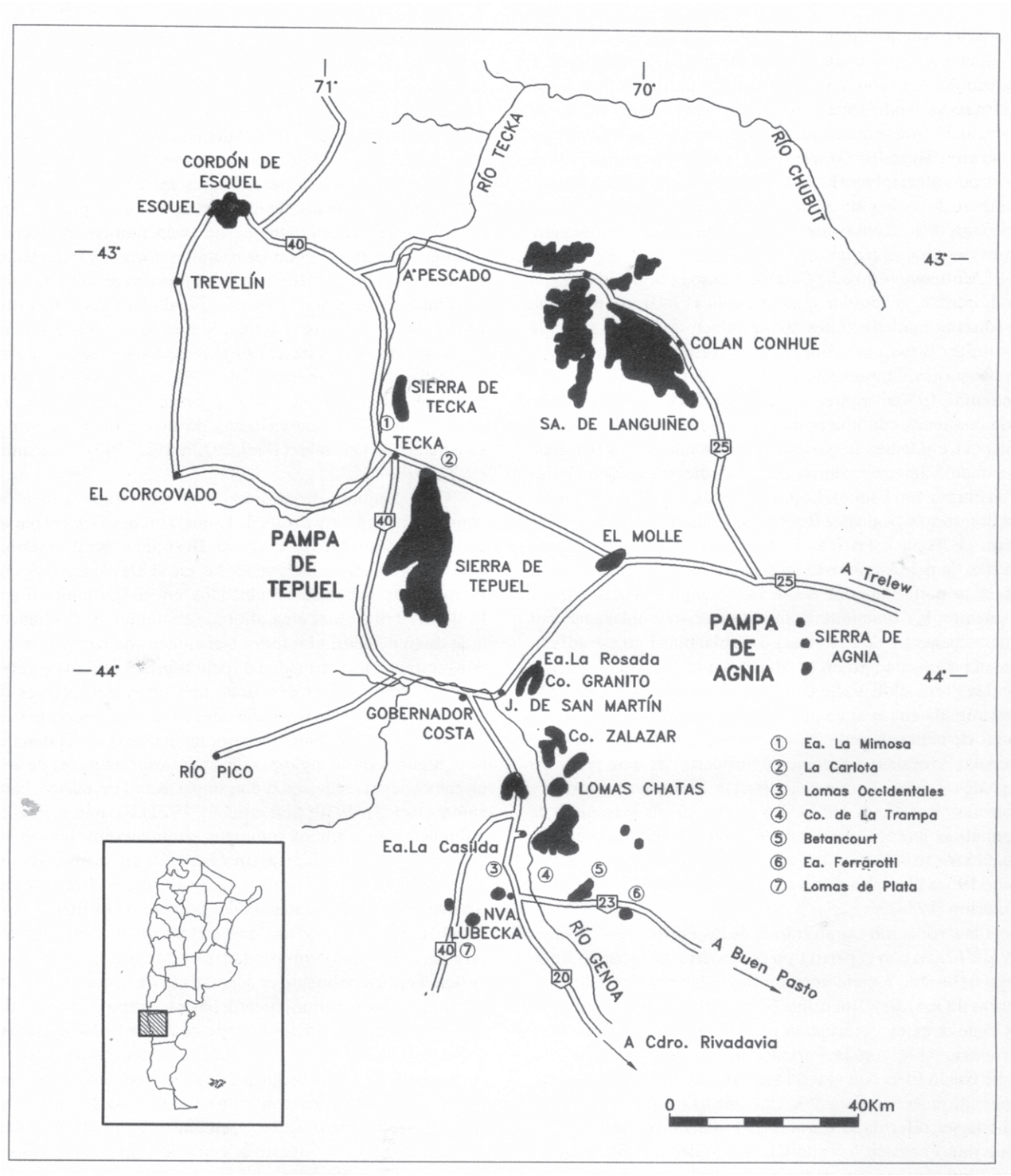


Figura 7. Principales afloramientos del Paleozoico superior de la Cuenca Central Patagónica (basado en Chebli et al., 1979 y González, 1985).

pelítica, parcialmente diamictítica, en los «Esquistos de Esquel», el cual alcanza una potencia de 1200 m estando su base cubierta. La división estratigráfica de esta unidad ha sido objeto de debate (López Gamundí, 1979, 1980 a y b; Cucchi, 1980 a y b; Cucchi y Askenazy, 1982; González Bonorino y González Bonorino, 1988); en este trabajo se adopta el criterio de dividirla en dos unidades llamadas Formación Esquel (la inferior) y Formación Valle Chico (la superior).

El nombre de ***Formación Esquel*** es utilizado aquí en un sentido diferente al sugerido por Feruglio (1941) y Cazau (1972), ya que no corresponde a toda la secuencia neopaleozoica, sino solamente a la parte basal de la sucesión (véase Cucchi, 1980 a, b; González Bonorino y González Bonorino, 1988 y Andreis et al., 1985). La unidad, de unos 550 m de potencia mínima, esta compuesta por pelitas, areniscas y unos pocos bancos de caliza (parcialmente silicificadas). Las pelitas, tanto macizas como laminadas, son de color gris obscuro hasta negro y altamente dominantes en la parte inferior, donde además intercalan varios niveles de areniscas finas estratificadas en bancos delgados (Cucchi, 1980 a; González Bonorino y González Bonorino, 1988). Hacia la parte superior de la Formación Esquel se hacen más frecuentes los bancos de areniscas medianas y finas, lo que le confiere a la secuencia carácter granocreciente (González Bonorino y González Bonorino, 1988; Andreis et al., 1991, González Bonorino y González Bonorino, 1992). Las areniscas muestran caracterís-

tico color gris oscuro, y aunque un buen número de bancos resultan macizos es frecuente la existencia de variados tipos de estructuras sedimentarias, tales como laminación horizontal, laminación ondulítica, gradación, diferentes clases de lineaciones subestratales, etc.). De acuerdo con la información existente (González Bonorino y González Bonorino, 1988, 1992) el paleoambiente sedimentario de esta unidad ha sido interpretado como de plataforma nerítica con esporádicos episodios de tormenta (responsable de las intercalaciones arenosas descriptas previamente).

La ***Formación Valle Chico*** cubre a la Formación Esquel en discordancia angular según Cucchi (1980a, b), mediante una discontinuidad estratigráfica producto de erosión glaciaria (González Bonorino y González Bonorino, 1988), o en concordancia mediante una discontinuidad depositacional (López Gamundí, 1980a; Andreis et al., 1985).La base de la Formación comienza con una potente diamictita de unos 40 m de potencia, conteniendo bloques (intraformacionales?) de hasta 8 m de diámetro máximo correspondientes a sedimentitas de la Formación Esquel (López Gamundí, 1980 a y b; González Bonorino y González Bonorino, 1988). Como ocurre en la sierra de Tepuel, las diamictitas son seguidas por gruesos niveles de pelitas guijosas laminadas con algunos cadilitos. Hacia la parte superior de la Formación se hacen menos frecuentes las diamictitas, las que son reemplazadas por gruesos paquetes de cuarcitas grises blanquecinas estratificadas en bancos de hasta 6 m de espesor.

La Formación Valle Chico representa la sedimentación desarrollada en áreas de plataforma continental (incluyendo facies de pelitas hemipelágicas, probables tempestitas y secuencias litorales) fuertemente influenciada por procesos glaciales (López Gamundí, 1980 a y b; González Bonorino y González Bonorino, 1988). En particular, la existencia de diamictitas junto a superficies estriadas, cadilitos y clastos facetados-estriados han llevado a interpretar a las diamictitas como facies glaciales de till (González Bonorino y González Bonorino, 1988).

La correlación estratigráfica de las Formaciones Esquel y Valle Chico con el perfil tipo de la sierra de Tepuel (Grupo Tepuel) ha sido recientemente examinada por González Bonorino y González Bonorino (1988, 1992). De acuerdo con las conclusiones de estos autores, la Formación Esquel es correlacionable con la Formación Jaramillo mientras que Valle Chico lo es con el tercio inferior de Pampa de Tepuel. Teniendo en cuenta estas correlaciones, la Formación Esquel debería ser referida al Carbonífero inferior (en sentido amplio) y la Formación Valle Chico al Carbonífero superior. Esta edad parece consistente con los restos fósiles vegetales citados por Sepúlveda (1977) y Sepúlveda y Cucchi (1978).

Unos 75 km al este de la localidad de Esquel, en el área conocida como Las Salinas (Figura 7), se encuentra otro importante grupo de afloramientos correspondientes al Paleozoico superior. En esta comarca González (1972a y b) realizó un detallado estudio estratigráfico y paleontológico de las secuencias aflorantes, definiendo la ***Formación Las Salinas***, a la que asignó un espesor mínimo (base y techo no visibles) superior a los 2400 metros. Esta unidad se encuentra formada por pelitas macizas, lutitas, areniscas, diamictitas (paraconglomerados y pelitas guijarrosas) junto con algunos lentes de calizas y muy escasos ortoconglomerados (González, 1972a).

Las sedimentitas de grano fino (pelitas y areniscas finas) son las rocas más abundantes en esta formación. Las fangolitas macizas y lutitas son de colores obscuros (principalmente gris verdoso), se encuentran distribuidas en toda la unidad, aunque resultan más frecuentes hacia la parte superior (Miembro 9 de González, 1972a). Ocasionalmente, estas rocas muestran guijas y guijarros desperdigados los que en algunos casos deforman la laminación sugiriendo la existencia de cadilitos. En lo que respecta a las areniscas, son principalmente finas y medianas, suelen mostrar laminación ondulítica, entrecruzada o plana, aunque un buen número de bancos resultan macizos. Cuando las psamitas aparecen interestratificadas con pelitas son frecuentes las lineaciones subestratales en la base de los bancos arenosos. Finalmente las diamictitas conforman niveles irregulares, a menudo lenticulares, de pelitas guijarrosas, areniscas guijarrosas o paraconglomerados (González, 1972a, Andreis et al., 1987) en los que se encuentran algunos clastos facetados y estriados. Esta unidad ha provisto una significativa fauna de invertebrados marinos estudiados por González (1969, 1972b, 1975, 1977) y Sabattini (1972, 1983).

Otro conjunto de afloramientos del Grupo Tepuel es conocido unos 45 km al este de Esquel (Figura 7), en el paraje conocido como Arroyo Pescado. Borrello (1969) describió estos afloramientos incluyéndolos en el Devónico, los que fueron años más tarde reubicados en el Carbonífero por Rolleri (1970). En el área afloran dos conjuntos litológicos bien diferenciados, el inferior («Esquistos de Arroyo Pescado») se encuentra formado por pelitas grises azuladas, grises verdosas hasta grises obscuras, que intercalan niveles de areniscas finas y muy finas algo micáceas, sumamente densas y compactas. El conjunto superior incluye niveles de diamictitas, algunos ortoconglomerados y gruesos paquetes de areniscas (wackes) macizos o con imperfecta laminación horizontal (Rolleri, 1970; Spikermann, 1977).Existen marcadas diferencias entre ambos conjuntos sedimentarios, no sólo en su composición litológica sino también en su disposición estructural y grado metamórfico. En efecto, los ***Esquistos de Arroyo Pescado*** presentan menor proporción de diamictitas, mayor deformación y un leve metamorfismo (dinámico?) características que contrastan claramente con la sección superior. Tradicionalmente es aceptada la inclusión de la parte superior de estos afloramientos en el Grupo Tepuel (muy probablemente Formación Pampa de Tepuel). No existe sin embargo certeza sobre la ubicación estratigráfica que le correspondería a los «Esquistos de Arroyo Pescado», los que han sido considerados como una unidad independiente no relacionada al Grupo Tepuel. Sin embargo, no debería descartarse que futuras investigaciones demuestren su equivalencia con la parte basal del Grupo Tepuel (Formaciones Jaramillo y Esquel).

Un importante grupo de afloramientos neopaleozoicos se encuentra a lo largo del valle del río Genoa, directamente al suroeste de la localidad de Gobernador Costa (Figura 7). En esta área el Neopaleozoico conforma una espesa secuencia homoclinal, parcialmente fracturada y localmente intruida por cuerpos filonianos jurásicos (Ugarte, 1966; Franchi y Page, 1980; Andreis et al., 1987). Son destacables las exposiciones de cerro Zalazar, Lomas Chatas, Laguna Seca y Lomas de Betancourt, entre otras. Las sedimentitas en cuestión fueron inicialmente descriptas por Suero (1946, 1957) y luego objeto de varias contribuciones estratigráficas (Ugarte, 1966; Franchi y Page, 1980; Cortiñas y Arbe, 1982; Andreis et al., 1985; Andreis y Cúneo, 1989) y paleontológicas (Feruglio, 1951; Frenguelli, 1953a, b ;

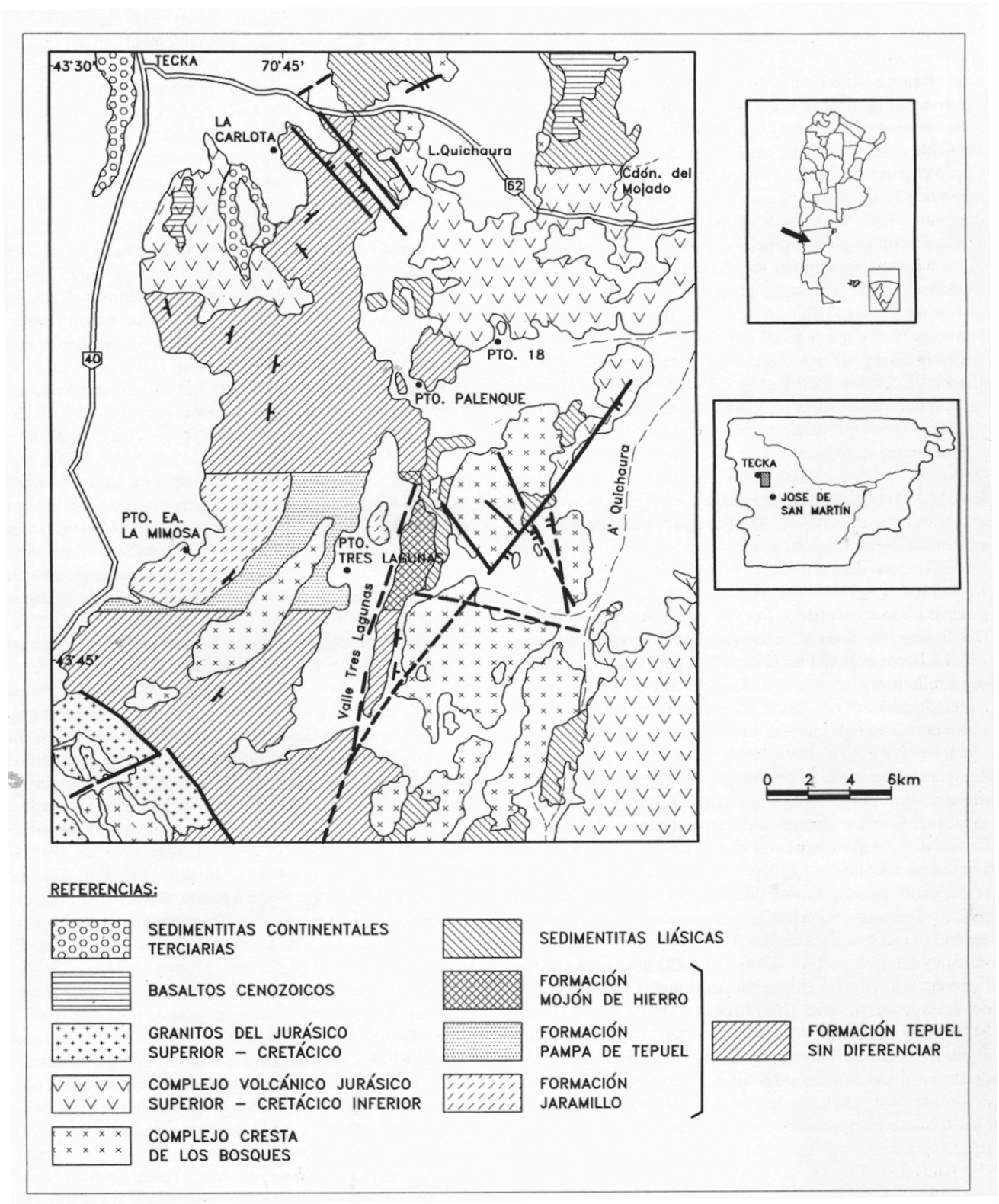


Figura 8. Mapa geológico de la sierra de Tepuel (basado en Page et al., 1984).

Archangelsky y Cúneo, 1981, 1986, 1987, 1990; Cúneo, 1985, 1987).

Inicialmente la secuencia aflorante en el río Genoa fue dividida por Ugarte (1966) en dos unidades llamadas Grupo de Piedra Shoottle (la inferior) y Grupo de Nueva Lubecka (la superior). Esta división fue adecuada a las nuevas normas estratigráficas por Lesta y Ferello (1972) quienes propusieron reunir a toda la sucesión neopaleozoica de la comarca en el ***Grupo Río Genoa***, constituido por las ***Formaciones Piedra Shoottle*** y ***Nueva Lubecka***. Años más tarde, Andreis et al. (1985), propusieron redefinir la división estratigráfica del área, correlacionando las sedimentitas del río Genoa con el perfil tipo de la sierra de Tepuel. De acuerdo con el esquema propuesto por los autores mencionados, el Grupo Río Genoa fue reducido al rango de Formación Río Genoa, incluida en el Grupo Tepuel y correlacionada con la parte media y superior de la Formación Mojón de Hierro (en el sentido de Page et al., 1984).

Litológicamente, la ***Formación Río Genoa*** (con un espesor estimado entre 1000 y 1200 m), está integrada por ortoconglomerados polimícticos medianos y gruesos; areniscas grises amarillentas, grises verdosas hasta grises obscuras (con frecuentes estructuras sedimentarias tractivas) y pelitas laminadas (Suero, 1953; Ugarte, 1966; Franchi y Page, 1980; Cortiñas y Arbe, 1982; Andreis et al., 1987). La sucesión muestra predominio de sedimentitas gruesas (conglomerados) en la parte basal («facies de tipo Piedra Shoottle») y areno-pelíticas en la superior («facies de tipo Nueva Lubecka»). Especialmente la sección superior ha provisto abundantes restos vegetales que incluyen varias especies de articuladas, licofitas, helechos, progimnospermas, gimnospermas y coníferas (Feruglio, 1951; Frenguelli, 1953a; Archangelsky y Arrondo, 1965, 1966; Archangelsky y Cúneo, 1984, 1987, 1990; Cúneo, 1985, 1987, 1989).Esta flora ha sido incluida en la Superzona *Feruglíocladus* (Archangelsky y Cúneo, 1984) y referida al Pérmico inferior. Por otro lado la Formación Río Genoa ha provisto invertebrados marinos (Sabattini, 1977; González, 1981, 1985; Andreis et al., 1985) los que corroborarían la edad señalada.

Estudios paleoambientales detallados han demostrado la existencia de facies deltaicas en la Formación Río Genoa. Cortiñas y Arbe (1982) describieron los principales subambientes deltaicos, proponiendo un modelo de sistema progradacional elongado. Por su parte, Andreis y Cúneo (1989), consideraron al sistema deltaico como progradante sobre una plataforma marina somera, sujeta a fuerte acción de oleaje e importante control de factores alocíclicos. Los mencionados autores consideraron un modelo de delta lobulado como el más apropiado para la unidad.

Ramos y Palma (1991) han reconocido en la evolución del Paleozoico del área patagónica una cuenca marginal de trasarco, que comprende a la cuenca Tepuel-Genoa y una región cratónica extraandina desarrollada en el Macizo del Deseado. En lo que respecta al Grupo Tepuel, correspondería a la sedimentación desarrollada en el área de trasarco, donde se depositó una importante pila sedimentaria de naturaleza dominantemente siliciclástica. Al menos tres sectores pueden ser reconocidos en esta región: 1) El más occidental (afloramientos del área de La Carlota) se encuentra formado por sedimentos marinos intensamente deformados, probablemente debido a su proximidad geográfica al cinturón orogénico; 2) El sector central, que corresponde a la sierra de Tepuel y sus alrededores, con sedimentación dominantemente marina (desde litoral a plataforma abierta), pero con menor grado de deformación y 3) El sector oriental, conformado por secuencias deltaicas progradantes correspondientes a la Formación Río Genoa.

CORDILLERA PATAGÓNICO - FUEGUINA

En el área cordillerana, más precisamente en los alrededores de los lagos San Martín y Belgrano (provincia de Santa Cruz, Figura 1), afloran las sedimentitas pertenecientes a las Formaciones Bahía Lancha y Río Lácteo. Estas unidades han sido referidas al Paleozoico superior con reservas, aunque cabe la posibilidad (tal como lo señalaran Riccardi y Rolleri, 1980) que además del Neopaleozoico estas formaciones comprendan también rocas más antiguas. En lo que respecta a la ***Formación Bahía Lancha*** (Borrello, 1967, 1969), muestra sus mejores exposiciones en los alrededores del lago San Martín e incluye areniscas (preferentemente finas) y pelitas de color gris obscuro. Estas rocas han sufrido metamorfismo de bajo grado con formación de pizarras, filitas y en algunos casos esquistos (Borrello, 1967; Nullo et al., 1979; Riccardi, 1971). Dos tipos de psamitas son identificadas en la unidad, por un lado arenitas cuarzosas hasta cuarcitas, y por el otro wackes feldespáticos, los que conforman bancos tabulares, generalmente macizos o en menor proporción laminados (Riccardi, 1971 y Nullo et al., 1979). La Formación ha sido asignada al Carbonífero a partir de la existencia de restos de licópsidas (Frenguelli, 1935) y de icnitas (Casamiquela, 1965).

Hacia el norte, sobre la margen septentrional del lago Belgrano, afloran sedimentitas litológicamente semejantes a las previamente descriptas, las que han sido incluidas en la ***Formación Río Lácteo*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938; Bianchi, 1967; Leanza, 1972). Esta unidad muestra tres principales áreas de afloramientos: curso medio del río Oro, área del Lago Belgrano y sierra de Las Vacas (Riggi, 1957; Bianchi, 1967; Riccardi y Rolleri, 1980). Se encuentra compuesta por secuencias interestratificadas de areniscas y pelitas, afectadas por metamorfismo de bajo grado, plegamiento y localmente intensa fracturación. Esta unidad es estéril paleontológicamente, por lo que su ubicación en el Paleozoico superior ha sido realizada por correlación litológica con Bahía Lancha. Sin embargo una edad devónica no puede ser descartada (véase Riccardi y Rolleri, 1980).

En la Cordillera Fueguina las ***Metamorfitas Lapataia*** (Borrello, 1969 = Esquistos de Lapataia, Petersen, 1949) presentan una ubicación estratigráfica incierta. Se trata de metamorfitas de bajo grado, pizarras, filitas y esquistos que afloran al oeste de Ushuaia en la zona limítrofe con Chile. De acuerdo con Caminos (1980), son filitas y esquistos de color gris verdoso, fuertemente plegadas e inyectadas, en algunos casos con bandeamiento y planos de clivaje de transposición. Kranck (1932) y Petersen (1949) consideraron a estas rocas paleozoicas, a diferencia de Borrello (1969, 1972) que las refirió al Jurásico superior. Caminos (1980) también sugirió una edad jurásica para la unidad, aunque sin descartar que parte de las metamorfitas Lapataia puedan corresponder a un ciclo sedimentario anterior (Paleozoico?).

El área hasta aquí descripta quedaría comprendida en su mayor parte dentro del arco orogénico pacífico (Ramos, 1983, Ramos y Palma, 1991) en donde las Formaciones Esquel, Río Lácteo y Bahía Lancha son interpretadas como facies de flysch depositadas en áreas de antearco (Ramos y Palma, 1991). Los afloramientos más septentrionales de esta región corresponden a los de las Formaciones Esquel y Valle Chico, los que mostrarían evidencias de deformación heterogénea (López Gamundí, 1980). Hacia el sur, la zona de antearco se prolongaría en la Formación Río Lácteo, cuyo metamorfismo regional indicaría niveles estructurales inferiores, vinculados a la región axial del arco magmático carbonífero-pérmico (Ramos, 1983). Finalmente, la Formación Bahía Lancha ha sido interpretada por Ramos y Palma (1991) como un depósito de antearco estrechamente vinculado a la zona de subducción.

CUENCA LA GOLONDRINA

De acuerdo con lo sugerido por Bellosi y Jalfin (1989), se incluyen en esta cuenca un reducido grupo de afloramientos

neopaleozoicos localizados en el Macizo del Deseado (extremo nordeste de la provincia de Santa Cruz), directamente al sur del río de este nombre (Figura 1). Estas rocas, abarcando un área aproximada de 1500 km^2, son conocidas desde mediados de la década del cincuenta gracias a los trabajos de Criado Roqué (1953), De Giusto (1954), Suero y Criado Roqué (1955), Di Persia (1955, 1956), Stipanicic y Reig (1957) y Archangelsky (1958a y b).Contribuciones más recientes han acrecentado notablemente el conocimiento de esta cuenca, tanto desde el punto de vista litoestratigráfico (Chebli et al., 1975; Viera y Pezzuchi, 1976; Godeas, 1982, 1985; Panza, 1984, 1995; Jalfin, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989; Archangelsky et al., 1991a; Panza et al., 1996) como por su abundante y conspicua flora fósil (Archangelsky, 1957, 1958a, b, 1960; Archangelsky y de la Sota, 1960; Arrondo, 1972; Herbst, 1978 entre otros).

Se debe a Archangelsky (1958a) el primer estudio detallado de la secuencia realizado en el área al sur del Bajo de La Leona. El mencionado autor denominó a las sedimentitas neopaleozoicas «Serie La Golondrina» asignándole un espesor mínimo de 700 m (base no visible). Investigaciones mucho más recientes de Jalfin (1987) y Jalfin et al. (1990) propusieron reunir a toda la secuencia dentro del Grupo Tres Cerros, integrado por las Formaciones La Golondrina y La Juanita.

La ***Formación La Golondrina*** conforma la base del grupo, y de acuerdo con Archangelsky (1958a) se encuentra compuesta por dos secciones; la inferior predominantemente areno-conglomerádica y la superior francamente psefítica. Jalfin (1987) propuso una nueva división para esta unidad reconociendo tres Miembros, llamados, de base a techo, Laguna Lillo, Laguna Polina y Dos Hermanos. El Miembro Laguna Lillo está compuesto por ciclos fluviales de conglomerados, areniscas y pelitas. Los conglomerados son generalmente macizos y polimícticos, conformando bancos lenticulares de base erosiva. Las areniscas son las más abundantes, varían texturalmente desde finas a gruesas y muestran frecuentemente estratos entrecruzados planares y en artesa. Finalmente, las pelitas son por lo general laminadas y a menudo portadoras de restos vegetales.

El Miembro Laguna Polina alcanza un espesor de 800 metros. Se diferencia del anteriormente descripto por la menor participación de capas conglomerádicas, el aumento en la participación de areniscas y la existencia de varios niveles plantíferos. Estos últimos incluyen restos pertenecientes a la biozona *Dizeugotheca waltonii* del Pérmico temprano tardío (Archangelsky, 1958a, b; Archangelsky y Cúneo, 1984).

Finalmente, el Miembro Dos Hermanos es probablemente el mejor desarrollado con un espesor de 900 metros. En esta unidad predominan ampliamente los conglomerados medianos y gruesos, se trata de ortoconglomerados polimícticos, estratificados en estratos potentes y muy potentes, macizos o con estratificación entrecruzada u horizontal. En proporción subordinada aparecen también en este Miembro areniscas gruesas y medianas junto a algunas pelitas obscuras, estas últimas portadoras de restos vegetales pertenecientes a la biozona *Asterotheca singeri* (Archangelsky y Cúneo, 1984) asignada al Pérmico tardío temprano (Archangelsky et al., 1991a).

Apoyado en concordancia sobre el Miembro superior de la Formación La Golondrina se dispone un conjunto de areniscas cuarzosas y ortoconglomerados polimícticos reunidos dentro de la ***Formación La Juanita*** (Arrondo, 1972). Esta formación es estéril paleontológicamente, siendo cubierta en discordancia angular por la Formación El Tranquilo (Triásico). El espesor originalmente asignado a la secuencia fue de 510 m (Arrondo, 1972), aunque autores posteriores señalaron espesores menores (entre 190 y 220 m, Jalfin, 1987; Archangelsky et al., 1991b). La edad de la unidad ha sido establecida por sus relaciones estratigráficas y referida al Pérmico tardío.

Los paleoambientes sedimentarios del Grupo Tres Cerros han sido considerados por Jalfin (1987) y Archangelsky et al., (1991b). De acuerdo con los autores mencionados, la base de la Formación La Golondrina (Miembro Laguna Lillo) fue depositada por sistemas fluviales entrelazados gravosos, los que hacia la parte media de la unidad (Miembro Laguna Polina) se hicieron más arenosos favoreciendo el desarrollo y preservación de facies de planicie de inundación. El Miembro Dos Hermanos, ha sido interpretado como originado por una reactivación tectónica de la cuenca; bajo estas condiciones se desarrollaron sistemas fluviales de alta energía, incluyendo depósitos de abanicos aluviales distales y de ríos entrelazados (Jalfin, 1987). Finalmente, los paleoambientes sedimentarios de la Formación La Juanita han sido escasamente estudiados, Jalfin (1987) señaló para esta unidad un origen fluvial, mientras que Arrondo (1972) sugirió la existencia de facies marinas.

En lo que respecta al significado geodinámico de la cuenca La Golondrina, se halla emplazada en el ámbito del Macizo del Deseado y ha sido descripta como una cuenca de naturaleza intermontana (Bellosi y Jalfin, 1989), desarrollada sobre un substrato leptometamórfico ligeramente atenuado, correspondiendo la apertura de esta área depositacional a los movimientos de la Fase San Rafael (Ramos y Palma, 1991). La ubicación geodinámica de esta cuenca ha sido motivo de diferentes interpretaciones. Así Bellosi y Jalfin (1989) la han considerado como emplazada en el interior de un arco magmático paleozoico (intraarco) ubicando el borde de subducción al oeste (Hervé et al., 1981; Forsythe, 1982). Más recientemente Ramos y Palma (1991) relacionaron el relleno de esta cuenca con procesos extensionales desarrollados durante el Pérmico, reconociendo dos etapas principales de relleno: 1) Facies de sinrift correspondientes a la Formación La Golondrina (sensu Archangelsky, 1958) y 2) Facies de la etapa de *sag*, materializadas en la Formación La Juanita (sensu Arrondo, 1972). Finalmente Ugarte (1966), Godeas (1985) y Palma y Ubaldón (1989) se han referido a la deformación sufrida por estas rocas, en particular los últimos autores citados han descripto la existencia de pliegues amplios y fallas inversas de alto ángulo que involucran al basamento de la cuenca.

ÁREA DE LAS ISLAS MALVINAS

La existencia de registro sedimentario paleozoico en las Islas Malvinas es conocida desde mediados del siglo pasado, cuando Morris y Sharpe (1846) dieron a conocer la existencia de invertebrados paleozoicos recolectados por Darwin (1846) durante su reconocimiento geológico de las islas. Desde entonces, una sucesión de trabajos (Anderson, 1907, Halle, 1911; Baker, 1924; Riggi, 1951; Adie, 1958; Borrello, 1963, 1972; Frakes y Crowell, 1967; Turner, 1980; Bellosi y Jalfin, 1984 y Scasso y Mendía, 1985), han

demostrado que la sucesión paleozoica comprende dos grupos sedimentarios bien desarrollados, de los que el más antiguo, correspondiente al Devónico (Grupo Gran Malvina, Borrello, 1963) yace en discordancia angular debajo de sedimentitas del Paleozoico superior referidas al Grupo Isla Soledad (Borrello, 1963).

SILÚRICO? - DEVÓNICO: GRUPO GRAN MALVINA

Se trata de una potente secuencia de sedimentitas siliciclásticas integrada principalmente por areniscas, pelitas subordinadas y escasos conglomerados que alcanzan un espesor total de unos 3000 metros. El Grupo Gran Malvina presenta una importante distribución areal, ya que aflora en las dos islas más importantes del archipiélago y en varios islotes circundantes. Baker (1924) propuso una división estratigráfica en cuatro secciones («estratos») para estas rocas, la que luego fue parcialmente modificada por Borrello (1963, 1972) y Harrington (1967), definiendo el primero al Grupo Gran Malvina en el que reconoció tres conjuntos estratigráficos: Port Stephens, Fox Bay y Monte María. Greenway (1972) analizando la división propuesta por Baker (1924) también reconoció tres formaciones, aunque salvo la Formación Port Stephens, correspondientes a intervalos estratigráficos diferentes a los señalados por Borrello (1963). Finalmente Scasso y Mendía (1985) efectuaron un completo estudio del Paleozoico, presentando una división estratigráfica que respeta parcialmente la de Borrello (1972), aunque introduce modificaciones en la parte superior del grupo. En este capítulo seguiremos la división propuesta por Scasso y Mendía (1985), la que reconoce de base a techo las siguientes Formaciones: Port Stephens, Fox Bay y Caleta Shag.

La ***Formación Port Stephens*** (Harrington, 1967) fue inicialmente reconocida por Baker (1924) como Port Stephens Beds para incluir al conjunto sedimentario que conforma la base de la secuencia paleozoica en la isla Gran Malvina. Se encuentra formada principalmente por areniscas, con escasos niveles conglomerádicos (especialmente en su base) e intercalaciones pelíticas. En cabo Belgrano (isla Gran Malvina) esta unidad descansa en relación de no concordancia sobre el Complejo Cape Meredith, unidad ígneo-metamórfica de edad precámbrica (Cingolani y Varela, 1976; véase también Párica, capítulo 5 de este volumen). as areniscas son principalmente subarcosas y cuarcitas (Scasso y Mendía, 1985), de grano fino a grueso y colores claros (blanquecino y gris amarillento hasta ocre, localmente gris verdoso). Estas rocas se estratifican en bancos predominantemente medianos y gruesos, localmente amalgamados, a menudo macizos o mostrando estratificación entrecruzada (tanto tabular como en artesa), laminación ondulítica ascendente y estratificación horizontal.

Las psefitas son sólo importantes próximas a la base de la unidad, donde alcanzando entre 1 y 3 m de potencia, se encuentran rellenando un paleorrelieve labrado sobre las rocas del basamento (como se observa en cabo Belgrano, véase Varela, en Turner 1980, y Scasso y Mendía, 1985). Se trata de conglomerados que gradan a areniscas conglomerádicas con clastos bien redondeados del basamento infrayacente de hasta 20 cm de diámetro máximo. Finalmente las pelitas (grises verdosas hasta rojizas, frecuentemente micáceas), que suelen intercalarse como particiones y delgados niveles dentro de las secuencias arenosas, resultan por lo general macizas y ocasionalmente laminadas.

El espesor de la Formación Port Stephens fue estimado en unos 1600 m por Baker (1924), aunque Scasso y Mendía (1985), sobre la base de perfiles levantados en caleta Shag y cabo Belgrano, lo estimaron aproximadamente en 1000 metros.

En lo que respecta a sus paleoambientes sedimentarios, Port Stephens ha sido considerada como marino costera (Adie, 1952; Cingolani y Varela, 1976) e incluso transicional (estuárica, Halle, 1911). Scasso y Mendía (1985) interpretaron a la parte inferior de la unidad como depositada en ambientes fluviales, los que fueron reemplazados hacia el techo por facies marinas costeras.

La edad de la formación ha sido establecida principalmente sobre la base de sus relaciones estratigráficas, debido a que la misma no ha proporcionado restos fósiles determinativos. En este punto es necesario aclarar que Scasso y Mendía (1985) describieron trazas correspondientes a *Arthrophycus,* lo que llevó a estos autores (por correlación con trazas fósiles presentes en la Formación La Tinta de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires) a referir a la Formación Port Stephens al Ordovícico y/o Silúrico. Por su parte Frakes y Crowell (1967) la consideraron devónica o silúrica, mientras que Turner (1980), sobre la base de sus relaciones estratigráficas, la refirió al Devónico inferior bajo.

Cubriendo en concordancia a la Formación Port Stephens se dispone la ***Formación Fox Bay*** (Baker, 1924; nom. subst. Harrington, 1967) compuesta por areniscas grises y parduzcas, junto a pelitas grises verdosas y lutitas. Scasso y Mendía (1985) distinguieron dos Miembros en la unidad, aunque advirtiendo que la parte basal (estimada en unos 800 m de espesor) se encuentra muy cubierta por turbales y sedimentos cuaternarios. Según los autores arriba citados la sección aflorante del Miembro inferior (unos 600 m) muestra arreglo granocreciente, pues en la base está formada por limolitas, limolitas arenosas y arcilitas grises verdosas hasta pardas, que hacia la parte media alternan con areniscas finas y medianas de color gris claro. En el tope del Miembro inferior las areniscas dominan ampliamente y las pelitas sólo se encuentran presentes como muy delgadas intercalaciones. Asociadas con las rocas descriptas existen algunos niveles de pelitas carbonosas conteniendo restos de plantas en mal estado de conservación. El Miembro superior (185 m) está compuesto por rocas pelíticas de color gris obscuro, entre las que se intercalan areniscas finas estratificadas en bancos delgados y medianos. Son frecuentes en este Miembro las estructuras heterolíticas (flaser y ondulosa), laminación ondulítica y convoluta.

El Miembro inferior ha sido interpretado por Scasso y Mendía (1985) como correspondiente a condiciones marinas de escasa profundidad y baja energía en su parte basal, las que fueron reemplazadas hacia los términos superiores del Miembro por ambientes mixtos con alto aporte terrígeno. En lo referente al Miembro superior se propuso un ambiente de depositación albuférico y de planicies deltaicas con importante actividad mareal.

La Formación Fox Bay ha provisto un importante número de invertebrados marinos citados entre otros por Boucot y Gill (1956), Greenway (1972) y Harrington (1967) que permiten asignarla al Devónico inferior.

Bajo la denominación de ***Formación Caleta Shag,*** Scasso y Mendía (1985) han identificado a la parte cuspidal,

preponderantemente arenosa, de la sucesión devónica. Esta unidad incluye sólo parcialmente a los intervalos estratigráficos referidos como Port Stanley Beds (Baker, 1924) y Formación Monte María (Borrello, 1963, 1972). Los mejores afloramientos se encuentran en la isla Gran Malvina, entre Bahía Fox y Puerto Howard; un segundo grupo de exposiciones se ubica en la parte nororiental de la isla Soledad, más precisamente en los alrededores de Puerto Argentino. Se trata de unos 500 m de areniscas, parcialmente silicificadas, dominantemente ortocuarcitas y arenitas cuarzosas, de color gris claro y tamaño de grano grueso hasta fino. Aunque un buen número de capas resultan macizas, esporádicamente aparecen niveles con estratificación entrecruzada y capas planas. Las pelitas son muy escasas, a menudo laminadas, de color gris y algo friables. Scasso y Mendía (1985) han sugerido un ambiente depositacional marino de muy baja profundidad hasta francamente transicional (albuférico) para la formación.

La base de la Formación Caleta Shag aflora en el área homónima, dispuesta en concordancia sobre la Formación Fox Bay, siendo la unidad cubierta en discordancia angular por las sedimentitas neopaleozoicas del Grupo Isla Soledad. Teniendo en cuenta estas relaciones estratigráficas y la existencia de restos vegetales asignados por Baker (1924) al Devónico medio (véase también Archangelsky, 1983) se supone una edad devónica media-superior para esta unidad, aunque sin descartar que los términos cuspidales pudieran alcanzar el Carbonífero temprano (Adie, 1958; Greenway, 1972; Turner, 1980).

PALEOZOICO SUPERIOR: GRUPO ISLA SOLEDAD

Conocidos desde principios de siglo gracias a los trabajos de Anderson (1907), Halle (1911) y Seward y Walton (1923), los afloramientos neopaleozoicos de las Islas Malvinas alcanzan su máximo desarrollo en la isla Soledad, especialmente al sur de Latitud de Puerto Argentino (Figura 9). Por su parte, la isla Gran Malvina muestra sólo afloramientos aislados de la parte basal del Paleozoico superior (Formación Lafonia), expuestos sobre parte de la costa del estrecho de San Carlos y en el sector norte de la isla (Punta Purvis y Caleta de La Colina).

El ordenamiento litoestratigráfico del Neopaleozoico en esta área se debe a Borrello (1963, 1972), quien incluyó a las rocas de referencia en el Grupo de la Isla Soledad, estableciendo su extensión regional y relaciones estratigráficas. Posteriormente trabajos de Frakes y Crowell (1967), Greenway (1972), Scasso y Mendía (1985), Turner (1980), Jalfin y Bellosi (1983) y Bellosi y Jalfin (1984) entre otros, ampliaron considerablemente el conocimiento acerca de las secuencias gondwánicas del área (véase Figura 10). Turner (1980) y posteriormente Bellosi y Jalfin (1984) consideraron al Paleozoico superior de las Islas Malvinas integrado por seis unidades llamadas Formaciones Bluff Cove, Lafonia, Port Sussex, Terra Motas, Bahía Choiseul y estrecho de San Carlos.

La ***Formación Bluff Cove*** (Baker, 1924) es de reducido espesor (unos 100 m) y escasa distribución areal (aflora exclusivamente en el área comprendida entre caleta Bluff y Fitzroy en la isla Soledad). Se encuentra integrada por areniscas medianas hasta muy finas (ocasionalmente con estratificación entrecruzada), pelitas grises verdosas (tanto macizas como laminadas) y escasas fangolitas guijarrosas macizas. Esta unidad no ha proporcionado restos fósiles, por lo que su edad ha sido establecida de acuerdo con sus relaciones estratigráficas. En este sentido, la Formación Bluff Cove se apoya en discordancia angular sobre la Formación Port Stanley, probablemente devónica tardía, y ha sido considerada un equivalente lateral de la Formación Lafonia, por lo que se le asigna una edad carbonífera tardía. En lo que concierne al paleoambiente sedimentario, aunque no han sido efectuados trabajos detallados ha sido interpretada como de origen marino somero.

La ***Formación Lafonia*** (Halle, 1911).presenta una amplia distribución areal aflorando tanto en la isla Soledad (sobre el flanco oriental de las Alturas Rivadavia), como en la isla Gran Malvina (especialmente a lo largo del estrecho de San Carlos, Figura 9). Se encuentra compuesta por diamictitas matriz soportadas macizas, diamictitas matriz y clasto soportadas estratificadas (gradadas o con grosera estratificación plana) y en mucha menor proporción ortoconglomerados polimícticos, areniscas y escasas pelitas. Las diamictitas son generalmente paraconglomerados, a veces de naturaleza caótica, conteniendo desde guijas hasta bloques de 7 m de diámetro, en ocasiones facetados y estriados (Frakes y Crowell, 1967; Bellosi y Jalfin, 1987).La composición de los clastos es bastante homogénea y dominada por cuarcitas, granitos, gneises y filitas junto a ocasionales volcanitas, todas derivadas del basamento local precarbonífero.

Los conglomerados ocurren en bancos aislados de hasta 2 m de potencia, se trata de ortoconglomerados polimícticos, tanto matriz como clasto sostenidos, donde los clastos muestran similar composición que en las diamictitas. Las areniscas son escasas y conforman secuencias de hasta 15 m de espesor con frecuente estratificación entrecruzada y horizontal.

Los depósitos de la Formación Lafonia han llamado la atención debido a su composición litológica dominada por diamictitas, lo que ha motivado estudios sedimentológicos y paleoambientales (Frakes y Crowell, 1967; Bellosi y Jalfin, 1984). Estos estudios coinciden en asignar una génesis glacial para estas rocas, incluyendo facies de tillitas basales, till de flujo, diamictitas resedimentadas por flujos de gravedad y probables eskers subglaciales (Bellosi y Jalfin, 1984). Por lo tanto, esta formación representaría en el área de Malvinas los depósitos correspondientes al evento glacial neopaleozoico registrado en una amplia región del Gondwana.

La edad de la Formación Lafonia ha sido motivo de opiniones dispares, principalmente debido a la falta de material paleontológico determinativo de su antigüedad. Es así como Borrello (1963, 1972) la asignó al Pérmico, mientras que Adie (1952), Greenway (1972), Turner (1980) y Bellosi y Jalfin (1989) la consideraron carbonífera tardía.

Cubriendo en concordancia a la Formación Lafonia se dispone la ***Formación Port Sussex*** (Frakes y Crowell, 1967). Esta unidad se encuentra básicamente formada por pelitas, areniscas, fangolitas guijosas laminadas y diamictitas groseramente estratificadas, alcanzando el conjunto unos 270 m de potencia. Frakes y Crowell (1967) reconocieron dos Miembros en esta formación; el inferior (Black Rock) de 120 m de espesor, es el que incluye el mayor número de pelitas guijarrosas y diamictitas. Por su parte el Miembro superior (Shepherds Brook), de 150 m de potencia, está formado por arcilitas laminadas, limolitas macizas y areniscas. Las pelitas han proporcionado algunos restos de vegetales mal conservados de probable edad pérmica (Frakes y Crowell, 1967).

Los depósitos de la Formación Port Sussex han sido interpretados como marinos someros, especialmente

influenciados por los procesos de deglaciación (Frakes y Crowell, 1967; Bellosi y Jalfin, 1984). La edad de esta formación se establece por su posición estratigráfica y por la existencia de los restos vegetales arriba citados, asignándosela al intervalo Carbonífero tardío-Pérmico temprano.

Continuando la columna neopaleozoica sigue la ***Formación Terra Motas*** («Arenisca Lafoniana»en el sentido de Baker, 1924), la que fue separada como una unidad independiente por Frakes y Crowell (1967). Está formada por areniscas medianas y finas de color gris amarillento junto a pelitas grises obscuras. Aunque esta unidad aflora en las dos islas mayores del archipiélago (Figura 9), sus mejores exposiciones se encuentran en la isla Soledad, donde alcanza un espesor aproximado de 100 metros. Las areniscas varían desde gruesas a muy finas, aunque predominan las medianas y finas; se encuentran estratificadas en bancos tabulares de base plana, a menudo macizos, ocasionalmente con estratificación plana o laminación entrecruzada. Las pelitas son fundamentalmente limolitas de color gris obscuro, laminadas y portadoras de escasos restos vegetales.

La Formación Terra Motas ha sido interpretada por Bellosi y Jalfin (1984) como depositada en ambiente fluvial de baja energía con desarrollo esporádico de secuencias lacustres. De esta manera la unidad representaría la definitiva continentalización de un ciclo marcadamente regresivo y acentuaría el mejoramiento climático ya insinuado en las unidades subyacentes.

La edad de esta formación ha sido establecida fundamentalmente sobre la base de sus relaciones estratigráficas. Como se ha señalado, se apoya en concordancia sobre el Miembro superior de la Formación Port Sussex (Carbonífero superior-Pérmico temprano) y es cubierta en idéntica relación por la Formación Bahía Choiseul (asignada al Pérmico medio-tardío), por lo que se la asigna al Pérmico inferior.

A continuación, la ***Formación Bahía Choiseul*** representa las rocas sedimentarias que aportaron los restos vegetales originalmente descritos por Anderson (1907) y Halle (1911). El perfil tipo de esta unidad, que alcanza 350 m de potencia, se localiza en la costa de Darwin (Figura 9), en las proximidades del río Bodie. Allí la formación está integrada por areniscas, finas y medianas, conformando bancos tabulares con estratificación entrecruzada o macizos. Es frecuente en algunos estratos de areniscas finas la existencia de intensa bioturbación junto a estructuras tipo flaser y ondulosa, las que gradan por incremento en la cantidad de limo y arcilla a verdaderas

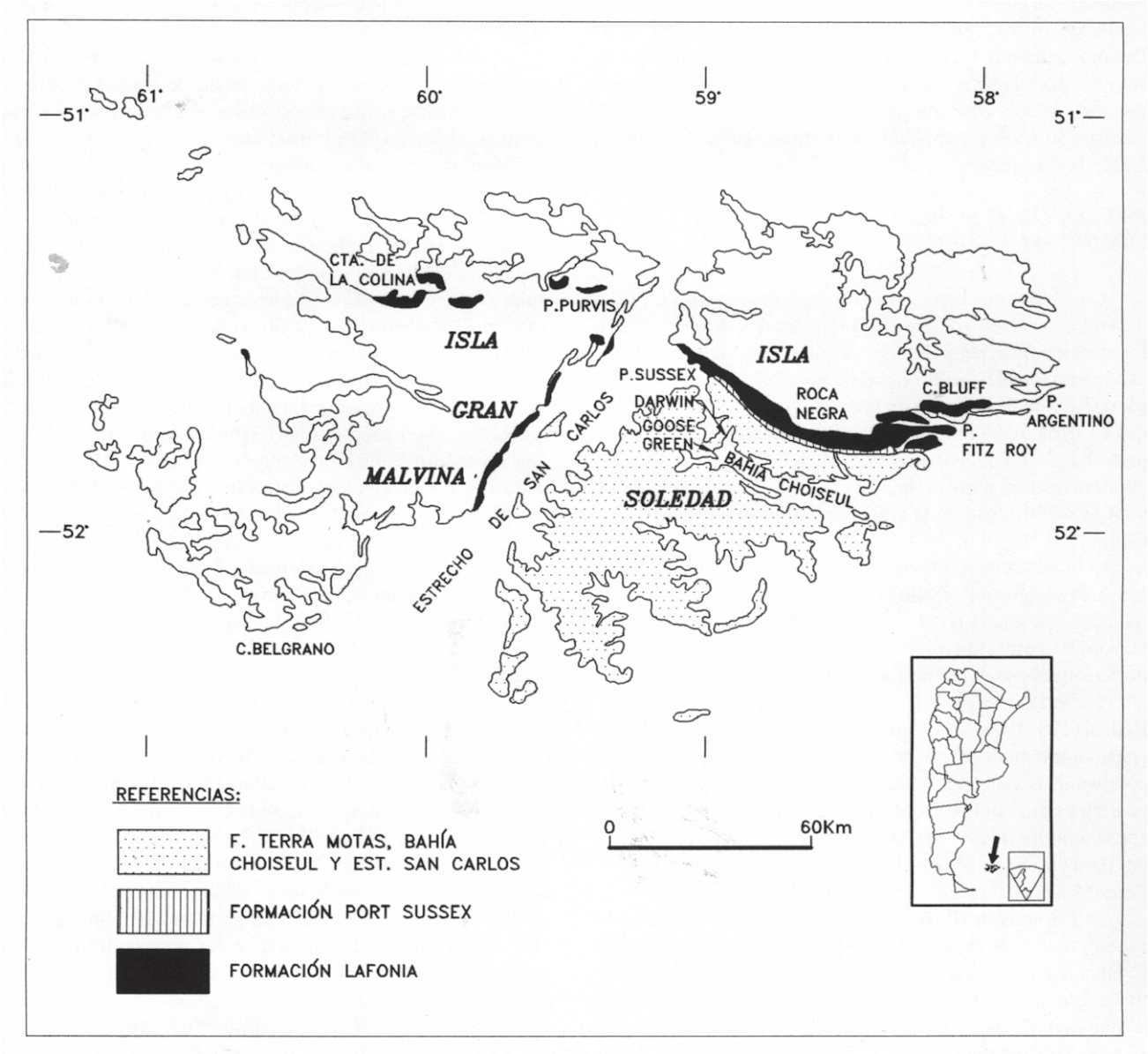


Figura 9. Principales afloramientos neopaleozoicos de las Islas Malvinas (basado en Bellosi y Jalfin, 1987).

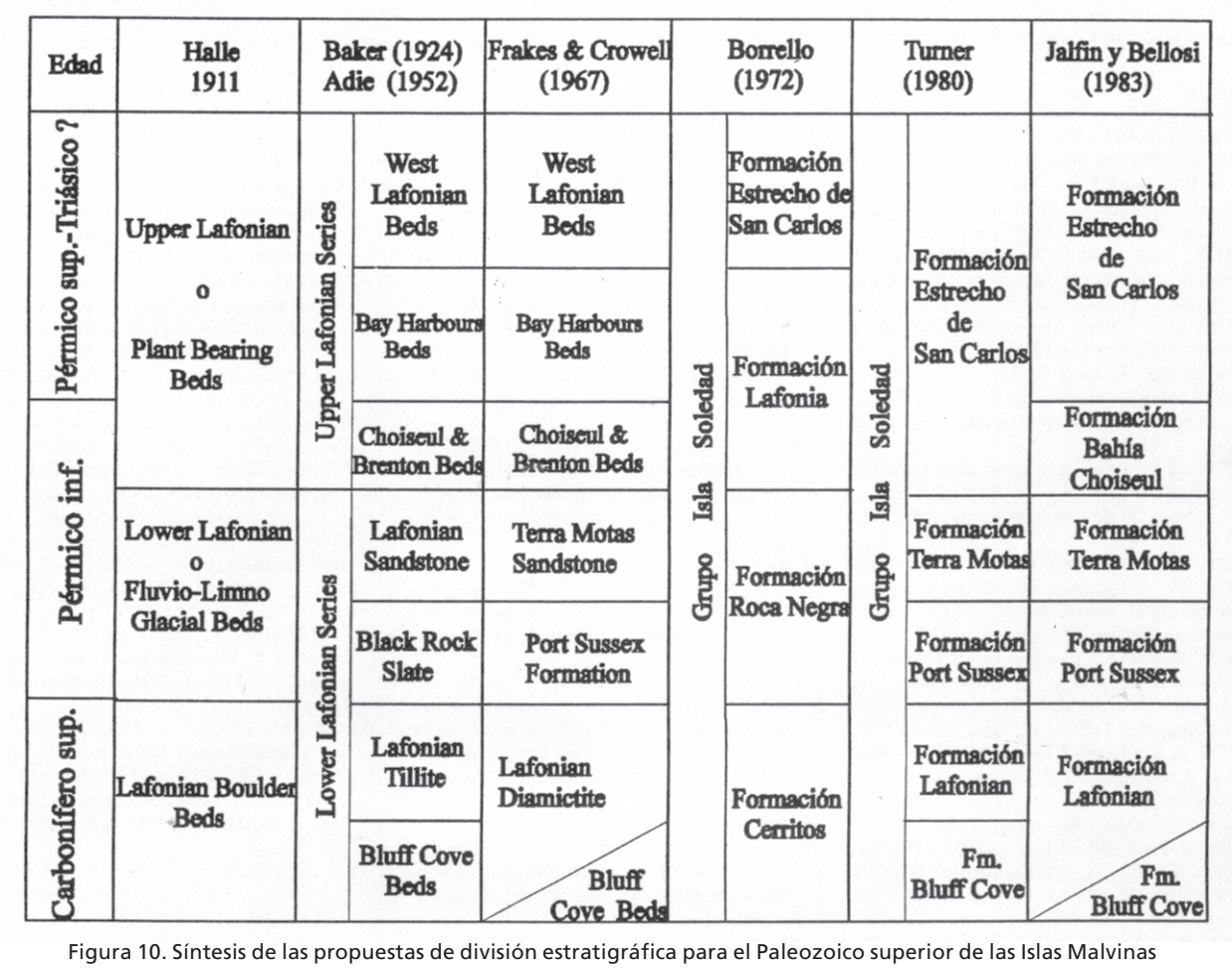


Figura 10. Síntesis de las propuestas de división estratigráfica para el Paleozoico superior de las Islas Malvinas (basado en Jalfin y Bellosi, 1983).

litofacies heterolíticas. En proporción muy subordinada, aparecen pelitas laminadas que incrementan su participación hacia el tope de la unidad, confiriéndole a la secuencia un marcado carácter granodecreciente. En los términos superiores se hallan numerosos restos vegetales correspondientes a la Flora de *Glossopteris* (Halle, 1911; Seward y Walton, 1923; Bellosi y Jalfin, 1981) junto con restos de troncos silicificados (*Dadoxylon lafoniense*). Los mencionados restos fósiles sugieren para la formación una edad pérmica, más precisamente dentro del intervalo Artinskiano-Kunguriano.

De acuerdo con Bellosi y Jalfin (1984, 1989) esta unidad fue mayormente depositada en extensas planicies intermareales, bajo condiciones mesotidales y arreglo progradante.

Finalmente, la ***Formación Estrecho de San Carlos*** (Borrello, 1963; 1972) culmina la secuencia neopaleozoica de las Islas Malvinas. Esta unidad incluye a un muy potente conjunto de areniscas y pelitas, a menudo friables, de color gris verdoso (en ocasiones grises blanquecinas), que alcanzan un espesor mínimo de 3000 m (Turner, 1980). Las pelitas, frecuentemente laminadas, suelen mostrar abundantes restos vegetales correspondientes a la Flora de *Glossopteris*, lo que ha llevado a referir esta unidad al Pérmico. Sin embargo, sobre la base de la ubicación temporal de algunos de los restos vegetales encontrados, algunos autores han sugerido una edad triásica inferior? para los términos superiores de la secuencia (Greenway, 1972; Turner, 1980; Jalfin y Bellosi, 1983).

La ubicación geográfica durante el Paleozoico superior del plateau de las Islas Malvinas ha sido motivo de opiniones dispares. Inicialmente Du Toit (1927) destacó la estrecha relación geológica de las Islas Malvinas con Sudáfrica, ubicando a las islas entre ésta y el continente sudamericano (algo al norte de su actual posición latitudinal). Una visión diferente fue planteada por Adie (1952), quien en su reconstrucción paleogeográfica ubicó a Malvinas frente a las costas de Natal (Sudáfrica occidental) y rotada 180 grados**.** Posteriores modelos de Rabinowitz y LaBrecque (1979) y Martin et al. (1981) consideraron a las Malvinas como estrechamente vinculadas a la plataforma continental de América del Sur. Sin embargo, estudios recientes han vuelto ha destacar la posibilidad de que el plateau de las Malvinas haya ocupado una posición paleogeográfica semejante a la señalada por Adie (1952), próxima al margen sudoccidental de África del Sur. Estos incluyen información paleomagnética (Mitchell et al., 1986), radimétrica (Rex y Tanner, 1982; Musset y Taylor, 1994) y paleogeográfica (Visser, 1987; Marshall, 1994), la que sugiere una estrecha relación entre los depósitos neopaleozoicos de las Islas Malvinas y los de la cuenca de Karroo. Es evidente que la interpretación del marco tectónico de las Islas Malvinas durante el Paleozoico tardío es fuertemente dependiente de su ubicación paleogeográfica. Palma (1989) y Ramos y Palma (1991), aceptando una ubicación paleogeográfica similar a la actual, propusieron su inclusión en un continente denominado Austral (que además abarcaría Antártida, Patagonia y varias microplacas). Dentro de este contexto, y de acuerdo con los autores mencionados, las Malvinas representarían una cuenca de retroarco vinculada a subducción con polaridad sur (Ramos, 1984 y Ramos et al.,1986) o subducción en el borde pacífico (véase Ramos y Palma, 1991).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ADIE, R., 1952. Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands. 19º Congreso Geológico Internacional 385-392.

ADIE, R., 1958. Falkland Islands. Iles Malouines ou Falkland Islas Malvinas. Lexique Stratigraphique International, 5 Amérique Latine, Fascicle 9c: 35-55.

AMOS, A.J., 1957. New Syringothyris brachiopods from Mendoza, Argentina. Journal of Paleontology 31: 99-104.

AMOS, A.J., 1958. Algunos Spiriferacea y Terebratulacea (brach) del Carbonífero superior del «Sistema de Tepuel» (provincia del Chubut). Contribución Científica Facultad Ciencias Exactas y Naturales, serie Geología 2: 95-108.

AMOS, A.J., 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. 12º Congreso Geológico Internacional, Actas 9: 53-72.

AMOS, A.J., 1971. Silurian of Argentina. En Berry, W. y Boucot, A. «Correlation of South American Silurian Rocks. Geological Society of America Special Paper 133: 5-19.

AMOS, A.J., 1980. Correlación de las formaciones carbónicas y pérmicas marinas de Argentina. Anales de la Academia Brasilera de Ciencias 53 (2) : 347-356.

AMOS, A.J. y LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1981. Las diamictitas del Paleozoico superior en Argentina, su edad e interpretación. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 41-58.

AMOS, A.J. y ROLLERI, E.O., 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras 368: 50-71.

AMOS, A.J., ANTELO, B., GONZÁLEZ, C.R., MARIÑELARENA, M. y SABATTINI, N., 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 3-20.

ANDERSON, J., 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. Wiss. Ergebn. Schwedisch Subpolar Expedition Bd. 3, 2: 1-38.

ANDREIS, P., 1964. Petrología del Grupo eodevónico de Lolén, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). Anales Comisión Investigaciones Provincia de Buenos Aires, 5: 79-124.

ANDREIS, R., 1965. Petrografía de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. Anales Comisión de Investigaciones Científicas, 6: 9-63.

ANDREIS, R., 1984. Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbónico superior?), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Reunión Anual Proyecto 211 (IUGS-UNESCO), resúmenes: 28-29. San Carlos de Bariloche.

ANDREIS, R. y CLADERA, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: composición y procedencia de detritos. 4a Reunión Argentina de Sedimentología 1: 127-134.

ANDREIS, R. y CÚNEO, R., 1985. Estratigrafía de la Formación Mojón de Hierro en puesto Garrido, extremo sudoriental de la Sierra de Tepuel, Chubut, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211, comunicaciones: 22-24.

ANDREIS, R. y CÚNEO, R., 1989. Late Paleozoic high-constructive deltaic sequences from northwestern Patagonia, Argentina Republic. Journal South America Earth Sciences 2: 19-34.

ANDREIS, R. y JAPAS, S., 1991. Cuenca de Sauce Grande-Colorado. En S. Archangelsky (editor) «El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay», pre-print: 45-65.

ANDREIS, R. y LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes: 241.

ANDREIS, R., LLUCH, L. e IÑIGUEZ, A., 1979. Paleocorrientes y paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2: 207-224.

ANDREIS, R., GONZÁLEZ, C. y CORTIÑAS, J., 1985. Estratigrafía de los Grupo Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 40: 284-289.

ANDREIS, R., AMOS, A., ARCHANGELSKY, S. y GONZÁLEZ, C., 1987. Cuenca Sauce Grande. En S. Archangelsky (editor) «El Sistema Carbonífero en la República Argentina»: 213-233.

ANDREIS, R., IÑIGUEZ, A., LLUCH L. y RODRÍGUEZ, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En G. Chebli y L. Spalletti (editores) «Cuencas Sedimentarias Argentinas», Serie de correlación geológica 6: 265-298.

APARICIO, E., 1950. Hallazgo de sedimentos paleozoicos en las cercanías del Río Salado, Malargüe (Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 5: 127-135.

ARCHANGELSKY, S., 1957. Sobre la flora de *Glossopteris* del Bajo de la Leona, Santa Cruz, Patagonia. Ameghiniana, 1 (3) : 42-43.

ARCHANGELSKY, S., 1958a. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Acta Geológica Lilloana 2: 5-133.

ARCHANGELSKY, S., 1958b. Las glossopterideas del Bajo de La leona. Asociación Geológica Argentina, Revista 12: 135-164.

ARCHANGELSKY, S., 1960. Lycopsida y Sphenopsida del Paleozoico superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia. Acta Geológica Lilloana 3: 21-36.

ARCHANGELSKY, S., 1983. Una nueva licofita herbácea del Devónico de las Islas Malvinas, Argentina. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos 9: 129-135.

ARCHANGELSKY, S. y ARRONDO, O., 1965. Elementos florísticos del Pérmico argentino. I) Las glossopterideas de la Sierra de Nueva Lubecka, provincia de Chubut. Revista del Museo de La Plata (n.s.), Paleontología 26: 259-264.

ARCHANGELSKY, S. y ARRONDO, O., 1966. Elementos florísticos del Pérmico argentino. II) *Rhacopteris chubutiana* n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género Rhacopteris. Revista del Museo de La Plata (n.s.) 5, Paleontología 28: 1-16.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1981. Sobre la presencia del género *Botrychiopsis* Kurtz en la Formación Nueva Lubecka, Pérmico inferior de Chubut. Anales 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología: 157-167.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus floras fósiles. 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memorias 3: 143-153. México.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1986. *Corynepteris australis* sp. nov. primer registro de una Coenopteridal en el Pérmico inferior de Chubut, Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1: 177-185.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1987. Feruglio cladaceae, a new conifer family from the Permian of Gondwana. Review Paleobotany Palynology 51: 3-30.

ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1990. Sobre posibles ginkgoales primitivas del neopaleozoico de Argentina. Reunión Anual Proyecto. 211 (IGCP-IUGS), Resúmenes: 4.

ARCHANGELSKY, S. y DE LA SOTA, E., 1960. Contribución al conocimiento de las filices pérmicas de la Patagonia Extraandina. Acta Geológica Lilloana 3: 85 - 126.

ARCHANGELSKY, S. y GAMERRO, J., 1981. Palinomorfos pérmicos del subsuelo de la Cuenca Colorado, en la plataforma del Mar Argentino, provincia de Buenos Aires. Boletím Instituto de Geociencias, Universidad Sao Paulo 11: 119-124.

ARCHANGELSKY, S., AZCUY, C., GONZÁLEZ, C. y SABATTINI, N., 1987. Edad de las biozonas. En Archangelsky, S. (editor) «El Sistema Carbonífero en la República Argentina», 293-301.

ARCHANGELSKY, S., JALFIN, G. y CÚNEO, R., 1991a. Cuenca La Golondrina. En S. Archangelsky (editor) «El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay» (pre-impresión) : 209-232.

ARCHANGELSKY, S., AZCUY, C., CESARI, S., GONZÁLEZ, C., HUNICKEN, M., MAZZONI, M. y SABATTINI, N., 1991b. Correlación y edad de las biozonas. En S. Archangelsky (editor) «El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay» (pre-impresión) : 209-232.

ARRONDO, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo de La Plata 7: 1-194.

ARRONDO, O.G., IÑIGUEZ, A.M. y DALLA SALDA, L., 1982. Afloramientos del Paleozoico superior interserrano de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones estratigráficas. Reunión Anual Proyecto 42, comunicaciones: 18. Montevideo.

ÁVILA, J.C., 1980. Estructura geológica del Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Acta Geológica Lilloana 15: 85-102.

ÁVILA, J.C., 1982. Problemas geológicos estructurales en la explotación minera de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Revista Instituto Ciencias Geológicas (Jujuy), 5: 141-169.

AZCUY, C., ARIAS, W. y CUERDA, A., 1987. Cuenca San Rafael. En S. Archangelsky (editor) «El Sistema Carbonífero en la República Argentina»: 154-168.

BAKER, H., 1924. Final report of geological investigation in the Falkland Islands. Stanley Government Press. 1-28.

BELLOSI, E. y JALFIN G., 1981. Estudio de una nueva colección de plantas pérmicas de la Isla Soledad, Malvinas. Proyecto 42 (IGCP), Resúmenes (4) : 5-6.

BELLOSI, E. y JALFIN G., 1983. Características litológicas de la Formación Lafonia, I. Soledad, Malvinas. Proyecto 42 (IGCP), Resúmenes (5) : 7-8.

BELLOSI, E. y JALFIN, G., 1984. Litoestratigrafía y evolución paleoambiental

neopaleozoica de las Islas Malvinas, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 66-86.

BELLOSI, E. y JALFIN, G., 1987. Area Islas Malvinas. En S. Archangelsky (editor) El Sistema Carbonífero en la República Argentina»: 225-236.

BELLOSI, E.S. y JALFIN, G.A. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia Extraandina e Islas Malvinas. Cuencas Sedimentarias Argentinas: 379-393.

BIANCHI, J., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964-65 y 1965-66. YPF (inédito).

BORRELLO, A., 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia, Ediciones Culturales Argentinas, 70 pp., Buenos Aires.

BORRELLO, A., 1967. Estado actual del conocimiento geológico del flysh en la Argentina. Revista Museo de La Plata 6: 125-153.

BORRELLO, A., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería: 141-188.

BORRELLO, A., 1972. Islas Malvinas. En A. Leanza (editor) I Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba: 755-770.

BOUCOT, A.J. y GILL, E.D., 1956. *Australocoelia*, a new Lower Devonian brachiopod from South Africa, South America and Australia. Journal Paleontology 30: 1173-1178.

BRAITSCH, O., 1965. Das Palaozoikum von Sierra Grande (prov. Río Negro, Argentinien) und die altkaledonische faltung in ostlichen Andervorland. Geologische Rundschau 54: 698-714.

BUGGISCH, W., 1986. Stratigraphie und metamorphose in der Sierra de La Ventana (Argentinien). Berliner Geowis. Abh., Sonderban 211: 24-25.

BUGGISCH, W., 1987. Stratigraphy end very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. Zbl. Geologie Paleontologie I: 819-837.

BUSSIO, D., 1992. Las diaclasas de la Formación Providencia en las Sierras Australes de Buenos Aires: análisis geométrico de su relación con la lineación de plegamiento y el valor de deformación interna en un esquema de cizallamiento simple. Monografías de la Academia Nacional Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 8: 149-151.

CAMINOS, R., 1980. Cordillera Fueguina. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, tomo 2: 1463-1501

CAMINOS, R. 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke, y 39h, Chipauquil**,** provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito).

CAMINOS, R., 1996. Descripción geológica de la Hoja 4166-I Valcheta, provincia del Río Negro. Dirección Nacional del Servicio Geológico (inédito).

CAMINOS, R. y LLAMBÍAS, E.J., 1984. El basamento cristalino. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: 37-63.

CASAMIQUELA, R.M., 1965. Estudios icnológicos. Análisis de *Orchesteropus atavus* Frengüelli y una forma afín del Paleozoico de Argentina. Revista Museo de La Plata (n.s.) 24: 187-244.

CAZAU, L., 1972. Cuenca del Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En A.F. Leanza (editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba : 727-740.

CHEBLI, G., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1: 357 - 373.

CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J., 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 639-655.

CINGOLANI, C. A. y VARELA, R., 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la Isla Gran Malvina, sector de Cabo Belgrano (cabo Meredith), Islas Malvinas. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 457-473.

COATES, D., 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province, Argentina. Primer Simposio Internacional de Geología y Paleontología del Gondwana, 2: 799-816.

COBBOLD, P., MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. Hercynica 2: 135-148.

COBBOLD, P., MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Acta: 1047-1054.

COBBOLD, P., GAPAIS, D. y ROSSELLO, E., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology 13: 743-758.

CORTÉS, J.M, 1979. Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande en la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 481-487.

CORTÉS, J.M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 36: 217-235.

CORTÉS, J.M., CAMINOS, R. y LEANZA, H.A., 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: 65-84.

CORTIÑAS, J. y ARBE, H., 1982. Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (3): 300-312.

CRIADO ROQUÉ, P., 1953. Informe preliminar reconocimiento geológico zona Bahía Laura, Territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).

CUCCHI, R.J., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 21: 71-106.

CUCCHI, R.J., 1980a. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 167-173.

CUCCHI, R.J., 1980b. La Formación Esquel y la Formación Valle Chico, Réplica. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 588-590.

CUCCHI, R.J. y ASKENASY, T. 1982. Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico. Análisis de cristalinidad de la illita. Asociación Geológica Argentina, Revista 37: 362-365.

CÚNEO, R., 1983. Paleoecología de microsecuencias plantíferas del Grupo Río Genoa, Pérmico de Chubut, Argentina. Ameghiniana 20: 111-131.

CÚNEO, R., 1985. Hallazgo de una flora prelubeckiana en la localidad, Arroyo Garrido, Chubut, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211 (IUGS-UNESCO), Resúmenes: 24-25.

CÚNEO, R., 1987. Fitopaleoecología de la Formación Río Genoa en la localidad Lomas Chatas, Pérmico de Chubut, Argentina. Ameghiniana 24: 3-15.

CÚNEO, R., 1989. Phytogeography and paleoecology of Late Paleozoic floras from southern South America and their relationships with other floral realms. 28º Congreso Geológico Internacional, Abstracts 1: 351. Washington.

DARWIN, C.R., 1846. On the geology of the Falkland Islands. Quarterly Journal Geological Society London 2: 267-274.

DE ALBA, E., 1960. Acerca de la estructura geológica en Sierra Grande y su aplicación económica, Río Negro. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas 2: 53-64.

DE ALBA, E., 1964. Descripción geológica de la hoja 44j Sierra Grande (provincia de Río Negro). Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín 97. 69 pp.

DE GIUSTO, J.M., 1954. Informe preliminar reconocimiento geológico zona de Florida Negra, territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).

DÍAS, G.F., 1988. Características estructurales del Abra de La ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 43: 482-492.

DIGREGORIO, J., 1972. Neuquén. En Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 439-505.

DIGREGORIO, J. y ULIANA, M., 1980. Cuenca Neuquina. En 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba 2: 935-1032.

DIMIERI, L. y JAPAS, S., 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadores de la deformación en la Formación Napostá, Abras de La Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión Microtectónica, Actas 3: 32-39.

DI NARDO, L.R. y DIMIERI, L.V., 1988. Mesoestructuras formadas en el campo de comportamiento rígido, Abra de La Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 43: 140-152.

DI PERSIA, C.A., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1: 100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 2a campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).

DI PERSIA C., 1956. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1: 100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del Río Deseado, 3ra. campaña. YPF (inédito). Buenos Aires.

DU TOIT, A.L., 1927. A geological comparision of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F.R. Couper Reed. Carnegie Institute 381: 1-57.

FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche. Boletín de Informaciones Petroleras 18: 27-63.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Y.P.F., Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1951. Sobre algunas planta del Gondwana del Río Genoa. Asociación Geológica Argentina, Revista 6: 14-20.

FORSYTHE, R., 1982. The Late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Southern South America: A platetectonic interpretation. Journal Geological Society London 139: 671-682.

FOSSA MANCINI, E., FERUGLIO, E. y YUSSEN DE CAMPANA, J., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la nomenclatura estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 171: 31-95.

FRAKES, A. y CROWELL, J., 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic diamictite, Falkland Islands. Bulletin Geological Society of America 78: 37-58.

FRAKES, A., AMOS, A.J. y CROWELL, J., 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. Symposium Gondwana Stratigraphy, Earth Science 2: 821-843. Buenos Aires.

FRANCHI, M. y PAGE, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2) : 208-229.

FRENGUELLI, J., 1935. «*Ptilophyllum hislopi*» (Oldham) en los «Mayer River Beds» del Lago San Martín. Notas Museo de La Plata (Paleontología) 1: 71-83.

FRENGUELLI, J., 1953a. Las Pecopteróideas del Pérmico del Chubut. Notas Museo de La Plata, Paleontología 16: 287-296.

FRENGUELLI, J., 1953b. Recientes progresos en el conocimiento de la geología y paleogeografía de Patagonia basados sobre el estudio de sus plantas fósiles. Revista Museo de La Plata (n.s.), Geología 4: 321-341.

FREYTES, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. YPF (inédito), Buenos Aires.

FREYTES, E., 1971. Informe geológico preliminar sobre la Sierra de Tepuel (Departamentos de Languiñeo y Tehuelches, provincia del Chubut). YPF (inédito), Buenos Aires.

FURQUE, G., 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. Revista Museo de La Plata 5 (Geología) : 239-243.

FURQUE, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34m, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería 141. 70 pp.

GELOS, E.M., 1977. Metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 32: 99-110.

GODEAS, M.C., 1982. Geología del Bajo de la Leona, provincia de Santa Cruz, con especial referencia a las relaciones de contacto entre las plutonitas de La Leona (Formación La Leona) y la Formación La Golondrina, y los fenómenos de mineralización. Tesis doctoral (inédita), Universidad Nacional Buenos Aires.

GODEAS, M.C., 1985. Geología del Bajo de la Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4) : 262 - 277.

GONZÁLEZ, C., 1969. Nuevas especies de bivalvia del Paleozoico superior del Sistema de Tepuel, provincia de Chubut (Argentina). Ameghiniana 6: 236-250.

GONZÁLEZ, C., 1972a. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte I. Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación. Asociación Geológica Argentina, Revista 27: 95-115.

GONZÁLEZ, C., 1972b. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte II. Bivalvia: taxonomía y paleoecología. Asociación Geológica Argentina, Revista 27: 188-213.

GONZÁLEZ, C., 1975. Nuevos Bivalvia de la Formación Las Salinas. Paleozoico superior de Chubut, República Argentina. Primer Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 341-355.

GONZÁLEZ, C., 1977. Bivalvos del Carbonífero superior del Chubut, Argentina. Acta Geológica Lilloana 14: 105-147.

GONZÁLEZ, C., 1981. El Paleozoico superior marino de la República Argentina, Bioestratigrafía y paleontología. Ameghiniana 18: 51-65.

GONZÁLEZ, C., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina. Ameghiniana 21: 125-142.

GONZÁLEZ BONORINO, F. y GONZÁLEZ BONORINO, G., 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 43: 518-528.

GONZÁLEZ BONORINO, F. y GONZÁLEZ BONORINO, G., 1992. Réplica: La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 45: 190-192.

GONZÁLEZ BONORINO, G., RAFINE, G., VEGA, V. y GUERIN, D., 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominadas por tormentas en la sección glacigénica del Grupo Tepuel, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 43: 239-252.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y NULLO, 1980. Cordillera Neuquina. En Geología Regional Argentina: 1099-1147.

GREENWAY, M., 1972. The geology of the Falkland Islands. British Antartic Survey, Scientific Report 76: 1-42.

GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera de San Juan y Nahuel Huapí. Physis 4: 208-240.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General Minas, Geología e Hidrología, Boletín 58: 1-109.

HALLE, T., 1911. Geological structure and history of the Falkland Islands. Bulletin Geological Institute, Uppsala, 11: 115-129.

HARRINGTON, H., 1933. Sobre la presencia de restos de la flora de *Glossopteris* en las Sierras Australes de Buenos Aires.Revista Museo de La Plata 34: 303-338.

HARRINGTON, H., 1941. Viaje a las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Revista Museo de La Plata, sección oficial 1940: 78-80.

HARRINGTON, H., 1947. Explicación de las hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería 61. 43 pp.

HARRINGTON, H., 1955. The Permian *Eurydesma* fauna of Eastern Argentina. Journal of Paleontology 24: 112-128.

HARRINGTON, H., 1967. Devonian of South America. Alberta Association Petroleum Geologists, International Symposium «Devonian System» Proceedings 1: 651-671.

HARRINGTON, H., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. Asociación Geológica Argentina, Revista 25: 151-181.

HARRINGTON, H., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En A. Leanza (editor). 1º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 395-404.

HARRINGTON, H., 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 967-983.

HERBST, R., 1978. *Asterotheca golondrinensis* n. sp. from the Lower Permian Golondrina Series of the Bajo de La Leona, Santa Cruz, Argentina. The Paleobotanist 25: 126-130.

HERVE, F., DAVIDSON, J., GODOY, E., MPODOZIS, C. y COVACEVICH, V., 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. Academia Brasileira Ciencias, Anales 53: 361-373.

INTROCASO, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia-Cuenca Interserrana-Ventania, a través de datos de gravedad. Instituto de Física de Rosario 8: 1-26.

IÑIGUEZ, A., ANDREIS, R. y ZALBA, P., 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 383-395.

JALFIN, G., 1987. Estratigrafía y paleogeografía de las cuencas pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de edad similar de las Islas Malvinas. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de Tucumán.

JALFIN, G. y BELLOSI, E.S., 1983. Análisis estratigráfico de la Formación Bahía Choiseul, Pérmico de la Isla Soledad, Islas Malvinas, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 38: 248-262.

JALFIN, G., CÚNEO, R. y ARCHANGELSKY, R., 1990. Paleoambientes, paleobotánica y bioestratigrafía de la Formación La Golondrina en la localidad Dos Hermanos, Pérmico superior, Santa Cruz, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211 («Paleozoico tardío de América del Sur»), Abstracts.

JAPAS, S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó, I perfil del arroyo Atravesado, Sierra de Las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires.Anales Academia Nacional Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Buenos Aires) 38: 145-156.

JAPAS, S., 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédita).

JAPAS, S., 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exáctas, Físicas y Naturales 40: 193-215.

JAPAS, S., 1991. Análisis microtectónico de la fábrica deformada del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de Buenos Aires. 7a Reunión sobre Microtectónica: 85-91. Bahía Blanca.

JAPAS, S., 1995. Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, , Revista 49: 368-372.

KEIDEL, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 25: 239-368.

KEIDEL, J., 1929. Las relaciones entre Sud América y Sud África reveladas por la investigación geológica de las Sierras Australes de Buenos Aires. Universidad Nacional de La Plata, Extensión Cultural, Conferencia 3.

KEIDEL, J., 1947. El Paleozoico: geografía de la República Argentina. I Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA: 125-304.

KILMURRAY, J.O., 1969. Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 24: 239-252.

KILMURRAY, J.O., 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Revista 30: 331-348.

KOSTADINOFF, J. y FONT DE AFFOLTER, 1982. Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121.

KRANCK, C.K., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica (Helsinki) : 1-231.

LEANZA, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En A.F. Leanza (editor) «Geología Regional Argentina», Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 689-706.

LEANZA, H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 45: 272-299.

LEGUIZAMÓN, M.A. y TERUGGI, M.E., 1985. Contribución al conocimiento petrológico-estructural de las rocas de la Formación Hinojo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes: 229.

LESTA, P. y FERELLO, R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En A.F. Leanza (editor), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 601-654. Córdoba.

LESTA, P., MAINARDI, E. y STUBELJ, R. 1980. Plataforma continental argentina. 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1577-1602.

LINARES, E., LLAMBÍAS, E. y LATORRE, C., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 87-146.

LLAMBÍAS, E.J., 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 41: 22-32.

LLAMBÍAS, E.J. y PROZZI, C., 1975. Ventania. 6º Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 78-101.

LLAMBÍAS, E.J. y RAPELA, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 39: 220-243.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1979. Los llamados «Esquistos de Esquel» al este de la ciudad homónima, provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buneos Aires (inédito).

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1980a. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 187-194.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., 1980b. La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel. Comentario. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 586-587.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1989. Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of western Argentina: a record of glacieustatic sea level rise. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 71: 257-270.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O. y LIMARINO, C., 1984. Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior), provincia de Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 39: 251-261.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O. y ROSSELLO, E., 1992. La Cuenca Interserrana de Claromecó, Argentina: un ejemplo de cuenca de antepaís hercínica. 8º Congreso Geológico Latinoamericano, Actas 1: 55-59.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O. y ROSSELLO, E., 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. Geologische Rundschau, 82: 136-147.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., ESPEJO, I., CONAGHAN, P. y POWELL, C., 1994. Southern South America. En «Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland» Veevers, J. y Powell C. editores. Geological Society of America. Memoir 184: 281-230.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., CONAGHAN, P., ROSSELLO, E. y COBBOLD, P., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes foldbelt, East-Central Argentina.: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. Journal South American Earth Sciences.

MANCEÑIDO, M. y DAMBORENEA, S., 1984. Megafaunas de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En 9º Congreso Geológico Argentino, relatorio: geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro: 413-466.

MARSHALL, J.E., 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. Tectonics 13 (2) : 499-514.

MARTIN, A.K., HARTNADY, C. y GOODLAD, S., 1981. A revised fit of South America and South Central Africa. Earth Planetary Sciences Letters, 54: 293-305.

MASSABIE, A., 1993. Observaciones estructurales sobre el contacto Formación Huaracó-Tobas superiores, Serie Andacollo, Cordillera del Viento, Neuquén. 9ª Reunión de Microtectónica, Resúmenes.

MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352.

MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1984. Estructuras deformativas del Abra de La Ventana y adyacencias. Sierras Australes de Buenos Aires, Primera Reunión Microtectónica, Actas: 22-25.

MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1986. Las ritmitas de la Formación Sauce Grande y sus implicancias paleoambientales, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 41: 210-215.

MASSABIE, A. y ROSSELLO, E., 1990. El fallamiento Abra de Rivera y su participación en la estructuración de las Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Anales Academia Nacional Ciencias Exáctas, Fisicas y Naturales, 42: 195-204.

MASSABIE, A. ROSSELLO, E. y AMOS, A., 1986. Kinematic interpretation of the minor and mesostructures in the Abra de La Ventana area, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Buenos Aires, 38: 215-232.

MELCHOR, R., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, provincia de La Pampa. Análisis paleoambiental e importancia. 3a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 366-371.

MELCHOR, R. y CÉSARI, S., 1991. Algunos elementos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico inferior), provincia de La Pampa, República Argentina. Ameghiniana 28 (3-4) : 347-352.

MENÉNDEZ, C.A., 1966. Plantas fósiles. En Borrello, A. (editor) : «Paleontografía Bonaerense», 2: 1-35. La Plata.

METHOL, E.J. y SESANA, F.L., 1972. Notas sobre el hallazgo de ortocuarcitas y ortocuarcitas conglomerádicas en la región septentrional del Macizo Nordpatagónico, Servicio Geológico Nacional (inédito). Buenos Aires.

MITCHELL, C., TAYLOR, G., COX, K. y SHAW, J., 1986. Are the Falkland Islands a rotated microplate ?. Nature 319: 131-134.

MORRIS, J. y SHARPE, D., 1846. Description of eight species of brachipods shells from the Paleozoic rocks of the Falkland Islands. Quarterly Journal Geological Society London, 2: 274-278.

MÜLLER, H. von, 1965. Zur altersfrage der eisenerzlagerstätta Sierra Grande, Río Negro. En: Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde. Sonderd. Geologische Rundschau 54: 715-132.

MUSSET, A. y TAYLOR, G., 1994. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for dykes from the Falkland Islands with implications for the break-up of southern Gondwanaland. Journal of the Geological Society of London, 151: 79-81.

NAVARRO, H., 1960. Geología estructural de los yacimientos sur y este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas 2: 151-172.

NULLO, F., PROSERPIO, C. y RAMOS, V., 1979. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del hielo continental patagónico, Argentina-Chile. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 455-470.

NUÑEZ, E., BACHMANN, E.W. de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAÍN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 5º Congreso Ibero-Americano Geología Económica, 4: 247-266.

PAGE, R., LIMARINO, C., LÓPEZ GAMUNDÍ, O. y PAGE, S., 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 619-632.

PALMA, M.A., 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región estraandina de la provincia de Santa Cruz. Reunión sobre geotransectas de América del Sur: 102-105.

PALMA, M.A. y UBALDÓN, M.C., 1989. Las sedimentitas gondwánicas de la Formación La Golondrina en la Estancia dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 43: 388-403.

PANKHURST, R., RAPELA, C.W., CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E. y PÁRICA, C.A., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith. North Patagonian Massif. Journal South American Sciences, 5: 321-325.

PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f «Bajo de la Leona» y 54g «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito).

PANZA, J.L., 1995. Hoja Geológica 4966-I/II Bahía Laura, escala 1: 250.000 (Santa Cruz). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 214. 83 pp.

PANZA, J. L., N. CÚNEO y S. ARCHANGELSKY, 1996. La Formación La Golondrina (Pérmico) en la laguna Dulce, provincia de Santa Cruz, y su tafoflora. Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Universidad de Buenos Aires, Comunicaciones'96: 14-15.

PERROT, C., 1961. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje de El Molle (Departamento Tehuelches, provincia de Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 15: 53-79.

PETERSEN, C.S., 1949. Informe sobre los trabajo de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. Dirección General Industria y Minería (inédito).

PETRIELLA, B.T. y ARRONDO, O.G., 1978. Presencia de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez en el Carbonífero inferior de Argentina. Ameghiniana 15: 406-408.

PIATNITZKY, A., 1933. Rético y Liásico de los valles de los ríos Genoa y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo. Boletín de Informaciones Petroleras 10: 151-182.

PIATNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del Río Chubut y del Río Genoa. Boletín de Informaciones Petroleras 13: 83-118.

PROSERPIO, C.A., 1978. Descripción de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159. 75 pp.

RAMOS, V.A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 30: 274-285.

RAMOS, V., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 107-124.

RAMOS, V., 1984. Patagonia: un continente a la deriva ?. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-328.

RAMOS, V. y PALMA, M.A., 1991. Tectónica y Diastrofismo. En S. Archangelsky (editor): «El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay» (pre-impresión) : 239-266.

RAMOS, V., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R., MPODOZIS, R.W., KAY, S., CORTÉS, J. y PALMA, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5: 855-880.

RAPELA, C. y KAY, S., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of Northern Patagonia. Episodes, 11 (3) : 175-182.

RAPELA, C. y LLAMBÍAS, E., 1984. Evolución magmática y relaciones generales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 40: 4-25.

RE KÜHL, G., 1981. Geología de los alrededores de Andacollo, provincia del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Facultad Ciencias Exactas y Naturales (U. Buenos Aires).

REX, D. y TANNER, P., 1982. Precambrian age for gneisses at Cape Meredith in the Falkland Islands. En «Antartic Geoscience Symposium on Antartic Geology and Geophysics, University of Wisconsin Press, Madison: 107-110.

RICCARDI, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo de La Plata 7: 245-318.

RICCARDI, A.C. y ROLLERI, 1980. Cordillera patagónica austral. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, tomo 2: 1431-1462.

RIGGI, A., 1935. Geología de la Sierra de Las Tunas y sus relaciones con las demás sierras australes de la provincia de Buenos Aires. Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 39: 313-332.

RIGGI, A., 1951. Geología y geografía de las Islas Malvinas. En Soberanía Argentina en el Archipiélago de Las Malvinas y en la Antártida. Universidad Nacional de La Plata 42.

RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 12: 65-97.

ROBBIANO, J., 1971. Contribución al conocimiemnto estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26: 41-56.

ROCHA CAMPOS, A.C. y DE CARVALHO, R.G., 1975. Two new bivalves from the Permian «*Eurydesma* Fauna» of eastern Argentina. Boletín IG-USP, 6: 181-191.

ROLLERI, E.O., 1970. Discordancia en la base del neopaleozoico al este de Esquel. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 273-277.

ROSSELLO, E. y MASSABIE, A., 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 36: 272-285.

ROSSELLO, E., COBBOLD, P.R. y LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1993. Pliegues de crecimiento en la Formación Tunas (Zoilo Peralta, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina). Proyecto PANGEA, comunicaciones: 52-55.

ROSSELLO, E.D., MASSABIE, A.C., LÓPEZ GAMUDÍ, O.R., COBBOLD, P.R. y GAPAIS, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10:389-402.

RUIZ, T. y BLANCO, T., 1985. Presencia de restos de lycópsidas arborescentes en Las Mostazas, paleozoico superior de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 935-937.

RUSSO, A., FERELLO, E. y CHEBLI, G., 1979. Llanura Chaco-Pampeana. En 2º Simposio geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 1: 139-183.

SABATTINI, N., 1972. Los Fenestellidae, Acanthocladiidae y Rhabdomesidae (Bryozoa, Cryptostomata) del Paleozoico superior de San Juan y Chubut, Argentina. Revista Museo de La Plata (n.s.), Paleontología 42: 255-377.

SABATTINI, N., 1977. Gastrópodos carbónicos y pérmicos del Grupo Tepuel (provincia de Chubut, Argentina). Obra del Centenario Museo de La Plata 5: 39-62.

SABATTINI, N., 1983. Especies de *Septatopora* Engel (? Bryozoa), del Carbónico de la Provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana 20: 61-71.

SCASSO, R. y MENDÍA, J., 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (1-2) : 26-50.

SÉLLES MARTÍNEZ, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): An example of folding in a transpressive environment. Journal of South American Earth Sciences 2: 317-329.

SEPÚLVEDA, E., 1977. Acerca de la presencia de restos similares a Ciclostigma. Ameghiniana 14: 305-306.

SEPÚLVEDA, E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 194.

SEPÚLVEDA, E. y CUCCHI, R.J., 1978. Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en el cerro Excursión, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 437-444.

SEWARD, A. y WALTON, J., 1923. On a collection of fossil plants from the Falkland Islands. Journal Geological Society of London 79: 313-333.

SPALLETTI, L.A., 1993. An iron-bearing wave-dominated silisiclastic shelf: facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). Geological Journal 28: 137-148.

SPALLETTI, L.A., CINGOLANI, C.A. y VARELA, R., 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma silúrico-eodevónica de la Patagonia, República Argentina. Revista Museo La Plata (n.s.), Geología 10: 305-318.

SPIKERMANN, J.P., 1977. Geología de los alrededores de la Estancia Arroyo Pescado, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 31: 265-276.

SRUOGA, P. y LLAMBÍAS, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa province, Argentina. Journal of South America Earth Sciences, 5: 141-152.

STIPANICIC, P.N. y METHOL, J.E., 1972. Comarca Norpatagónica. En Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias Córdoba: 1071-1097.

STIPANICIC, P.N. y REIG, O., 1957. El complejo porfirítico de la Patagonia extraandina y su faunade anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.

STIPANICIC, P.N., METHOL, J., RODRIGO, F., BAULIES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista 23: 67-98.

STOLL, W., 1950. Geología y depósitos minerales de Andacollo, Territorio del Neuquén. Dirección Nacional de Minería (inédito). Buenos Aires.

STOLL, W., 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6. 35 pp.

SUERO, T., 1945. Reconocimiento geológico de la región comprendida entre Nueva Lubecka, Piedra Shottle y Laguna del Mate (Chubut). YPF (inédito), Buenos Aires.

SUERO, T., 1946. Reconocimiento geológico entre el Arroyo Genoa y el Río Chubut (Dtos. Tehuelches, Paso de Indios y Languiñeo), provincia del Chubut. YPF (inédito), Buenos Aires.

SUERO, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón

Cherque-Cordón Putrachoique-Río Tecka y Sierra de Languiñeo (Territorio del Chubut). YPF (inédito), Buenos Aires.

SUERO, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras 287:31-48.

SUERO, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 8: 37-53.

SUERO, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). Partidos Coronel Pringles y Coronel Suarez. Publicación LEMIT serie 2, 31 pag. La Plata.

SUERO, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, LEMIT-MOP 3: 135-147.

SUERO, T. y CRIADO ROQUÉ, P., 1955. Descubrimiento de Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Territorio Nacional de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica. Notas Museo de La Plata (geología) 18: 157-168.

TURNER, J.C.M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de Los Andes, provincia del Neuquén. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51. Córdoba.

TURNER, J.C.M., 1980. Islas Malvinas. En 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 2: 1503-1527.

TURNER, J.C.M. y CAZAU, L.B., 1978. Estratigrafía del pre-Jurásico. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 25-36.

UGARTE, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia meridional. Anales Universidad de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias Geológicas 1: 37-68.

ULIANA, M. y BIDDLE, K., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En McKenzie, G. (editor), Gondwana Six: «Structure, tectonics and geophysics». Geophysical Monography 40: 271-286. Washington.

VALVANO, J.A., 1949. Depósitos ferríferos de Sierra Grande. Dirección General Industria Minera (inédito), Buenos Aires.

VALVANO, J.A., 1954. Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande. Asociación Geológica Argentina, Revista 9: 193-209.

VARELA, R. 1978. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. Asociación Geológica Argentina, Revista: 33: 52-62.

VARELA, R., DALLA SALDA, L. y CINGOLANI, C.A., 1985. Estructura y composición geológica de las Sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 40: 254-261.

VARELA, R., LEONE, E.M. y MANCEDA, R., 1987. Estructura y tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 41: 256-261.

VIERA, R. y PEZZUCHI, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en el contacto con rocas del «Complejo Metamórfico» de la Patagonia Extraandina, Ea. Dos Hermanos, prov. de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 31: 281-283.

VILELA, C. y RIGGI, J., 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de las sierras de Lihuel Calel. Asociación Geológica Argentina, Revista 11 (2) : 212-272.

VISSER, J., 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 61: 205-219.

VISSER, J., 1993. The tectono-geographic evolution of part of southwestern Gondwana during the Carboniferous and Permian. 10 Congreso Internacional de la Estratigrafía del Carbonífero y Pérmico, Comptes Rendus I: 447-453.

WEBER, E.I., 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 196. 69 pp.

WICHMANN, R., 1926. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del Territorio del Río Negro. Dirección Nacional Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.

YRIGOYEN, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En Geología de la provincia de Buenos Aires, relatorio, 6º Congreso Geológico Argentino. 139-169. Buenos Aires.

ZAMBRANO, J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29(4):443-469.

ZAMBRANO, J., 1980. Comarca de la Cuenca Cretácica de Colorado. 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 2: 1033-1070.

ZANETTINI, J.C.M., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Asociación Geológica Argentina, Revista 36: 160-179.

ZANETTINI, J.C.M., 1993. Lantánidos y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Asociación Geológica Argentina, Revista 48: 59-70.

ZAVALA, C.A., SANTIAGO, M.F. y AMAOLO, G.E., 1993. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca Paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 48: 307-316.

ZÖLLNER, W., 1949. Informe preliminar de la Hoja 32b, Chos Malal, Neuquén. Dirección Nacional de Minería (inédito). Buenos Aires.

ZÖLLNER, W. y AMOS, A., 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Andacollo, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10:127-135.

ZÖLLNER, W. y AMOS, A., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal. Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 143. 91 pp.

Recibido: julio 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (14): 349 - 376, BUENOS AIRES, 1999

LAS ROCAS ÍGNEAS GONDWÁNICAS

1. EL MAGMATISMO GONDWÁNICO DURANTE EL PALEOZOICO SUPERIOR-TRIÁSICO

Eduardo Jorge Llambías

INTRODUCCIÓN

En el período que se extiende entre el comienzo del Carbonífero y el Triásico inferior alto el magmatismo gondwánico evidencia su mayor actividad, adquiriendo durante el Pérmico-Triásico inferior un volumen inusitado, que lo hace destacable a nivel universal. Sus afloramientos corresponden a intrusiones superficiales, siendo frecuentes las asociaciones plutónico - volcánicas. Esto se debe a que en el límite Devónico-Carbonífero ya se habían exhumado los terrenos más profundos y los movimientos de ascenso cortical habían disminuido substancialmente. En diversas localidades donde las plutonitas gondwánicas se superponen a las del Proterozoico - Paleozoico inferior, cuyos afloramientos corresponden a niveles de intrusión más profundos, como en el borde noroccidental del Macizo Norpatagónico, su distinción es posible si se analizan los respectivos niveles de emplazamiento. Los granitoides más profundos están asociados a abundantes pegmatitas, siendo éstas más abundantes que las aplitas. En los más superficiales la relación es inversa, siéndo las aplitas más abundantes que las pegmatitas. Otra diferencia es que en los granitos superficiales el cuarzo tiende a ser subhedral a euhedral, mientras que en los más profundos es intersticial y forma agregados microcristalinos. También, los granitoides más profundos están afectados por deformación dúctil penetrativa, mientras que en los superficiales la deformación dúctil está concentrada en delgadas franjas. No obstante lo expresado, la distinción no es tan simple porque en el Paleozoico inferior hay granitoides relacionados a la etapa post-orogénica y de ascenso que sucede a la principal orogenia Famatiniana y por este motivo presentan niveles de emplazamiento no tan profundos.

En la región andina las rocas ígneas carboníferas gondwánicas se distinguen de las permo-triásicas por soportar en discordancia las sedimentitas del Carbonífero superior a Pérmico inferior. Esto significa que hubo movimientos de ascenso cortical que permitieron la exhumación de estos plutones, evidenciando una importante inestabilidad cortical durante el Carbonífero.

MAGMATISMO CARBONÍFERO

Rocas plutónicas carboníferas constituidas por plutones aislados, de composiciones intermedias, han sido reconocidas en la Cordillera Frontal y en las Sierras Pampeanas adyacentes a la Precordillera riojana. También en la Precordillera de San Juan y La Rioja se han descripto secuencias volcano-sedimentarias con esta edad. En el Bloque de San Rafael las rocas tonalíticas del stock del Cerro de la Chilena (o Aguada de la Chilena) asignadas al Carbonífero inferior (Dessanti, 1956; Polanski, 1964) dieron edades K/Ar comprendidas entre 285 y 237 Ma (Polanski, 1966; Stipanicic, 1967; Toubes y Spikermann, 1976), de modo que se requieren estudios más detallados para confirmar su edad.

Las unidades magmáticas carboníferas fueron asignadas a la fase magmática Somuncúrica por Ramos y Ramos (1979) sobre la base de un análisis estadístico de las edades radimétricas K-Ar, aunque sin un análisis crítico de los datos utilizados. Esta denominación no se mantiene en el presente trabajo porque en el Macizo de Somuncura o Norpatagónico no se ha podido comprobar la presencia de unidades magmáticas carboníferas, aunque no se descarta su existencia, por lo que puede inducir a confusión. Cabe agregar que las edades obtenidas con posterioridad al trabajo de Ramos y Ramos, que indicaban un magmatismo carbonífero en La Esperanza y en Nahuel Niyeu (Caminos et al., 1988) fueron rectificadas recientemente, dando valores entre el Pérmico y el Jurásico (Pankhurst et al., 1992; 1993).

En la figura 1 y el cuadro 1 se resumen las características más importantes de los afloramientos de rocas ígneas de este ciclo magmático, cuya edad carbonífera no ofrece dudas. Predominan las composiciones intermedias entre tonalitas y granodioritas con características típicamente calcoalcalinas como en Tabaquito (Sato et al., 1990). Forman parte de una arco magmático de rumbo N-S implantado principalmente en la Cordillera Frontal y en el borde nordoccidental de la Precordillera, donde ambas unidades se adosan. Las monzonitas y granitos carboníferos de cerro Veladero se intruyeron en las metamorfitas de la sierra de Umango, borde occidental de las Sierras Pampeanas (Cingolani et al., 1993), a lo largo del contacto con la Precordillera. La similitud de este cuerpo con otros de la Precordillera y de la Cordillera Frontal indica que el arco magmático atravesaba distintos terrenos, los cuales ya habían adquirido en el Carbonífero una configuración similar a la actual. El hecho que muchos de los cuerpos plutónicos se encuentren casi en el límite de los terrenos mencionados comprueba la naturaleza de los contactos tectónicos entre ellos, los que fueron aprovechados por el magma para su ascenso.

Los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas, compuestos principalmente por granitos del Devónico a Carbonífero inferior, no se consideran en esta síntesis por estar relacionados a una etapa post-orogénica, probablemente post-colisional. Ellos están asociados a las etapas finales de la orogénesis ordovícica, comúnmente denominada fase

CONICET-UNLP, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº644, 1900 La Plata.

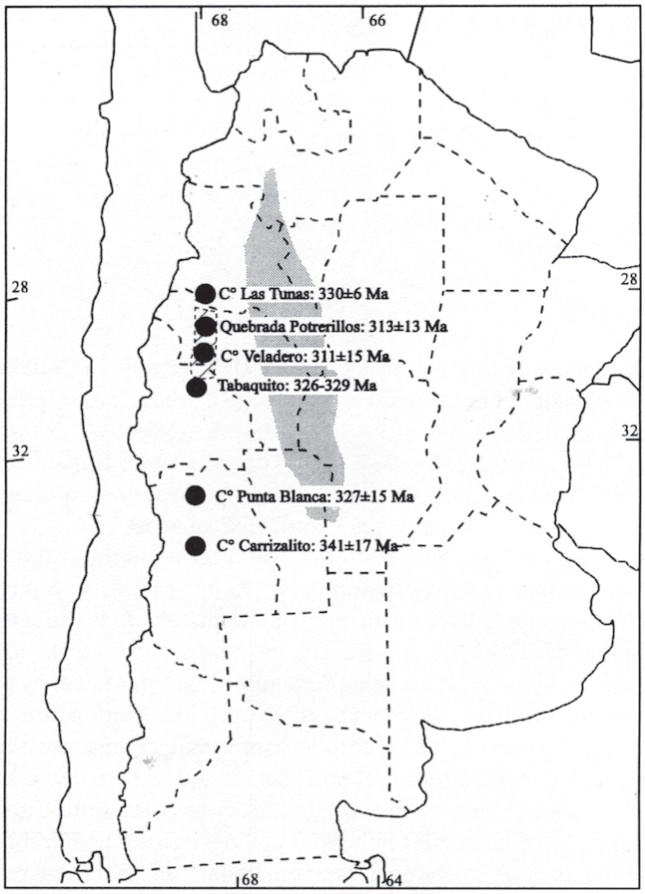


Figura 1. Distribución de las rocas ígneas gondwánicas carboníferas cuyas edades son confiables. Las secuencias sedimentarias con volcanismo asociado se muestran con rayado diagonal. En grisado se muestra la región donde afloran los granitoides del Devónico superior-Carbonífero inferior, posorogénicos respecto a la fase Oclóyica, y por lo tanto tardío famatinianos.

orogénica Oclóyica, que dio lugar a un importante ascenso cortical y extensión, marcando una transición a intraplaca. Este proceso se corresponde con la finalización del ciclo Famatiniano y por lo tanto dichos batolitos están más estrechamente relacionados a la culminación de este ciclo que al reinicio de la subducción en el Carbonífero inferior, localizada en una posición más occidental que la que tuvo durante la probable colisión ordovícica (Llambías y Caminos, 1987; Llambías et al., 1991). Al estar compuestos estos batolitos en su mayor parte por granitos no se los puede correlacionar con las series calcoalcalinas, porque éstas están caracterizadas por una gran variedad litológica que va desde dioritas hasta granitos y que en un diagrama QAP constituyen la serie calcoalcalina granodiorítica (Lameyre y Bowden, 1982). No obstante, durante la etapa post-colisional es posible el emplazamiento de plutones calcoalcalinos (Harris et al., 1994), aun a pesar del atascamiento de la subducción, de modo que no se puede descartar la presencia de algunos plutones aislados en Sierras Pampeanas con estas características.

Los cuerpos intrusivos del arco magmático carbonífero en la Cordillera Frontal probablemente son más numerosos que los reconocidos hasta el presente. Esto puede ser explicado porque gran parte de ellos han quedado sepultados por las efusiones del Choiyoi, o no han sido debidamente identificados por su similitud con las granodioritas del ciclo Choiyoi.

Las secuencias volcano-sedimentarias de la Precordillera marcan la fuerte inestabilidad de la corteza, propia de las regiones orogénicas y favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. Las discordancias intracarboníferas, como la del Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1992), que permiten la distinción de dos eventos diferentes, pero espacialmente relacionados entre sí, sugieren una tectónica activa con cambios rápidos en el paisaje. Los componentes ígneos de estas cuencas sedimentarias, con composiciones predominantemente intermedias, no difieren en composición de los plutones mencionados más arriba. No obstante, se requieren estudios de mayor detalle para comprender qué relaciones guardan entre sí las asociaciones volcánicas con las plutónicas.

El marco tectónico de los cuerpos ígneos carboníferos se corresponde con una área de inestabilidad tectónica, pero sin un marcado engrosamiento cortical. En efecto, no se registra durante este período la exhumación de niveles corticales medianamente profundos, no habiendo sido suficiente la erosión para eliminar la cobertura volcano-sedimentaria. El modelo que se corresponde con esta tectónica es el de una subducción de litósfera oceánica simple por debajo del continente, con desarrollo de un arco magmático y de fases orogénicas episódicas. La importancia del arco se manifiesta por extenderse sobre distintos terrenos, resultantes de las colisiones famatinianas, y cuyas estructuras facilitaron el ascenso del magma.

MAGMATISMO PÉRMICO- TRIÁSICO INFERIOR: LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI

Durante el Pérmico y el Triásico inferior, entre los 280 y 240 Ma, la actividad magmática fue muy intensa. Sus afloramientos abarcan en Argentina una superficie que holgadamente supera los 200.000 km^2 (Figura 2). El desarrollo de esta provincia magmática tuvo lugar tanto a lo largo del cinturón orogénico ubicado en el borde occidental del continente de Gondwana como en el antepaís. El nivel de emplazamiento fue supracortical por el cual son frecuentes los complejos plutono-volcánicos. Las volcanitas de esta provincia fueron descriptas en forma general como ***Grupo Choiyoi***. Sin embargo, por la estrecha relación entre plutonitas y volcanitas el término Choiyoi también ha sido empleado para referirse a ambos conjuntos de rocas (véase la síntesis de Llambías et al., 1993). La denominación de provincia magmática Choiyoi substituye a la de provincia magmática Cuyana Norpatagónica de Rapela y Llambías (1985).

En el cinturón orogénico los afloramientos más importantes se encuentran en la Cordillera Frontal, en el Bloque de San Rafael y en los pequeños bloques aislados en la Cordillera Andina como los de Las Leñas-Valle Hermoso y Bardas Blancas en el sur de Mendoza y Cordillera del Viento y cerro Chachil en en centro y norte del Neuquén (Figura 2). En el antepaís los afloramientos más importantes se encuentran en

CUADRO 1. ROCAS ÍGNEAS DE EDAD CARBONÍFERA DEL CICLO GONDWÁNICO DE LA ARGENTINA

Localidad	Composición	Roca de caja	Edad	Método	Ubicación	Fuente
Cerro Veladero (Sierras Pampeanas)	Monzonita cuarzosa, monzodiorita, sienita cuarzosa, granito	Metamorfitas	311±15 Ri=0.7046	Rb/Sr	29° 10' 69° 45'	(1)
Cerro de Las Tunas (Precordillera)	Granito	Wackes, lutitas (Devónico ?)	330±6	K/Ar	28°20' 68° 45'	(2)
Quebrada Potrerillos (Precordillera Sierras Pampeanas)	Granodiorita, tonalita, granito	Esquistos micáceos, anfibolitas (Precámbrico) wackes, lutitas (Ordovícico)	313±17	K/Ar	28° 30' 68° 30'	(2)
Tabaquito (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Wackes y pelitas con bajo metamorfismo (Carbonífero inf.?)	326-329	Rb/Sr	29° 05' 69° 10'	(3)
Cerro Punta Blanca (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Complejo metamórfico de la Cordillera Frontal	337±15	K/Ar	33° 35' 69° 30'	(4)
Cerro Carrizalito (Cordillera Frontal)	Granodiorita, tonalita, granito	Wackes, areniscas cuarcíferas, lutitas	341±17	K/Ar	34° 40' 69° 30'	(5)
Sierra de la Punilla (Precordillera)	Andesitas	Areniscas feldespáticas (F.Quebrada Larga)	Carbonífero superior	Flora	29° 10' 68° 50'	(6)
	Fase diastrófica Río Blanco (9)					
	Andesitas	Conglomerados, areniscas, lutitas (F. Punilla)	Carbonífero inferior	Flora		
Sierra de las Minitas (Precordillera)	Coladas de basaltos, andesitas y dacitas	Conglomerados, areniscas cuarzo feldespáticas, pelitas (F. Río del Peñón)	Carbonífero superior	Flora	28° 50' 68° 45'	(7)
	Fase diastrófica Río Blanco (9)					
	Pórfidos dioríticos y tonalíticos, lamprófidos	Wackes, pelitas, conglomerados, diamictitas (F. Jagüel)	Carbonífero inferior	Flora		
Cerro Chuscho Punta del Agua (Precordillera)	Andesitas, diabasas, piroxenitas	Areniscas, conglomerados, pelitas (F.Guandacol), Granito Potrerillos.	Carbonífero inferior	Flora	28° 30' 68° 32'	(8)

(1) Cingolani et al. (1993); (2) Caminos (1972); (3) Sato et al. (1990); (4) Caminos et al. (1979); (5) Dessanti y Caminos (1967); (6) Caminos et al. (1993); (7) Fauqué et al. (1991); (8) Aceñolaza et al. (1971), (9) Fauqué y Limarino (1992).

el Bloque del Chadileuvú y en el Macizo Norpatagónico. Los afloramientos aislados en Sierras Pampeanas como los de la sierra de La Huerta y cerro Varela (Cuadro 2) indican el desarrollo de núcleos magmáticos aislados al norte de los 37º S, marcando una fuerte diferencia entre la Patagonia y el sur de la provincia de La Pampa respecto al norte del país.

La provincia magmática Choiyoi abarca una extensa región que comprende tanto al cinturón orogénico como al antepaís (Figura 2), por lo que es conveniente describir cada ambiente por separado, aun a pesar que las características litológicas sean similares en ambos.

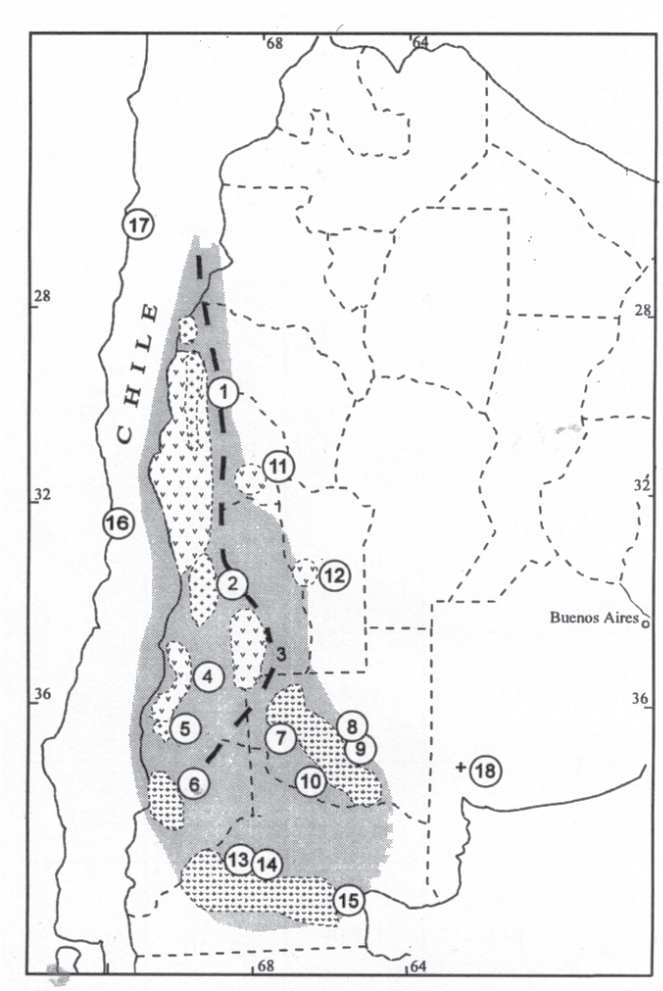


Figura 2. Distribución de las rocas ígneas del Pérmico-Triásico inferior. V= rocas volcánicas; += rocas plutónicas; V + V += volcanitas y plutonitas sin discriminar. La línea de guiones representa el límite de la extensión de la fase orogénica San Rafael, y delimita el cinturón orogénico gondwánico, al oeste, del antepaís. **Cordillera Frontal:** 1) Batolito de Colangüil; 2) Batolito de El Portillo; 3) Bloque de San Rafael; **Cordillera de los Andes:** 4) Bardas Blancas-Las Leñas; 5) Cordillera del Viento; 6) Cerro Chachil - Aluminé; **Bloque del Chadileuvú**: 7) Colón Mahuida; 8) Lihue Calel; 9) Sierra Chica; 10) Sierra de Choique Mahuida; **Sierras Pampeanas:** 11) Marayes; 12) Sierra de Varela; **Macizo Norpatagónico:** 13) La Esperanza; 14) Los Menucos; 15) Sierra de Pailemán-Valcheta; **Cordillera de la Costa de Chile:** 16) Pichidangüi; 17) Chañaral; 18) López Lecube. En grisado se muestra la provincia magmática Choiyoi.

LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI EN EL CINTURÓN OROGÉNICO

Las rocas ígneas más antiguas de la provincia magmática Choiyoi en el cinturón orogénico se ubican inmediatamente después de la fase orogénica San Rafael, de amplia distribución en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael. Esta relación se comprueba porque sobre la superficie de erosión elaborada durante dicha fase, se depositaron las volcanitas del Grupo Choiyoi, y varios plutones perforaron esa superficie, intruyendo la base de la secuencia volcánica (Figura 3b)(Llambías y Sato, 1990; Sato y Llambías, 1993). Esta superficie, que por su importancia y por su amplia extensión ha sido denominada superficie San Rafael (Llambías et al., 1993), se encuentra en todo el ámbito de la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Su distribución es, a grandes rasgos, coincidente con la de los afloramientos de las rocas ígneas eocarboníferas, lo cual significa que en esta región la evolución magmática tuvo una prolongada duración. Debido a la disminución de la resistencia de las rocas, causada por el incremento en el gradiente geotérmico, la deformación se concentró en esta región, actuando como una franja de desacople mecánico que impidió el progreso de los esfuerzos hacia el antepaís (Llambías y Sato, 1990). Por este motivo, al este del arco magmático, en la Precordillera Oriental, en las Sierras Pampeanas, y más al sur en el Bloque del Chadileuvú (Salfity y Gorustovich, 1983; Fernández Seveso et al., 1993; Melchor 1990) la fase orogénica San Rafael no es fácilmente identificable. En estos lugares, por el comportamiento rígido de la corteza, la deformación fue principalmente frágil, desarrollándose importantes fracturas. Por lo expuesto es posible establecer una estrecha relación espacial entre deformación y actividad magmática, siendo el calentamiento producido por dicha actividad el que favoreció la deformación y no ésta la que condicionó al ciclo ígneo (van der Molen y Paterson, 1979).

Cordillera Frontal

En la Cordillera Frontal es donde está mejor desarrollada la provincia Choiyoi. Aquí, tanto las plutonitas como las volcanitas son igualmente abundantes, habiéndose comprobado una estrecha relación entre los batolitos y los plateau volcánicos (Sato y Llambías, 1993). Las rocas de composiciones intermedias, granodioritas, andesitas y dacitas, corresponden a la parte más antigua de este evento, y son casi exclusivamente pérmicas (272 a 260 Ma), mientras que las rocas silícicas, granitos y riolitas, son propias de la parte superior y sus edades se extienden entre los 259 y los 247 Ma. La presencia de una sección inferior andesítica y una superior riolítica en el Grupo Choiyoi fue reconocida en distintas localidades por diversos autores (Caminos, 1965; Coira y Koukharsky, 1976; Cortés, 1985; Sato y Llambías, 1993). Debido a la regionalidad de esta distribución Llambías et al. (1993) subdividieron al Grupo Choiyoi en una sección inferior y una superior. La separación entre ambas no refleja una tectónica activa, ya que en muchas localidades se superponen en una aparente concordancia. Esto es explicable debido al progresivo enfriamiento de la corteza, por lo cual adquiere gradualmente una rigidez que dificulta su deformación. Sin embargo, el plano de separación entre ambas secciones es irregular y en algunas ocasiones muestra cierta angularidad, lo cual es explicable por tratarse de un evento volcánico con morfología propia. Debido a los estudios detallados en el batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990; Sato et al., 1990; Sato y Llambías, 1993) se ha podido comprobar que entre las andesitas-granodioritas y las riolitas-granitos no hay una evolución continua (Figura 5a), implicando un importante cambio en las condiciones de formación del magma.

A pesar de la estrecha relación entre las volcanitas y las plutonitas, conviene describirlas en forma separada. Las volcanitas forman plateaux mientras que las plutonitas constituyen batolitos. Estos se encuentran en los bloques ascendidos (tectónica andina), conservando relictos de la secuencia volcánica

CUADRO 2. CARACTERÍSTICAS DE ALGUNOS AFLORAMIENTOS AISLADOS DEL EVENTO CHOIYOI

Unidad morfo-estructural	Localidad	Rocas	Composición	Edad (Ma)	Roca de caja
Cordillera de los Andes	Sierra de Chachil	Andesitas y dacitas, (riolitas) Espesor 870m	Alteración de tipo propilítica fuerte	Pre- Lias, post-granodioritas y granitos pérmicos (9)	En discordancia sobre las plutonitas y el basamento cristalino
		Granitos, granodioritas	Hornblenda, biotita, plag. zonal FK	281±4 (5)	Basamento cristalino
	Rahue Aluminé	Dioritas, granodioritas	plag. zonal, biotita,hornblenda	285±5 (11)	Basamento cristalino
	Cordillera del Viento (Huinganco)	Andesitas, dacitas, riolitas Espesor: 2000m	Alteración de tipo propilítica	Pre- Lias post-domos riolíticos y granitos (8)	En discordancia sobre las plutonitas y sedimentitas carboníferas
		Domos riolíticos, granitos, granodioritas	Cuarzo, FK pertítico, plag. sódica, hornblenda, biotita, enclaves máficos	Domos riolíticos: 260±10 (1). Granodioritas: 259±18 227±16(2)	Sedimentitas y tobas del Carbonífero superior (F. Huaraco)
	Bardas Blancas	Andesitas, dacitas: brechas,tobas,lavas, ignimbritas.Espesor centenares de m	Alteración propilítica, anfíbol, plag. zonal	Formación de la Sierra Azul. Pre- Llantenes (Pérmico ?) (3)	No aflora
	Las Leñas-Valle Hermoso	Lavas, ignimbritas, brechas y domos riolíticos	Cuarzo, FK, plag. sódica, (biotita)	Pre-Lias	No aflora
Bloque del Chadileuvú	Lihue Calel	ignimbritas riolíticas y (dacíticas) Espesor: >900 m	Plag. sódica, sanidina potásica, cuarzo, biotita, (fluorita)	238±5 (4)	Sin relación directa con el basamento. Posiblemente son depósitos de intracaldera
Sierras Australes	López Lecube	Sienitas cuarcíferas a granitos anfibólicos	FK pertítico, anfíbol, biotita, cuarzo	240±12 (10)	Sin relación visible con la caja
Sierras Pampeanas	Sierra de la Huerta	Centro volcánico riolítico	Alteración hidrotermal	246±8 256±8 (6)	Basamento cristalino
	Sierra de Varela	Riolitas y Tobas		Pérmico sup. Triásico (?) (7)	Basamento cristalino

(1) Llambías (1986); (2) J.I.C.A (1988); (3) Dessanti (1973); (4) Linares et al. (1980); (5) Sillitoe (1977); (6) Ramos et al. (1988); (7) Flores (1979); (8) Zöllner y Amos (1973); (9) Leanza (1985); (10) K-Ar sobre hornblenda, Cingolani y Varela (1972), (11) Rb-Sr, Varela et al. (1994)

en la parte más alta, como sucede en el batolito de Colangüil. Por el contrario, en la fajas deprimidas predominan las volcanitas. Es así que por los problemas de exposición no se observan directamente las raíces plutónicas del plateau volcánico.

Asociación volcánica

Las volcanitas de la parte inferior del evento Choiyoi están constituidas principalmente por una secuencia de mantos andesíticos y dacíticos con lentes sedimentarias en la base. La revisión de las mismas la efectuaron Llambías et al. (1993), a la cual remitimos al lector para mayores detalles.

La sección inferior del Grupo Choiyoi comienza con depósitos sedimentarios que rellenan las depresiones remanentes de la superficie San Rafael, y que no alcanzaron a ser niveladas por la erosión. Sus afloramientos se han reconocido en toda la Cordillera Frontal, desde el norte de San Juan hasta Mendoza. Está constituida por sedimentitas continentales depositadas en numerosos depocentros pequeños, no conectados entre sí, con litologías que varían desde conglomerados

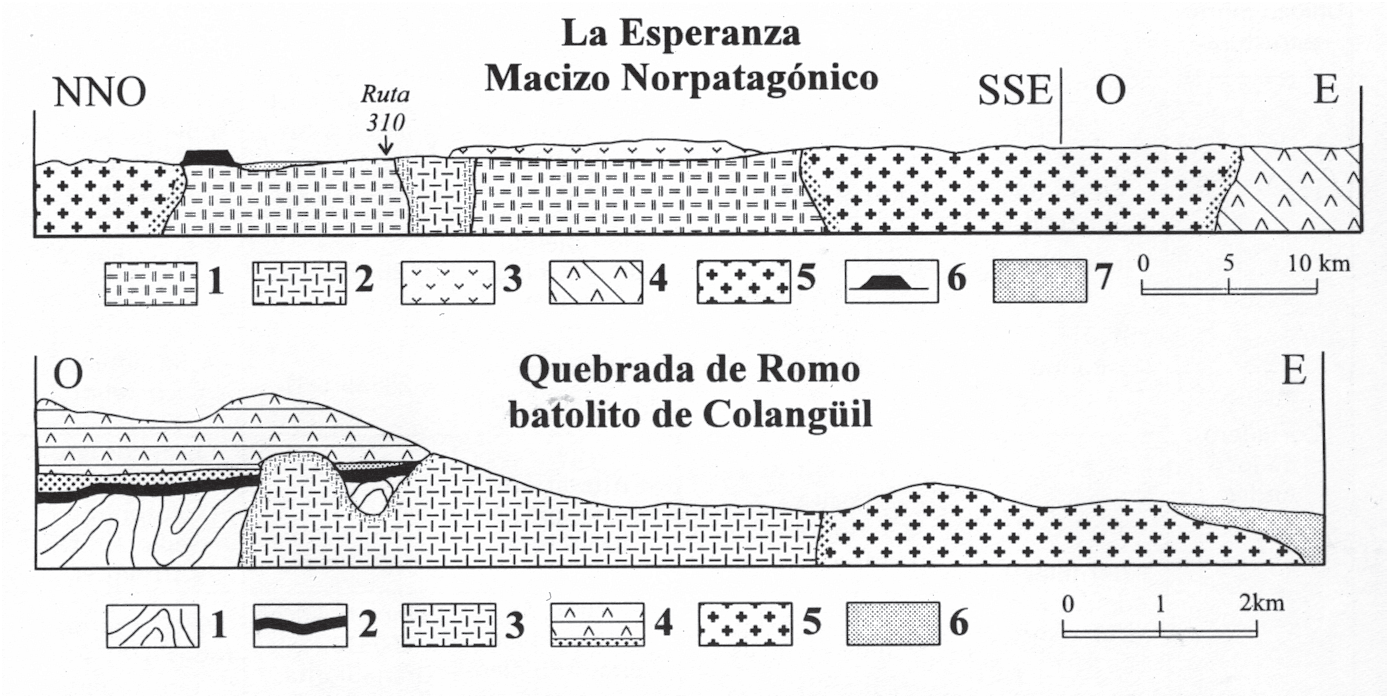


Figura 3. Perfiles geológicos que sintetizan las relaciones estratigráficas del magmatismo Choiyoi. **a)** Perfil en la región de La Esperanza NNO-SSE y O-E que ilustra las relaciones entre los complejos La Esperanza y Dos Lomas. Los espesores de las volcanitas estan ligeramente exagerados. **Complejo La Esperanza:** 1) Granodiorita Prieto; 2) Granito Donosa; **Complejo Dos Lomas:** 3) Dacita Collinao; 4) Riolitas Las Pampas; 5) Granito Calvo; 6) Basaltos cenozoicos y 7) cubierta moderna. Las rastras que tienen menor tamaño en las unidades plutónicas indican el borde enfriado. Los diques fueron omitidos para claridad del dibujo. La dacita Collinao sobreyace la granodiorita Prieto por medio de una superficie de erosión. **b)** Perfil en la quebrada de Romo en el batolito de Colangüil, según Llambías et al. (1990), que esquematiza las relaciones entre las unidades plutónicas, el Grupo Choiyoi y la superficie San Rafael. La disminución del tamaño de la rastra indica la presencia de un borde enfriado. 1) Formación Cerro Agua Negra, plegada por la fase orogénica San Rafael; 2) superficie San Rafael; 3) plutón Romo de Granodiorita Las Piedritas; 4) Sedimentitas (en la base) y mantos andesíticos del Grupo Choiyoi, sección inferior; 5) plutón Conconta de Granito El Fierro y 6) cobertura moderna.

hasta depósitos finos de tipo lacustre. Los máximos espesores reconocidos no superan los 400 m siendo frecuentes 20-30 metros. En los conglomerados predominan los clastos de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas y de sedimentitas neo-paleozoicos. También se encuentran, aunque en muy escasa proporción, clastos de riolitas, cuyas fuentes no se han identificado. Los abundantes clastos de andesitas-dacitas indican contemporaneidad con los centros volcánicos que comenzaban a desarrollarse. El aumento de la actividad volcánica se manifiesta por la intercalación en la parte superior de la secuencia sedimentaria de bancos de brechas y aglomerados volcánicos andesíticos-dacíticos, que pasan transicionalmente a una secuencia dominante de flujos ignimbríticos.

La intensidad del volcanismo fue de tal magnitud que sus depósitos anegaron la mayor parte del paisaje, coalesciendo los flujos ignimbríticos de distintos centros volcánicos. La creación de un relieve volcánico propio dio lugar a que entre las unidades extrusivas provenientes de diferentes centros efusivos haya relaciones de angularidad, cuya magnitud depende del ángulo de reposo de esas unidades.

Los flujos ignimbríticos andesítico-dacíticos forman extensos campos volcánicos cuyos espesores son variables entre unas pocas decenas de metros hasta 800 metros. Su permanente alteración de tipo propilítico (clorita, epidoto, albita, calcita) dificulta las dataciones radimétricas, por lo que sus resultados deben ser analizados cuidadosamente.

Por lo tanto, deben emplearse métodos más precisos o hallarse relaciones estratigráficas que permitan acotar su edad. En el batolito de Colangüil la edad de los flujos andesíticos está acotada entre la formación de la superficie San Rafael (Pérmico inferior temprano) y la edad de las intrusiones graníticas, alrededor de los 258 Ma (Sato y Llambías, 1993). Además, la afinidad geoquímica establecida por estos autores entre las granodioritas y las andesitas-dacitas, que permite inferir una evolución magmática común, acota la edad al Pérmico inferior y superior temprano.

Las volcanitas de la parte superior del Choiyoi son riolíticas a dacíticas, predominando en muchos casos leucoriolitas. Comúnmente son ignimbritas que forman extensos plateaux.

En menor proporción se encuentran coladas dómicas, pequeños cuerpos intrusivos y diques. Se asientan sobre las andesitas o directamente sobre unidades más antiguas, infiriéndose un relieve irregular. Los espesores son variables, desde unos pocos centenares de metros hasta 1.700 m como los observados en la Cordillera del Tigre por Coira y Koukharsky (1976) y Cortés (1985). No se han reconocido todavía los centros volcánicos, con la excepción de Pata de Indio que puede corresponder a una caldera desmantelada (Sato y Llambías, 1993).

CUADRO 3. CARACTERÍSTICAS DEL EVENTO CHOIYOI EN EL CINTURÓN OROGÉNICO DE LA CORDILLERA FRONTAL: MODELO DEL BATOLITO DE COLANGÜIL

Divisiones	Series ígneas	Cuerpos ígneos	Rocas	Composición	Espesor, área %	Edad Ma	Marco tectónico
Choiyoi Sección superior (post-orogénico tardío)	Asociación silícica	Ignimbritas, lavas dómicas, diques,domos subvolcánicos, piroclastitas.	Riolitas, dacitas.	FK, cuarzo, plag. sódica, (fluorita)	Escaso desarrollo en Colangüil. Hasta 2000m en otras localidades	248±3 (1)	Transición subducción a intraplaca con fuerte herencia de arco magmático. Tectónica extensional de relajamiento
		Plutones elongados,enjambres de diques longitudinales, diques máficos, domos subvolcánicos	Granitos anfibólicos, granitos biotíticos, granitos con moscovita y cordierita. Enclaves máficos y metamórficos	FK pertítico,cuarzo, plag. sódica, magnetita, ilmenita, (fluorita). Granitoides tipo-A y tipo-S	60% de las plutonitas permo-triásicas	259 a 247 (1)	
Cambios en la fuente magmática o en el modo de generación del magma							
Choiyoi Sección inferior (post-orogénico temprano)	Asociación calco-alcalina	Ignimbritas, brechas, aglomerados, sedimentitas	Andesitas, dacitas.En la base psefitas a pelitas	Plag.cálcica, anfíbol,biotita, piroxeno	Volcanitas hasta 800m. Sedimentitas hasta400 m	289±19 (1), 275±10 (2)	Arco magmático relacionado a etapa final de la subducción. Tectónica extensional de relajamiento que sucede a engrosamiento cortical
		No se reconoce la forma de los plutones por las intrusiones posteriores. Algunos son alargados	Granodioritas con hornblenda y biotita. Enclaves máficos	Plag. zonal, hornblenda, biotita, piroxeno, cuarzo, magnetita. Granitoides tipo-I	40% de las plutonitas permo-triásicas	272 a 260 (1)	
Fase orogénica San Rafael (Pérmico inferior temprano)							
(1) Sato y Llambías (1993); (2) Formación Portezuelo del Cenizo: Vilas y Valencio (1982)							

Junto con los granitos, forman parte de una asociación silícica post-orogénica tardía y sus características geológicas y geoquímicas no difieren de las de la asociación silícica de similar edad del antepaís.

Asociación plutónica

La mayor parte de los cuerpos plutónicos se encuentran en la Cordillera Frontal, donde constituyen plutones aislados y batolitos, como los de Colangüil en San Juan y El Portillo en Mendoza. En el Bloque de San Rafael las rocas plutónicas tienen escasa representación, predominando las volcánicas.

El batolito de Colangüil es el que ha sido estudiado y mapeado con más detalle (Llambías y Sato, 1990, 1995; Sato et al., 1990) y el único donde se han individualizado sus plutones, establecido su estratigrafía relativa y determinado las relaciones con las volcanitas del Grupo Choiyoi. Por este motivo se lo toma como modelo para describir al evento Choiyoi en la Cordillera Frontal.

En el batolito de Colangüil las unidades plutónicas pérmicas estan constituidas por 40% de granodioritas y 60% de granitos. En el Cuadro 3 se da un resumen de sus características principales. Las granodioritas contrastan composicionalmente con los granitos detectándose una ausencia de rocas con contenidos de sílice entre 67% y 72%. Esto, sumado a la discontinuidad de las tendencias evolutivas entre ambos grupos (Figura 4a) ha permitido inferir un cambio importante en la generación del magma, ya sea por diferencias en la fuente o por cambios en la naturaleza de la fusión. Cualquiera sea la causa, implicaría importantes cambios en la base de la litósfera. Las granodioritas tienen todos los atributos de las series calcoalcalinas, propias de los granitos tipo-I, y de arcos magmáticos (Figuras 5a y b).

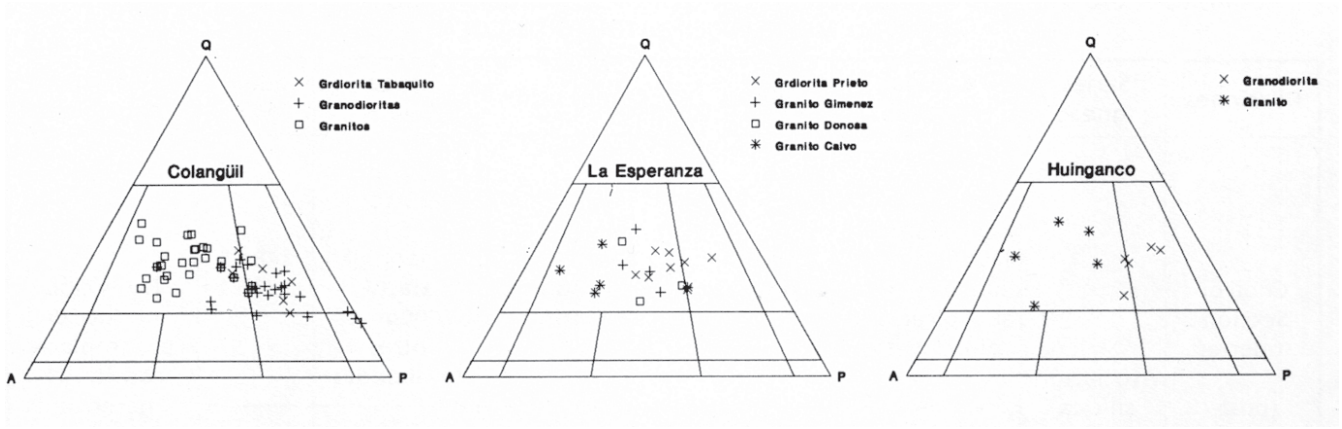


Figura 4. Diagramas QAP a) batolito de Colangüil, Cordillera Frontal; b) La Esperanza, Macizo Norpatagónico; c) Huinganco, Cordillera del Viento. Las rocas del segmento Lima del batolito de la Costa de Perú (Pitcher et al., 1985) se encuentran dentro del área delimitada por línea llena. En conjunto las rocas gondwánicas son más ricas en cuarzo que las del batolito de la Costa, y son muy raras las tonalitas y dioritas, que solo aparecen en Colangüil como facies máficas de borde.

Los granitos, en cambio, no muestran una tendencia definida, que en algunos casos se manifiesta con características de magmas hipersolvus tipo-A y en otras como magmas peraluminosos tipo-S. Por esta razón se pueden encontrar asociados, en el espacio y en el tiempo, plutones de granitos anfibólicos con plutones de granitos con moscovita y cordierita. También son frecuentes los granitos biotíticos con enclaves microgranulares máficos y metamórficos, siendo en el batolito de Colangüil los más extensos. En conjunto estos granitos no pueden ser atribuidos a series calcoalcalinas o tholeíticas por no estar relacionados a rocas intermedias o básicas. Su característica más importante es la de un modesto enriquecimiento en elementos LIL y HFS. Tampoco se han reconocido granitos peralcalinos, propios de intraplaca. En realidad se trata de una asociación granítica independiente, con atributos propios, probablemente originados por la fusión de la base de la corteza, que se corresponden con un período post-orogénico tardío. Por esto pueden ser considerados transicionales entre arco magmático e intraplaca (Llambías y Sato, 1995).

Bloque de San Rafael

En el Bloque de San Rafael la actividad ígnea pérmico-triásica inferior fue muy intensa y constituye la mayor parte de los afloramientos de esta región. Predominan las volcanitas sobre las plutonitas, y al igual que en la Cordillera Frontal la sección inferior es de composición intermedia y la superior silícica (Cuadro 4). Las volcanitas de la cuenca Puesto Viejo se describen en forma separada por estar más relacionadas al desarrollo de las cuencas triásicas que a la provincia Choiyoi. No obstante, el volcanismo silícico continúa en ella, como se verá oportunamente. Llambías et al. (1993) efectuaron una síntesis de este magmatismo, al que remitimos al lector para mayores detalles.

Las volcanitas de la sección inferior atraviesan y se apoyan en discordancia sobre la Formación El Imperial (Carbonífero superior a Pérmico inferior). Son así post-orogénicas con respecto a la fase San Rafael, por lo cual son correlacionables con las volcanitas de similar composición en la Cordillera Frontal. Las rocas predominantes son andesitas y dacitas, que constituyen mantos de ignimbritas, de brechas y aglomerados, rocas piroclásticas y a las cuales están asociadas lentes sedimentarias. Conformaron grandes estrato-

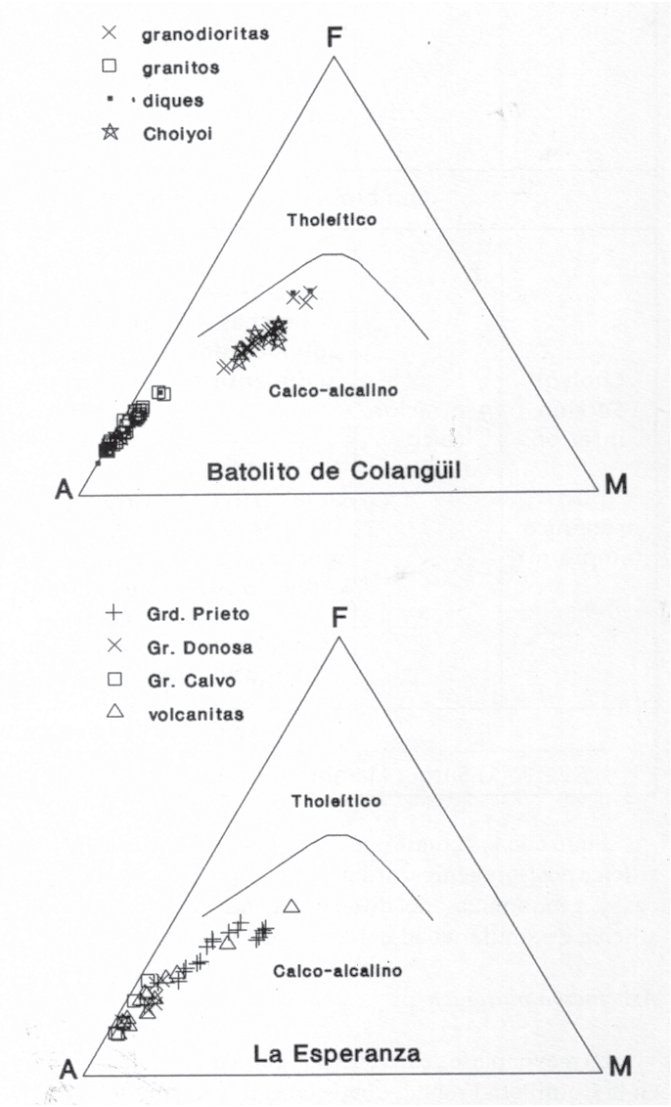


Figura 5. Diagramas AFM del batolito de Colangüil y de los complejos ígneos de La Esperanza. En Colangüil no hay continuidad evolutiva entre las granodioritas (y andesitas) y los granitos (y riolitas) indicando un origen independiente para los granitos. Véase explicación en el texto.

volcanes, con probables desarrollos de calderas (Meza, 1990). Son rocas subalcalinas, con contenidos moderados a altos de K_2O, metaaluminosas a débilmente peraluminosas (Figura

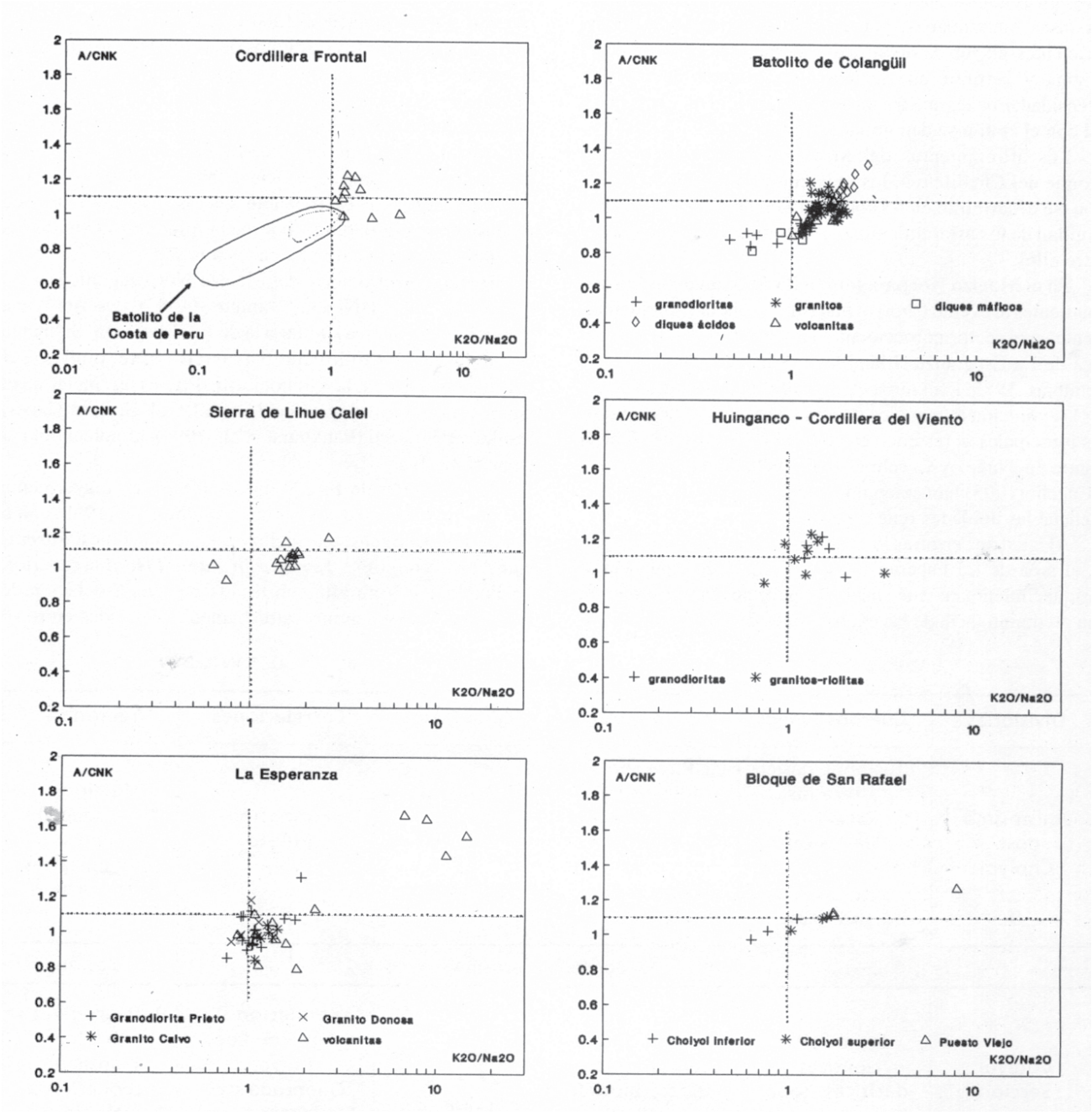


Figura 6. Diagramas A/CNK versus K_2O/Na_2O que indica la variación de la peraluminosidad con el contenido de potasio. El límite entre rocas peraluminosas y metaaluminosas es A/CNK = 1, 1 como se estableció en el *Lachland fold belt* de Australia. En el diagrama superior izquierdo está indicado el campo correspondiente al batolito de la Costa de Perú según datos de Pitcher et al. (1985). Dentro de este campo con línea punteada se ha circunscripto el área de mayor frecuencia de muestras.

6), ricas en Ba y Sr y con una relación La/Yb entre 21 y 44 (Kleiman, 1993)

La sección superior se asienta en discordancia sobre la sección inferior y está compuesta principalmente por rocas silícicas. Forman extensos mantos de ignimbritas, con diversas texturas y espesores, brechas, aglomerados, escasas coladas y lacolitos. Un ejemplo de lacolito riolítico es el que aflora en la cuesta de Los Terneros, a muy pocos metros al sur del camino. La presencia de pequeños cuerpos graníticos, de netas características subvolcánicas, y de varios lacolitos, parecen indicar que las efusiones ignimbríticas están relacionadas con importantes calderas riolíticas (Salvarredi, com. pers., 1993).

Las riolitas, que son las rocas predominantes, son de baja y alta sílice. También son comunes las dacitas y en menor proporción las andesitas. Son metaaluminosas a débilmente peraluminosas, con contenidos moderados a altos de K_2O. Están relativamente enriquecidas en elementos LIL y HFS y muestran una marcada anomalía en Eu. La relación La/Yb es de alrededor de 9 (Kleiman, 1993)

LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI EN EL ANTEPAÍS

El evento Choiyoi en el antepaís tiene amplia distribución en la parte noroccidental del Macizo Norpatagónico, en el Bloque del Chadileuvú, y en menor proporción y en forma aislada en Sierras Pampeanas. En esas regiones las fases

orogénicas gondwánicas no son evidentes, pero sí lo han sido las fases famatinianas, por lo que la corteza conservaba suficientes planos de debilidad para facilitar el ascenso del magma y permitir una tectónica de bloques de variable intensidad. Por ser una franja adosada al orógeno y transicional con el cratón se denomina antepaís.

Los afloramientos del Macizo Norpatagónico y del Bloque del Chadileuvú, los más importantes por su extensión, se describirán en forma separada. Debido a la discontinuidad de los afloramientos no se conoce qué relación hay entre ellos.

En el **Macizo Norpatagónico** los afloramientos correspondientes al evento Choiyoi han sido reconocidos principalmente en el sector noroccidental.Los estudios detallados del área de La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984; Rapela y Llambías, 1985; Pankhurst et al., 1992) han permitido conocer la evolución magmática de esta época, cuyas características principales se resumen en el Cuadro 5 y en el perfil de la Figura 3a. Nuñez y Cucchi (1990), Dalla Salda et al. (1991) y Cucchi (1993) han extendido hacia la región de Chasicó y Mencué las unidades ígneas permo-triásicas.

Al igual que en otras localidades de la provincia Choiyoi, en el área de La Esperanza hay una definida tendencia al enriquecimiento en sílice hacia los términos más jóvenes y a una predominancia de las exposiciones de las rocas volcánicas, lo que implica una fuerte disminución en la magnitud del ascenso y erosión hacia el final de este evento magmático. Entre las granodioritas y granitos del ***Complejo plutónico La Esperanza*** y las volcanitas y granitos del ***Complejo Dos Lomas*** se registró un leve ascenso y erosión de modo que los plutones del primer complejo fueron exhumados previamente al desarrollo del Complejo Dos Lomas, cuyas efusiones se derramaron sobre una superficie elaborada sobre esos plutones. Sin embargo, es probable que la magnitud de este ascenso no sea importante, porque las plutonitas exhumadas se emplazaron en niveles cercanos a la superficie.

Hacia el centro norte del Macizo Norpatagónico, en la región de Nahuel Niyeu, Caminos (1983) describió una evolución magmática similar a la de La Esperanza. Si bien la edad de la Granodiorita Navarrete (que podría ser correlacionada con la Granodiorita Prieto) es incierta, el Granito Flores (litológicamente similar al Granito Calvo) resultó ser jurásico (Pankhurst et al., 1993) adjudicándolo al evento Marifil.

En la región de Los Menucos las rocas, mayormente volcánicas, han sido descritas por Labudía et al. (1995) como ***Grupo Los Menucos***, que incluye dos Formaciones: ***Formación Vera*** la inferior y ***Formación Nahuel Hual*** la superior. La Formación Vera está constituida por una asociación de volcanitas y sedimentitas estrechamente asociadas entre sí.

CUADRO 4. CARACTERÍSTICAS DEL MAGMATISMO PERMO-TRIÁSICO DEL BLOQUE DE SAN RAFAEL

Divisiones	Cuerpos ígneos	Composición	Edad (Ma)	Correlaciones	Tectónica
Volcanismo post-Choiyoi	Efusiones básicas alteradas: basaltos, andesitas	Piroxeno, (olivina ?), plagioclasa cálcica	Triásico inf. (fauna)(5) 230±10 236±10 232±4(6)	Formación Puesto Viejo	Rifting. Desarrollo de cuencas sedimentarias triásicas
	Ignimbritas riolíticas	Cuarzo, FK, biotita			
Discordancia erosiva					(Erosión)
Choiyoi Sección superior	Ignimbritas riolíticas y dacíticas, tobas, diques y lacolitos riolíticos.	Plagioclasa sódica zonal, cuarzo, biotita, (anfíbol)	Edades entre 272±5 y 192±9Ma (2,4)	Formaciones Agua de Los Burros, Quebrada del Pimiento, Cerro Carrizalito.	Post-orogénico tardío. Transición subducción a intraplaca (extensión)
Discordancia erosiva					(Erosión)
Choiyoi Sección inferior	Aglomerados y brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas a riolíticas, sedimentitas, intrusiones pequeñas y diques en la base.	Plagioclasa zonal, anfíbol, biotita, cuarzo, alteración propilítica.	256±9(3) 276±13(1) 276±5(2)	Grupo Cochicó	Post-orogénico temprano. Relacionado al final de la subducción. (tectónica extensional)
Fase orogénica San Rafael (Pérmico inferior temprano)					

(1) Dessanti y Caminos (1967); (2) Linares et al. (1979) (3): Vilas y Valencio (1982)
(4) Toubes y Spikermann (1979); (5) Bonaparte (1966); (6) Valencio et al. (1975)

CUADRO 5. CARACTERÍSTICAS DEL MAGMATISMO PÉRMICO-TRIÁSICO INFERIOR EN EL SECTOR NOROCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO: MODELO DEL ÁREA DE LA ESPERANZA

Unidad ígnea	Litología	Cuerpos ígneos	Composición	Edad	Tectónica
Complejo plutónico Dos Lomas (Asociación silícica)	Granitos, riolitas dacitas, aplitas, pórfidos graníticos	Plutones subcirculares, domos y coladas dómicas, enjambres de diques silícicos, diques máficos, ignimbritas.	Cuarzo, FK pertítico, plag. sódica, biotita, (fluorita). Granitoides tipo-A	Granito Calvo: 239±4 Ma Ri=0,7072 dacitas: pre Granito Calvo Riolitas: pre-Granito Calvo y post-dacitas	Sin evidencias de tectónica posterior fuerte. Fallas de rumbo ENE con un desplazamiento mínimo de 2,5 km afectaron a ambos complejos y a las volcanitas de Los Menucos.
Ascenso y erosión. Exhumación de los plutones del Complejo La Esperanza					
Complejo plutónico La Esperanza (Asociación calco-alcalina)	Granitos biotíticos equigranulares, granitos biotíticos con megacristales de FK, granodioritas con megacristales de FK, granodioritas con biotita y anfíbol	Plutones sin formas reconocidas, escasos diques máficos.	Cuarzo, FK, plag. zonal, biotita, hornblenda, (piroxeno), enclaves microgranulares máficos y (metamórficos). Granitoides tipo-I	Granito Donosa 259±16 Ma Ri=0,7076 Granodiorita Prieto: 258±15 Ma Ri=0,7070	No se han reconocido fases tectónicas previas a ambos complejos magmáticos. Posible tectónica de bloques pre- y sin-magmática. Marcada herencia de estructuras del Paleozoico inferior.
Las Edades radimétricas (Rb/Sr) son según Pankhurst et al.(1992); Ri=87Sr/86Sr inicial					

Las volcanitas forman gruesos mantos de hasta unos 60 m de espesor, constituidos por flujos piroclásticos y brechosos dacíticos, ricos en anfíbol y biotita. Las sedimentitas, principalmente areniscas y pelitas, forman lentes de muy escasa extensión areal con espesores que no sobrepasan los 150 metros. Contienen delgadas intercalaciones de depósitos de caída y de flujos piroclásticos con espesores de órdenes decimétricos. Las sedimentitas, ampliamente conocidas por su flora fósil y por producir lajas de valor comercial, se acumularon en depresiones locales formadas por las acumulaciones volcánicas, relacionándose así a la evolución volcánica y no a la tectónica regional. La Formación Nahuel Hual es netamente volcánica y se apoya sobre la Formación Vera, tanto sobre las sedimentitas como las volcanitas. Está constituida por flujos piroclásticos riolíticos con biotita y anfíbol subordinado. Entre ambas unidades se aprecia una discordancia, propia de un relieve volcánico en evolución. Ambas formaciones están atravesadas por diques riolíticos con anfíbol y biotita subverticales. De acuerdo con la flora la edad es triásica superior (Stipanicic et al., 1968) o triásica media a superior (Labudía et al., 1992). Artabe (1984) les asignó una edad comprendida en el lapso Scytiano superior a Anisiano medio. Dada la estrecha asociación temporal de las volcanitas con las sedimentitas, la antigüedad mencionada puede extrapolarse a la del evento volcánico, el cual ha sido recientemente datado por Rapela et al., (1996) en 222 ± 2 Ma, coincidiendo con la antigüedad asignada estratigráficamente.

Las volcanitas de Los Menucos probablemente son los remanentes de un caldera volcánica de tipo subsidente (*down sag*) de Walker, 1984) ya que los tipos litológicos (originados mayormente por flujos piroclásticos) se distribuyen en un área definida, con suaves inclinaciones hacia el probable centro de la caldera. Mapas litológicos de mayor detalle podrán en un futuro dilucidar esta cuestión.

En el borde oriental del Macizo Norpatagónico, en el área de Pailemán, la actividad plutónica durante el Pérmico está documentada por granodioritas y granitos equigranulares, gris rosados (***Complejo plutónico Pailemán***, Giacosa, 1993), cuya edad (isócrona Rb-Sr roca total) dio 268±3 Ma, con una relación inicial de 0, 7098 (Greco et al., 1994), coincidente con una edad K-Ar de 270±10 Ma (Halpern, en Stipanicic y Methol, 1972).

En el borde suroccidental del macizo, coincidente con la megacizalla de Gastre, la edad de las tonalitas-granodioritas foliadas de Sierra del Medio dio 269±27 Ma (Rapela et al., 1992). Sin embargo, esta edad podría no corresponder a la edad de su formación, sino a un evento posterior. Las rocas de sierra del Medio, constituidas por granitodes foliados con características migmatíticas y relacionadas con abundantes pegmatitas e incipientes procesos de granitización (Llambías et al., 1984), representan una franja de corteza medianamente profunda. Su exhumación se habría producido al comienzo del ciclo Gondwánico, al igual que en otras localidades del Macizo Norpatagónico y del norte del país. Diques de volcanitas máficas, dilatantes, propios de corteza superficial, dieron una edad de 215±10 Ma (Llambías et al., 1987). Estos diques son discordantes respecto de la foliación regional y además cortan, sin ser desplazados, a las fallas de rumbo del interior de la sierra del Medio, que a sus vez desplazan a diques riolíticos (Llambías et al., 1984). Estos eventos indican una intensa evolución geológica que consistió principalmente en

metasomatismo, deformación dúctil penetrativa y una posterior deformación frágil de tipo extensional. Alguno de ellos pudo haber sido responsable del posible rejuvenecimiento de la edad. Se debe agregar a ésto que el sistema de megacizallas de Gastre, en cuyo interior está localizado el bloque de sierra del Medio, ha estado activo desde por lo menos los 215 Ma hasta el Pleistoceno superior (Llambías et al., 1987).

En el **Bloque del Chadileuvú** el evento Choiyoi está representado por facies extrusivas e intrusivas. Los cuerpos intrusivos son superficiales y sólo afloran sus cúpulas debido a la escasa actividad erosiva posterior a su intrusión.

Las volcanitas forman un plateau riolítico-ignimbrítico, con espesores muy variables, entre unas pocas decenas de metros y hasta más de 1000 m como en la sierra de Lihué Calel, donde se han reconocido unidades de enfriamiento de hasta 400 m de espesor. Las diferencias de espesor sólo son explicables por el anegamiento de un relieve muy abrupto, o por el apilamiento de flujos en el interior de una caldera. La primera alternativa no es sostenible por haber evidencias de un relieve relativamente plano durante las erupciones. En consecuencia, lo más probable es que las áreas con grandes espesores correspondan a los remanentes de calderas como en Lihué Calel, Sierra Chica, sierra de Choique Mahuida, cerro Las Piletas y Colón Mahuida. Dado que no se han reconocido fracturas anulares, las calderas podrían ser del tipo *down sag* de Walker (1984).

La composición del evento Choiyoi en el Bloque del Chadileuvú es predominantemente silícica. La mayoría de los plutones son leucograníticos y las rocas efusivas riolíticas. También se encuentran andesitas con anfíbol y biotita en afloramientos pequeños y aislados, desconociéndose su relación con las riolitas.

En Lihué Calel las riolitas son de alta sílice, con altos contenidos de K_2O, metaaluminosas a débilmente peraluminosas (Figura 6), con alta relación Rb/Sr y moderado enriquecimiento en elementos LIL y HFS. Tienen una relación La/Yb entre 2 y 22 y fuerte anomalía en Eu. Las características químicas tienen cierta similitud con la de las riolitas con topacio, típicas de ambientes extensionales, y son diferentes de las series calco-alcalinas de márgenes convergentes y de las peralcalinas, propias de intraplaca. Las riolitas de Sierra Chica son menos silícicas, predominando las coladas lávicas sobre las ignimbríticas. Son ricas en Ba con una relación La/Ba de 23, muy superior a las de las ignimbritas riolíticas de Lihué Calel (0, 5-3). También las relación La/Yb = 33 es más alta y no poseen anomalía de Eu (Sruoga y Llambías, 1992).

Las rocas ígneas del Pérmico a Triásico inferior en el Bloque del Chadileuvú se distribuyen en una franja de orientación NO-SE, controlada probablemente por las estructuras del Paleozoico inferior (Tickyj y Llambías, 1994).

Al este del Bloque del Chadileuvú y al oeste de sierra de la Ventana aflora en López Lecube una sienita anfibólica cuarcífera, cuya edad K-Ar de 240±12 Ma (Cingolani y Varela, 1972). Corresponde al afloramiento más oriental de la provincia magmática Choiyoi, y por ende al que más se interna dentro del cratón. En concordancia con esta posición presenta un carácter hipersolvus marcado y una tendencia alcalina, con típicas texturas agpaíticas, que la diferencia de las demás rocas del Choiyoi.

EVENTOS MAGMÁTICOS TRIÁSICOS

La finalización del evento Choiyoi no fue de tipo catastrófico, es decir instantánea, sino que disminuyó paulatinamente su actividad. En esta etapa transicional, el índice de explosividad volcánica se incrementó, aumentando la proporción de material piroclástico. Es así que en las cuencas sedimentarias triásicas es común la intercalación de niveles ricos en material volcánico fragmentario.

A partir del Triásico inferior alto, o Triásico medio, conjuntamente con la disminución del volcanismo silícico, la corteza adquirió un comportamiento rígido, inclusive en la región de lo que fue el cinturón orogénico. Las manifestaciones ígneas, así como los registros sedimentarios y tectónicos, indican un ambiente de intraplaca, con frecuentes fracturas verticales que posiblemente afectaron la litósfera. Por ésto, asociado al volcanismo silícico agonizante aparecen rocas basálticas de origen profundo, si bien en escasa proporción. En los Andes de la Argentina no se han detectado conjuntos de rocas ígneas cuyas características geológicas correspondan a las de un arco magmático.

Los basaltos están espacialmente relacionados a las cuencas sedimentarias. Los afloramientos más importantes están en la subcuenca Potrerillos-Cacheuta, en las localidades de Uspallata y Paramillos. También se encuentran en la Formación Puesto Viejo, en el Bloque de San Rafael, y en la Formación Chihuido, triásica, al sur de Malargüe (Dessanti, 1973). Forman coladas y filones capa (Strelkov y Álvarez, 1984; Massabie, 1986). Comúnmente son rocas alteradas, por lo que las dataciones radimétricas pueden estar rejuvenecidas, rescatándose como posibles las edades triásicas de 235 y 240 Ma (veáse Ramos, 1993).

Las características químicas, de acuerdo con la síntesis de Ramos, muestran que son basaltos tholeíticos de intraplaca con leve tendencia alcalina. La relación La/Yb es baja (8 a 9) sugiriendo granate en la fuente. Las bajas relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0, 7040) indican que son basaltos de origen profundo, sin participación cortical, que ascendieron hacia la superficie rápidamente a través de fracturas. El incremento térmico causado por este magmatismo en la corteza superior fue nulo, debido a su rápido escurrimiento, no modificando el gradiente térmico ni las características reológicas de la corteza.

MARCO TECTÓNICO

El evento magmático carbonífero en el borde occidental del continente de Gondwana ha sido reconocido en forma fehaciente en la faja orogénica (Figura 1). Así, estas manifestaciones ígneas, que son las primeras del ciclo gondwánico, están asociadas a una corteza inestable, como se infiere por: 1) el desarrollo de cuencas carboníferas afectadas por fases diastróficas de esta edad (Fauqué y Limarino, 1992), y 2) por el previo amalgamiento de terrenos diferentes como Precordillera, Sierras Pampeanas, Cordillera Frontal y Famatina, que indican que antecede al Carbonífero una tectónica muy activa, que generó planos de debilidad que se reactivaron durante el Paleozoico superior-Triásico inferior y favorecieron el ascenso del magma. El carácter calcoalcalino de los intrusivos carboníferos, sumado a la inestabilidad de la corteza, evidencia la presencia de un margen continental activo,

con probable subducción de litósfera oceánica. El alto gradiente geotérmico de la región, que acompañaba el emplazamiento del arco magmático, y las intensas fracturaciones previas, hicieron que los esfuerzos desviatorios causados por la subducción fueran absorbidos por la deformación de esta región, no afectando al antepaís, que sólo admitía fracturación en bloques. En cuanto al origen de los esfuerzos causantes de esta fracturación, aún no se lo ha podido determinar, no estando necesariamente relacionados a la subducción.

Durante el Pérmico inferior temprano, el Asseliano, tuvo lugar la fase orogénica San Rafael, de amplia repercusión en todo el cinturón orogénico. Durante esta época habría cesado el desplazamiento polar del continente Gondwana y la subducción se habría detenido (Kay et al., 1989; Llambías y Sato, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). El magmatismo que sucede a esta fase orogénica es post-orogénico, y está asociado a una tectónica distensiva supracortical relacionada al desmoronamiento del orógeno (Llambías y Sato, 1990). Esta tectónica es diferente a la de un rift, que involucra a toda la litósfera, explicando asi la subordinación de las rocas máficas respecto de las félsicas.

Las diferentes características tectónicas que prevalecieron durante la evolución de la provincia magmática Choiyoi se reflejaron en las características petrográficas y químicas de las rocas. Así, en las unidades ígneas más antiguas de esta provincia predominaron las rocas de composiciones intermedias con características calcoalcalinas, metaaluminosas y débilmente potásicas (Figuras 5 y 6), resultantes de la actividad final del arco magmático, donde la presencia de agua al generarse el magma era importante. A este grupo de rocas le sucedieron otras con composiciones predominantemente silícicas, débilmente peraluminosas a débilmente peralcalinas y potásicas, con características hipersolvus (granitos cuyo feldespato es pertita, volcanitas con sanidina, anfíbol, piroxeno y fluorita), y con evidencias de haberse formado en un medio pobre en agua. En consecuencia su génesis es independiente de las mesosilícicas. Estas rocas se distribuyen tanto en el cinturón orogénico como en el antepaís, apoyando las evidencias de un cambio en el régimen tectónico a partir del Pérmico inferior y que se prolonga hasta el Triásico.

Durante el Triásico medio y superior el régimen extensional se reactivó, como lo demuestran las cuencas sedimentarias de esta edad, cuyo origen se atribuye al desarrollo de rifts (Kokogian et al., 1993). Este tipo de extensión es diferente al descripto para el Pérmico. Posiblemente involucró a la litósfera y no está asociada a un simple proceso de relajación mecánica. A este tipo de extensión están relacionadas las volcanitas máficas de las cuencas de Puesto Viejo y Cacheuta. La participación de rocas piroclásticas ácidas en las cuencas indica que el volcanismo silícico se encontraba en una fase predominantemente explosiva, que revela las dificultades del magma para extruirse, probablemente por aumento de su viscosidad a causa del progresivo enfriamiento de la corteza.

El marco tectónico del evento Choiyoi en las áreas no orogénicas del antepaís no es fácil de describir por no conocerse en detalle la evolución tectónica previa. En adición a ésto se debe tener en cuenta que los diagramas de discriminación tectónica para granitos tienden a mostrar las características de la fuente (Arculus, 1987; Roberts y Clemens, 1993), dificultando la interpretación de los procesos tectónicos que imperaban durante el emplazamiento de dichos granitoides. El Bloque del Chadileuvú evidencia durante el ciclo gondwánico cierta rigidez que dificulta el desarrollo de fases diastróficas. Por esto la Formación Carapacha, en parte pérmica inferior, está suavemente plegada (Melchor, 1990, com. verb. 1994). Por este motivo al evento Choiyoi no le podemos atribuir un carácter post-orogénico ni mucho menos orogénico, por lo cual resulta difícil asociar este magmatismo al de un arco magmático, cuya composición, además, no es propia de un arco. Tampoco el Bloque del Chadileuvú puede ser considerado como una área típicamente cratónica, porque hay evidencias del desarrollo de un orógeno con rumbo NO-SE que habría finalizado hacia el fin del Devónico (Tickyj y Llambías, 1994). La distribución de los cuerpos ígneos del Choiyoi siguiendo esta orientación sugiere una estrecha relación con estas estructuras, las que facilitaron el ascenso del magma. El origen del magma podría estar relacionado al desarrollo en la base de la corteza de subplacas máficas emplazadas durante el período que estuvo activa la subducción. Comúnmente las subplacas máficas tienen amplia extensión horizontal, pudiendo extenderse hacia el continente (véase la síntesis de Brocher, 1995), y así facilitar por un incremento térmico adicional la formación de rocas silícicas en esta región, que habrían ascendido aprovechando las estructuras preexistentes. De esta manera se explica la composición predominantemente silícica, las características hipersolvus de muchas suites y su alto contenido de potasio. De acuerdo con este modelo, estas rocas se habrían originado por fusión en la base de la corteza.

En cuanto al Macizo Norpatagónico en las áreas donde el evento Choiyoi está bien estudiado, la carencia de afloramientos impide conocer la historia previa. Excepto el pendant de sedimentitas descripto como Formación Llanquil por Llambías y Rapela (1984), los afloramientos del basamento son tan exiguos que dificulta el conocimiento de su evolución. Al oeste de La Esperanza, en la región de Mencué, las rocas del basamento afloran con mayor amplitud pero aún no se conoce en detalle su historia geológica y sus características de deformación como para elaborar un modelo. Por esto, es difícil describir el marco tectónico del evento Choiyoi en esta región.

Durante el Triásico medio y superior las condiciones tectónicas fueron propias de un ambiente de intraplaca, que se extendió a toda la Argentina, incluyendo al área correspondiente al cinturón orogénico del Paleozoico superior. Es característico de este período el desarrollo de cuencas sedimentarias continentales, relacionadas con rifts (Kokogian et al., 1993), volcanismo máfico y fracturación vertical profunda. En las regiones restantes predominaron los movimientos epirogénicos y el gradiente geotérmico fue bajo. Son pocos los autores que han propuesto una subducción triásica al norte de los 38º S. Vergara et al. (1991) admitieron la posibilidad en Pichidangui de un arco volcánico relacionado a subducción, pero analizaron, sin embargo, la posibilidad que se trate de un terreno alóctono de acuerdo a la tesis de Forsythe et al. (1987). Más al norte, Brown (1991) propuso una subducción permotriásica que podría haber continuado hasta el presente. No obstante, en la Argentina ninguna característica geológica ni magmática evidencia una subducción activa, la cual, si existió, debió haber estado localizada mucho más al oeste, y su expresión geológica pudo haber sido erosionada durante la tectónica andina. Sin embargo, no existen dudas que durante este período el margen continental fue de tipo destructivo, de modo que pudo haber sido un margen de tipo transformante o una subducción con un vector oblicuo (Llambías y Sato, 1995).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A.J. y BERNASCONI, A., 1971. La Precordillera de Jagüe, La Rioja, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 11(14): 257-290.

ARCULUS, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic control of the magma genesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 32: 1-12.

ARTABE, A.E., 1984. Estudio de la flora triásica de Los Menucos (provincia de Río Negro) y sus vinculaciones con otras floras coetáneas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, La Plata, p. 144.

BONAPARTE, J.F., 1966. Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21(1): 20-38.

BROCHER, T.M., 1995. Deep-crustal seismology of continental margins. Reviews of Geophysics, 33: 309-314.

BROWN, M., 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano, 25º 30' to 26º 30'S, northern Chile. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its Tectonic Setting, pp. 157-177. Geological Society of America Special Paper 265, Boulder, Colorado.

CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20: 351-392.

CAMINOS, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28º 00'y 28º 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(1): 71-83.

CAMINOS, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito, Buenos Aires.

CAMINOS, R., CORDANI, U. y LINARES, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. Segundo Congreso Geológico Chileno, Actas 1(F): 43-61.

CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W. y PÁRICA, C.A., 1988. Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 1: 137-145.

CAMINOS, R., FAUQUÉ, L., CINGOLANI, C., VARELA, R. y MOREL, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 31-41.

CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1972. Examen geocronológico por el método Rb-Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 349-371.

CINGOLANI, C., VARELA, R., DALLA SALDA, L. y KAWASHITA, K., 1993. Los granitoides del Cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 75-80.

COIRA, B. y KOUKHARSKY, M., 1976. Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas 2(F): 105-124.

CORTÉS, J.M., 1985. Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la Estancia Tambillos. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 89-108.

CUCCHI, R.J. 1993. Geology and gondwanic magmatic sequences in western Somuncura Massif, Mencué-Palenqueniyeu area, Río Negro province, Argentina. Comptes Rendus 12 ICC-P, Volumen 2: 191-202, Buenos Aires.

DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C.A. 1991. Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Revista de la Asociación Geológica 46(3-4): 189-200.

DESSANTI, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79.

DESSANTI, R.N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.

DESSANTI, R.N. y CAMINOS, R., 1967. Edades K/Ar y posición extratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina 22 (02): 135-162.

FAUQUÉ, L. y LIMARINO, C.O., 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (precordillera de La Rioja): su importancia tectónica y paleoambiental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 103-114.

FAUQUÉ, L., CAMINOS, R., LIMARINO, C. y CARULLO, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo Carbonífero en la Precordillera Riojana, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 552-556.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M.A., BRISSON, I.E. y ÁLVAREZ, L., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina. Comptes Rendus 12 ICC-P, volumen 2: 223-260.

FLORES, M.A., 1979. Cuenca de San Luis. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

FORSYTHE, R.D., KENT, D.V., MPODOZIS, C. y DAVIDSON, J., 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En: MacKenzie, G.D. (Ed.): Gondwana Six, Structure, Tectonic, and Geophysics: 241-251, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40.

GIACOSA, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119.

GRECO, L.E., GREGORI, D.A., RAPELA, C.W., PANKHURST, R. y LABUDÍA, C.H., 1994. Peraluminous granites in the northeastern sector of the North Patagonian Massif. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas volumen 2: 1354-1359.

HARRIS, N.B.W., KELLEY, S. y OKAY, A.I., 1994. Pos-collision Magmatism and Tectonics in Northwest Anatolia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 241-252.

J.I.C.A. (1988). Interim report on the norther Neuquen geothermal development project. Japan International Cooperation Agency. Ente provincial de Energía, Neuquén.

KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America ? Geology, 17: 324-328.

KLEIMAN, L., 1993. El volcanismo permotriásico del Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza) y su potencial uranífero. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 284-293.

KOKOGIAN, D.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias Triásicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 65-78.

LABUDÍA, C.H., ARTABE, A.E., MOREL, E., BJERG, E.A. y GREGORI, D.A., 1992. El género Pleuromeia corda (*Lycophyta pleuroniaceae*) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. Ameghiniana, 29: 195-199.

LABUDÍA, C.H., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W., y ARTABE, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Acta 2A Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca: 17-21.

LAMEYRE, J. y BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 169-186.

LEANZA, H.A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Informe inédito: 1-159.

LINARES, E., MANAVELA, A. y PIÑEIRO, A., 1979. Geocronología de las rocas efusivas de las zonas de los yacimientos «Dr. Baulíes» y «Los Reyunos». Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza, República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 13-21.

LINARES, E., LLAMBÍAS, E.J. y LATORRE, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35: 87-146.

LLAMBÍAS, E.J., 1986. Los intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41:22-32.

LLAMBÍAS, E.J. y CAMINOS, R., 1987. El magmatismo Neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, pp. 253-279. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.

LLAMBÍAS, E.J. y RAPELA, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39: 220-243.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31 S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, 17: 99-108.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico-Triásico de la Cordillera Frontal. Acta 2 Segunda Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, : 22-26.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la

Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 111-131.

LLAMBÍAS, E.J., LLANO, J., ROSSA, N., CASTRO, C.E. y PUIGDOMENECH, H.H., 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio, Departamento Cushamen, provincia de Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 554-567.

LLAMBÍAS, E.J., LARA, R., PUIGDOMENECH, H.H. y CASTRO, C.E. (1987): Geología de los volcanes basálticos al oeste de Sierra del Medio, Chubut. I.D.E.M.S.A., San Juan, informe inédito.

LLAMBÍAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1991. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, pp. 275-297. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E.J., KLEIMAN, L.E. y SALVARREDI, J.A., 1993. El magmatismo gondwánico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 53-64.

MASSABIE, A.E., 1986. Filón capa Paramillos de Uspallata, su caracterización geológica y edad. Paramillos de Uspallata, Mendoza. Primeras Jornadas Geología de la Precordillera (San Juan, 1985), Actas 1: 325-330.

MELCHOR, R.N., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Provincia de La Pampa. Tercera Reunión de Sedimentología, Actas: 366-371.

MEZA, J.C., 1990. Interpretación geológica y potencial uranífero de la prolongación sur de la cuenca pérmica oriental, Bloque de San Rafael, Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 2: 177-180.

MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28º S to 31º S). Geological Society of America, Bulletin, 104: 999-1014.

NÚÑEZ, E. y CUCCHI, R.J., 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mencué, provincia de Río Negro, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 125-128.

PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E.J. y PÁRICA, C.A., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5: 321-325.

PANKHURST, R., CAMINOS, R. y RAPELA, C., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 99-104.

PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. y BECKINSALE, R.D., 1985. Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie, J. Wiley & Sons, 328p., New York.

POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 26c La Tosca, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101: 1-86.

POLANSKI, J., 1966. Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo varíscico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21: 5-19.

RAMOS, E.D. y RAMOS, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 771-786.

RAMOS, V.A., 1993. El Magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, pp. 79-86. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza).

RAMOS, V.A., MUNIZAGA, F. y MARÍN, G., 1988. Las riolitas neopaleozoicas de Sierra de La Huerta (provincia de San Juan): evidencia de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. Tercer Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 149-159.

RAPELA, C.W. y LLAMBÍAS, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40: 4-25.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 291-304.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., LLAMBÍAS, E.J., LABUDÍA, C. y ARTABE, A., 1996. «Gondwana» magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran Calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third International Symposium on Andean Geodynamics. 791-794, Saint Malo.

ROBERTS, M.P. y CLEMENS, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology, 21: 825-828.

SALFITY, J.A. y GORUSTOVICH, S., 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 4-25.

SATO, A.M. y LLAMBÍAS, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 156-165.

SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., SHAW, S. y CASTRO, C.E., 1990. El batolito de Colangüil: modelo de magmatismo Neopaleozoico de la provincia de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Relatorio: 100-122.

SILLITOE, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentine Andes. Economic Geology, 72: 99-109.

SRUOGA, P. y LLAMBÍAS, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 5: 141-152.

STIPANICIC, P.N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(2): 101-133.

STIPANICIC, P.N. y METHOL, E., 1972. Macizo de Somun Cura. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 581-599. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULIES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 37-53.

STRELKOV, E.E. y ÁLVAREZ, L.A., 1984. Análisis estratigráfico evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 115-130.

TICKYJ, H. y LLAMBÍAS, E.J., 1994. El gneis milonítico del cerro de Los Viejos, provincia de La Pampa. 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1239-1243.

TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1976. Algunas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31: 118-126.

TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1979. Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Nota Breve. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 73-79.

VALENCIO, D.A., MENDÍA, J. y VILAS, J.F.A., 1975. Paleomagnetism and K/Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichuca basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 26: 319-330.

VAN DER MOLEN, I. y PATERSON, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granit. Contribution to Mineralogy and Petrology, 70: 299-318.

VARELA, R., TEIXEIRA, W., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1994. Edad rubidio-estroncio de granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Norpatagónica, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1254-1258.

VERGARA, M., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CANCINO, A. y LEVI, B., 1991. The Pichidangui Formation; some geochemical characteristics and tectonic implication of the MARÍNe volcanism in central Chile (31º 55' to 32º 20'S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting, pp. 93-112. Geological Society of America Special Paper 265, Boulder, Colorado.

VILAS, J.F.A. y VALENCIO, D.A., 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano del centro-oeste Argentino. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 743-758.

WALKER, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faultas, caldera sizes, and incremental caldera growth. Journal of Geophysical Research, 89 N B10: 8407-8416.

ZÖLLNER, W. y AMOS, A.J., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Bol 143: 1-91.

Recibido: junio 1996; revisado mayo 1999

2. EL PLUTONISMO TRIÁSICO-JURÁSICO DE LA PATAGONIA

Carlos W. Rapela

INTRODUCCIÓN

En el sur de Sudamérica, el magmatismo del ciclo Gondwánico no presenta una distribución geográfica de edades homogénea . En tanto que los eventos más antiguos se desarrollan típicamente en la Cordillera Frontal, los bloques de San Rafael y Chadileuvú y el norte del Macizo Norpatagónico (véase Llambías, este capítulo), los episodios ígneos del Triásico superior-Jurásico son característicos de la Patagonia. La intrusión del Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas durante el Triásico medio bajo (Granito Calvo, 239 ± 4 Ma, Pankhurst et al., 1992) y las riolitas de Lihuel Calel (240 ± 2 Ma, Rapela et al., 1996) son indicativos de la culminación de la provincia Choiyoi en el norte del Macizo Norpatagónico y sur de La Pampa. Un intervalo de aproximadamente 20 Ma separa la extrusión de estos complejos piroclásticos ácidos, que se consideran parte de la provincia Choiyoi, de la intrusión de las unidades plutónicas más antiguas que se tratan en este capítulo.

Aproximadamente los 39º 30'- 40º LS delimitan una segmentación magmática de primer orden para los tiempos jurásicos. Se inicia aquí el Batolito Patagónico en los Andes y el magmatismo eomesozoico extrandino, del cual la extensa provincia volcánica mesojurásica es el miembro más conspicuo y mejor conocido. En cambio, el reconocimiento del plutonismo del Triásico tardío - Jurásico como un conjunto de eventos geológica y regionalmente significativos proviene de estudios más recientes. Se presenta en este capítulo una síntesis sobre la edad, ocurrencia, distribución espacial y composición de los episodios plutónicos eomesozoicos de la Patagonia, tratándoselos además en relación con otros eventos del ciclo Gondwánico y el inicio de la subducción protoandina en la Patagonia.

El plutonismo triásico tardío-jurásico de la Patagonia aflora en tres sectores definidos que son descriptos por separado: el Batolito de la Patagonia Central en el sector sudoccidental del Macizo Norpatagónico, el plutonismo subcordillerano de las provincias de Río Negro y Chubut, y los complejos plutónicos del Macizo del Deseado en la provincia de Santa Cruz.

EL BATOLITO DE LA PATAGONIA CENTRAL

Estudios recientes en el Macizo Norpatagónico han mostrado que sectores arealmente importantes de rocas granitoides previamente atribuidas al Neopaleozoico tienen una edad triásica tardía-jurásica temprana (método Rb-Sr en roca total, Rapela et al., 1991a, b; Rapela y Alonso, 1991). Los cuerpos rocosos de esta edad, que se extienden con dirección NO-SE desde el lago Panguipulli en Chile hasta el área de Gastre en el centro de la Patagonia (Figura 7), fueron denominados colectivamente Batolito de la Patagonia Central. Estos eventos están asociados a fallas transcurrentes dextrales (sistema de fallas de Gastre), de dimensiones continentales (Rapela et al., 1991a; Rapela y Pankhurst, 1992). Unidades de edad triásica tardía (220 ± 3 Ma) se encuentran en el área de Gastre, donde sin embargo las facies más abundantes tienen una edad en el límite Triásico-Jurásico (208 ± 1 Ma , Rapela et al., 1991b). Edades de 209 ± 13 Ma han sido determinadas en el lago Moquehue (Cingolani et al., 1991) y de 186 ± 4 Ma en la zona de Pilcaniyeu (Alonso -inédito- en Rapela y Alonso, 1991). Plutonitas metaluminosas con edad triásica tardía (intervalo 208-235 Ma, escala de Harland et al., 1989) no son restrictivas del Batolito de la Patagonia Central, habiéndoselas encontrado también en al área de Mencué-Chasicó en el norte del Macizo Norpatagónico (210 ± 9 Ma, Cingolani et al., 1991).

La presencia de unidades plutónicas mesozoicas en el norte del Macizo Norpatagónico (Batolito de Somuncura), llevó recientemente a Cucchi (1993) a proponer que ambos batolitos constituyen una única unidad batolítica. No obstante, el concepto de batolito alude solamente a un *cinturón elongado* de asociaciones plutónicas con una continuidad areal mayor a los 100 km^2 (Thorpe y Brown, 1985), y no un concepto de simultaneidad temporal. El Batolito de la Patagonia Central tiene una distribución areal característica, asociada al sistema de fallas de Gastre, que lo individualiza como unidad independiente en el mapa geológico de Argentina a escala 1:2.500.000.

El Batolito de la Patagonia Central intruye un basamento compuesto por relictos de un complejo metamórfico-ectinítico (Formación Cushamen, Volkheimer, 1964; Caminos y Llambías, 1984) de probable edad precámbrica superior-paleozoica inferior y a granitoides paleozoicos con edades ordovícicas hasta pérmicas tempranas (Dalla Salda et al., 1994). El emplazamiento de los complejos plutónicos eomesozoicos fue muy somero, en ambiente de epizona y aún subvolcánico. Cálculos geobarométricos basados en el contenido de Al en hornblendas en granitos del batolito indican presiones de cristalización próximas a 1 Kb (Rapela et al., 1991b). Las asociaciones plutónicas están cubiertas en discordancia por unidades mesosilícicas de la provincia volcánica mesojurásica (Formación Taquetrén, Nullo, 1978, y Grupo Lonco Trapial; véase Figura 7).

Litológicamente el Batolito de la Patagonia Central se puede diferenciar de los granitoides cretácico-terciarios del ciclo Andino por la abundancia de monzogranitos leucocrá-

CONICET-UNLP, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº 644, 1900 La Plata.

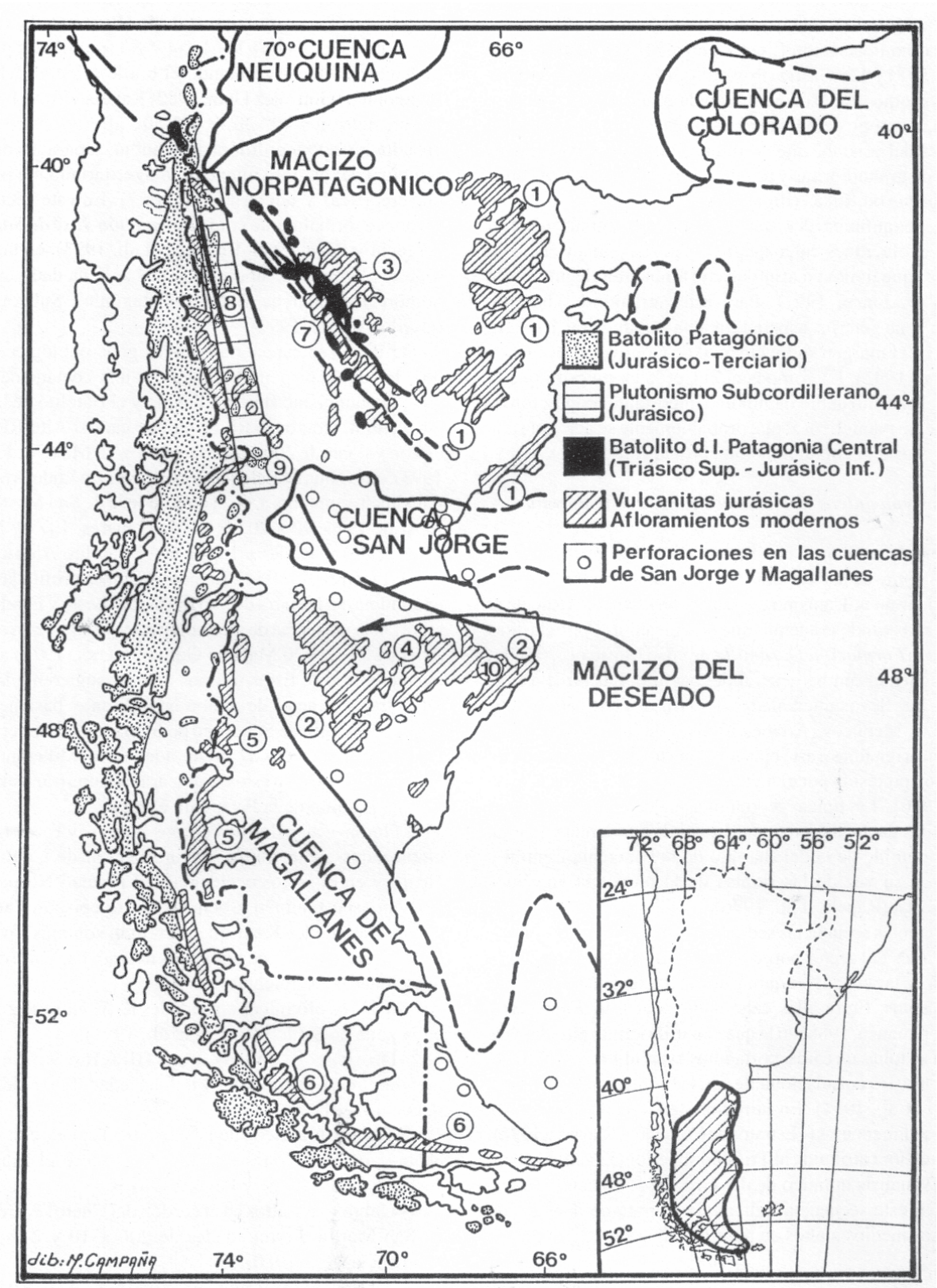


Figura 7. Distribución areal del magmatismo triásico tardío-jurásico de la Patagonia. Principales unidades y localidades mencionadas en el texto: (7) **Batolito de la Patagonia Central**, área de Gastre; **Plutonismo Subcordillerano**: (8) área del río Alto Chubut, (9) área de José de San Martín; **Complejos del Macizo del Deseado**: (10) áreas de La Calandria-Bajo de la Leona. Las fallas asociadas al plutonismo subcordillerano fueron tomadas de Gordon y Orts (1993). **Provincia volcánica meso-jurásica; rocas ácidas** (el recuadro muestra su distribución general): (1) Complejo Marifil, (2) Complejo Chon Aike, (5) Complejo El Quemado, (6) F. Tobífera; **rocas intermedias**: (3) F. Lonco Trapial, (4) F. Bajo Pobre. La localización de las perforaciones en donde se detectó la volcanitas jurásicas en el subsuelo fue tomada de Uliana et al., (1985)

ticos sobre las tonalitas y dioritas metaluminosas, que caracterizan no obstante a aquellos (Figura 8 a y d). Extensos sectores de granitos leucocráticos y pórfiros graníticos mapeados como Formación Lipetrén en las Hojas 41d Lipetrén (Nullo, 1978) y 42d Gastre (Proserpio, 1978) han sido asignados al episodio eomesozoico (Rapela et al., 1991a; Alonso, 1992). La composición leucogranítica no es sin embargo exclusiva del mismo, que se integra también por unidades foliadas de granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita y granodioritas biotíticas (Figura 8a).

La geoquímica del Batolito de la Patagonia Central muestra evoluciones calcoalcalinas típicas, con ausencia de caracteres que indiquen afinidad con ambientes de intraplaca (Rapela y Alonso, 1991). Para estos granitoides ha sido sugerida una génesis asociada a una subducción triásica-jurásica en el margen sudoccidental de Gondwana (Rapela y Pankhurst, 1992). La composición isotópica muestra que la fuente del batolito debió incluir una importante proporción de componente mantélico, al que probablemente se adiciona una menor y variable contaminación cortical (Figura 11).

Episodios volcánicos neotriásicos-jurásicos tempranos

El emplazamiento a nivel subvolcánico de muchas unidades del Batolito de la Patagonia Central sugiere claramente que debió existir un volcanismo coetáneo con el mismo (Rapela et al., 1991a), notándose además que las volcanitas y piroclastitas ácidas de la ***Formación Garamilla*** de edad triásica *l.s.* (Nullo, 1978), siguen el rumbo general del batolito. Las piroclastitas dacíticas que llevan intercaladas flora triásica en el área contigua de Los Menucos (Artabe, 1985a, 1985b; Labudía et al., 1995) son asignables a este episodio, que ha sido recientemente datado con precisión por el método Rb-Sr (222 ± 2 Ma; Rapela et al., 1996). La típica geoquímica calcoalcalina de estas piroclastitas dacíticas con fenocristales de horblenda y biotita, es indistinguible de la del Batolito de la Patagonia Central y diferente a su vez de las riolitas de la provincia volcánica mesojurásica (Rapela et al., 1996).

Diferentes secuencias sedimentarias neotriásicas - jurásicas inferiores del sector noroccidental del Macizo Norpatagónico y sur de la cuenca Neuquina, llevan intercaladas volcanitas y piroclastitas. Entre ellas cabe mencionar a la ***Formación Lapa*** (ver Leanza, 1986) en la que se han descripto piroclastitas primarias y tobas de caída, portadoras estas últimas de flora de edad neotriásica correlacionable con la Formación Paso Flores (Spalletti et al., 1991). En la región de Comallo, sucesiones volcano-sedimentarias («Estratos de Comallo», Rabassa, 1978), portan una flora atribuida al Triásico superior (Zavattieri et al., 1994). El análisis químico de dos coladas de volcanitas intercaladas en esta secuencia indica que se trata de dacitas con contenidos medios a altos de potasio (Figura 9).

EL PLUTONISMO SUBCORDILLERANO DE RÍO NEGRO Y CHUBUT

El Batolito Patagónico Jurásico-Terciario y sus volcanitas asociadas definen el eje de la cadena andina entre los 39º 30' y los 56º de latitud sur (Figura 7). Un aspecto que merece destacarse es que las edades isotópicas más antiguas observadas para el batolito (>165 Ma) sólo se encuentran al norte de los 45º S (Gordon y Orts, 1993). En los sectores meridionales del batolito, al sur de los 45º LS, no se ha comprobado una migracional unidireccional del magmatismo ni presencia de unidades más antiguas que 160 Ma (Bruce et al., 1991).

En el sector entre los 40º-42º S las unidades plutónicas jurásicas se ubican formando el borde oriental del Batolito Patagónico (González Díaz, 1982; Rapela y Kay, 1988). Más al sur, entre los 42º 30' y 44º 30', afloran como plutones aislados en la Precordillera del Chubut, separados del cuerpo principal del batolito integrado mayoritariamente por unidades cretácicas y terciarias (Figura 7). En este sector se los reconoce formalmente como ***Formación José de San Martín*** (Franchi y Page, 1980, Busteros et al., 1993), en tanto que a todo el plutonismo subcordillerano se le ha dado también el nombre informal de Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Orts, 1993).

Aunque se carece de estudios geocronológicos integrados, los datos disponibles sugieren una coetaneidad parcial entre el plutonismo subcordillerano y el Batolito de la Patagonia Central. Isocronas Rb-Sr en la zona del Alto Río Chubut dieron valores de 200 ± 24 Ma y 183 ± 13 Ma (Gordon y Orts, 1993), en la zona de Leleque por el mismo método (164 ± 4 Ma, Pankhurst, com.pers.), en el área de José de San Martín edades K-Ar de 197 ± 10 y 207 ± 10 Ma (Linares, 1977 y Franchi y Page, 1980) y de 180 ± 10 Ma en el Batolito Aleusco (K-Ar, Spikermann et al., 1988). En perforaciones profundas del área extrandina, en la sierra de San Bernardo, Lesta y Ferello (1972) reportan la presencia de granodioritas y granitos con edades K-Ar entre 218 y 170 Ma, que Gordon y Orts (1993) asocian al mismo episodio. Estos últimos autores sugieren además que fallas transcurrentes de rumbo NO-SE en el basamento de la cuenca del Golfo de San Jorge podrían estar arealmente vinculadas a la secuencia de granitoides subcordilleranos (véase Figura 7), con lo cual éstos se ubicarían en una traza subparalela a la del Batolito de la Patagonia Central.

Plutones aislados de cuerpos básicos y rocas filonianas emplazados en la franja subcordillerana de Chubut y Río Negro y en el sector occidental del Macizo Norpatagónico podrían estar también asociadas a este episodio, aunque en general las edades K-Ar que presentan son más jóvenes que la de los granitoides mencionados más arriba. Entre ellos cabe mencionar los siguientes:

- Gabros olivínicos con edades K-Ar entre 162 y 170 Ma en la zona de Sañicó (Varela et al., 1991).

-Dioritas y gabros con filiación calcoalcalina metaluminosa en la zona Pilahue, edad K-Ar de 170 Ma (Cucchi, 1991).

- Gabros toleíticos de la sierra de Tepuel, con una edad acotada por relaciones estratigráficas entre el Liásico y el Jurásico medio (Page y Page, 1990).

- Gabros y basaltos en el cordón del Cherque, área de José de San Martín dieron edades de 206 ± 10 y 211 ± 10 Ma (Franchi y Page, 1980).

Las asociaciones granitoides del Plutonismo Subcordillerano son de tipo calcoalcalino metaluminoso, con predominancia de plutones zonados y cambios litológicos netos desde gabros, dioritas, dioritas cuarzosas y tonalitas hasta granitos (véase Figura 8c), habiendo sido descriptas con mayor detalle en la zonas de El Maitén y Leleque (Gordon y Orts, 1993) y el área de José de San Martín (Spikermann, et al., 1988; Busteros et al., 1993). La composición litológica es muy semejante a la de los granitoides cretácico-terciarios del Batolito Patagónico (compárese Figura 8 c y d) que definen tendencias

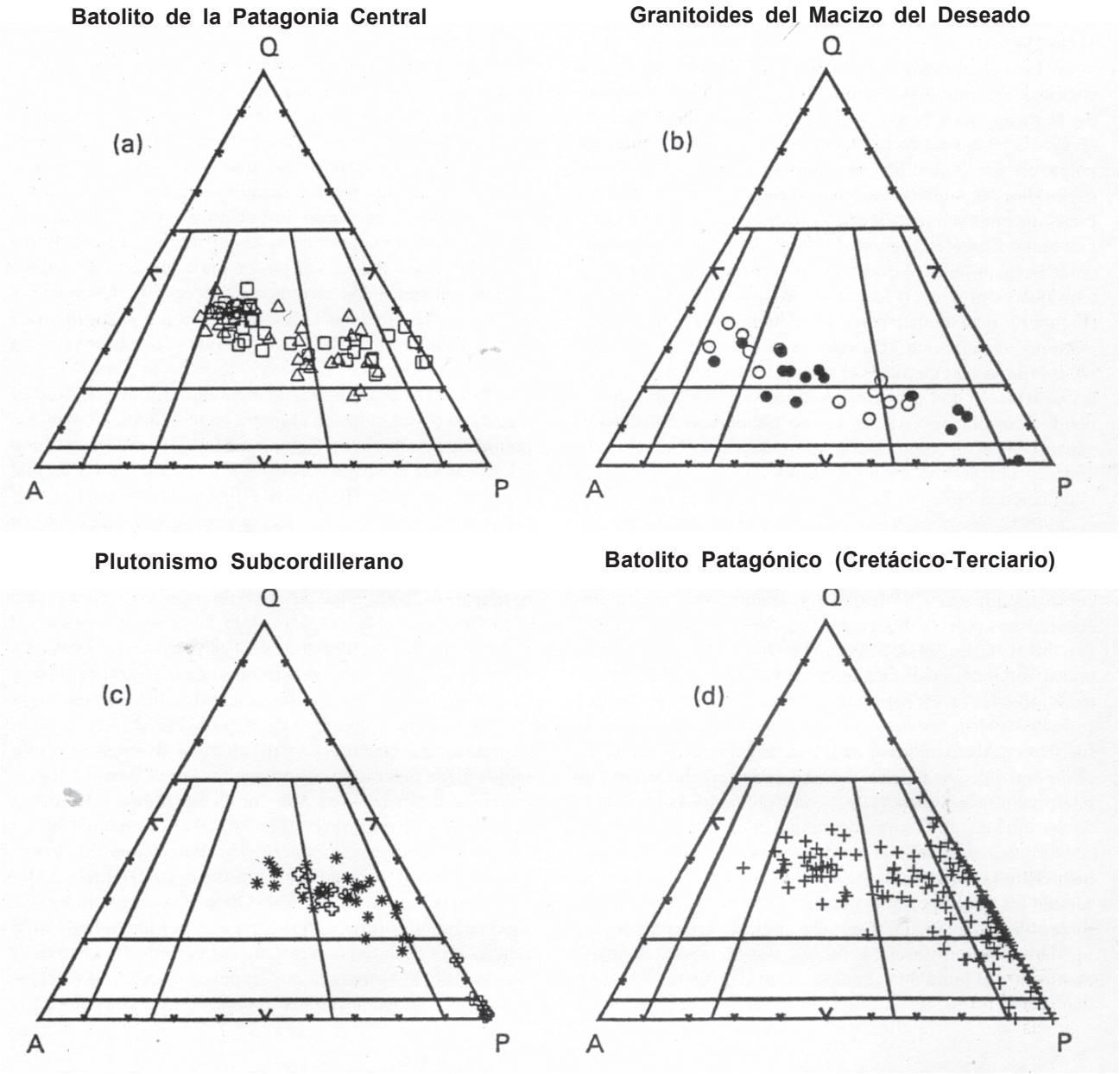


Figura 8. Composición litológica del plutonismo triásico-jurásico de la Patagonia. Diagrama Q (cuarzo), A (feldespato alcalino), P (plagioclasa) (Le Maitre et al., 1989). (a) **Batolito de la Patagonia Central**: cuadrados= área de Pilcaniyeu; triángulos=área de Gastre; (b) **Macizo del Deseado**: círculos llenos=área de La Calandria, círculos vacíos=área del Bajo de la Leona; (c) **Plutonismo Subcordillerano**: estrellas= área del río Alto Chubut, cruces abiertas=área de Leleque. Datos de Rapela y Alonso (1991), Gordon y Orts (1993) y Rapela y Pankhurst (1996). (d) **Batolito Patagónico**: cruces (datos de Weaver, 1988 y Bruce, 1988).

del tipo calcoalcalino-granodiorítico (CAG) y calcoalcalino-tonalítico (CAT) (Bowden et al., 1984). Las relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} encontradas indican un componente mantélico dominante en la fuente (0, 7047-0, 7051; Gordon y Orts, 1993).

LOS COMPLEJOS PLUTÓNICOS DEL MACIZO DEL DESEADO

En el noreste del Macizo del Deseado, en las áreas de Bajo de la Leona y La Calandria-La Juanita, se encuentran afloramientos aislados de complejos plutónicos agrupados formalmente por Arrondo (1972) bajo el nombre de ***Formación La Leona***. Estos plutones intruyen sedimentitas continentales pérmicas de las Formaciones La Golondrina y La Juanita y sedimentitas y piroclastitas triásicas de la Formación El Tranquilo, desarrollando aureolas de contacto, a la vez que son cubiertos en discordancia y atravesados por diques de volcanitas mesojurásicas de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre (véase Godeas, 1985, 1993; Panza, 1984, 1995 y Márquez, 1994 para una revisión más completa de la geología y relaciones estratigráficas).

La edad jurásica temprana de los complejos granitoides determinada por Varela et al. (1991) ha sido confirmada por

isocronas Rb-Sr de buena precisión en las áreas de La Calandria (203 ± 2 Ma) y Bajo de La Leona (202 ± 2 Ma) (Pankhurst et al., 1993a).

Los granitoides del Macizo del Deseado tienen una composición litológica distintiva y diferente a la del Batolito de la Patagonia Central y el Plutonismo Subcordillerano (Figura 8 b). Su evolución en el QAP define una tendencia pobre en sílice de tipo *monzonítico,* con monzonitas y monzodioritas cuarzosas de hornblenda y biotita como las facies más abundantes (Figura 2b, Rapela y Pankhurst, 1996). Los granitos más evolucionados y las aplitas de esta tendencia se encuentran en el campo de los sienogranitos, composición que es muy poco frecuente en el Batolito Patagónico (Figura 8). Esta tendencia ha sido denominada también *subalcalina monzonítica* (Bowden et al., 1984). Las *series monzoníticas* son comunes en zonas de subducción, encontrándoselas en los primeros estadios de formación de un batolito cordillerano, ya sea no mostrando una distribución espacial especial como en el Batolito del Perú (Pitcher et al., 1985) o ubicándose en los sectores más distales del arco magmático como en el Batolito de Sierra Nevada (Sylvester et al., 1978).

Por otro lado, la geoquímica calcoalcalina de los granitoides del Deseado y su asociación con mineralización de tipo cobre diseminado (Cu-Mo-Au-Ag) apunta también a su vínculo con una paleo-subduccción gondwánica (Godeas, 1992; Pankhurst et al., 1993a; Márquez, 1994). El hecho de que en las isocronas de ambas localidades estudiadas estén representadas todas las facies petrográficas reconocidas de los gabros cuarcíferos hasta los sienogranitos (Figura 8b), constituye un fuerte argumento en favor de la consanguineidad interna. El alto contenido de K_2O de las asociaciones plutónicas fue interpretado por Godeas (1992) como producido por la lejanía de las mismas de la zona de subducción, una tesis que es consistente con el carácter monzonítico de la serie y un origen mantélico profundo (Rapela y Pankhurst, 1996). En ese sentido las relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} y Nd(t) de los granitoides del Macizo del Deseado indican un componente litosférico primitivo en la fuente, posiblemente el manto continental (Figura 11) (Pankhurst et al., 1993a; Rapela y Pankhurst, 1996).

COMPARACIÓN CON LA PROVINCIA VOLCÁNICA MESO-JURÁSICA

La espectacular provincia volcánica meso-jurásica de más de un millón de kilómetros cuadrados de extensión superficial, está dominada en vastos sectores por riolitas e ignimbritas riolíticas a los que acompañan muy subordinados volúmenes de traquiandesitas, andesitas y dacitas. Dada su vastísima distribución, los complejos ácidos han recibido distintos nombres según los sectores: en la Patagonia extrandina, Complejo Marifil en el norte y Formación o Complejo Chon-Aike en el sur, en tanto que en los sectores andinos australes los términos Complejo El Quemado y Formación Tobífera han sido usados profusamente (Figura 7 -véase Uliana et al., 1985, para una revisión más exhaustiva de la nomenclatura-).

No obstante la predominancia de términos ácidos, en algunos sectores como en el tramo medio del río Chubut, las ignimbritas riolíticas del Complejo Marifil se interdigitan con las volcanitas mesosilícicas de la Formación Lonco Trapial (Lesta et al., 1980; Haller et al., 1990), que aparecen como restos erodados de estratovolcanes y conos monogenéticos en el sector central del Macizo Norpatagónico (Figura 7). En el Macizo del Deseado, las coladas de andesitas y andesitas basálticas de la Formación Bajo Pobre, parecen haber precedido la eruptividad del Complejo Chon Aike durante el Jurásico medio (de Barrio et al., 1988; Márquez, 1994). La Formación Bajo Pobre ha sido considerada formando parte del evento efusivo Chon Aike e incluida con reservas dentro del Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972).

Recientes estudios geocronológicos Rb-Sr en los complejos ácidos extrandinos indican que su desarrollo se restringió al lapso 188-168 Ma, con decrecimiento de edades hacia el sur (Rapela y Pankhurst, 1993, Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995). Este intervalo corresponde al lapso toarciano-bajociano en la escala geocronológica de Harland et al. (1989) -Obsérvese que esta escala, usada para uniformar criterios en este volumen, tiene diferencias en la subdivisión interna del período Jurásico de la escala DENAG utilizada por Rapela y Pankhurst (1993)-. Estos datos indican que los miembros más antiguos de la

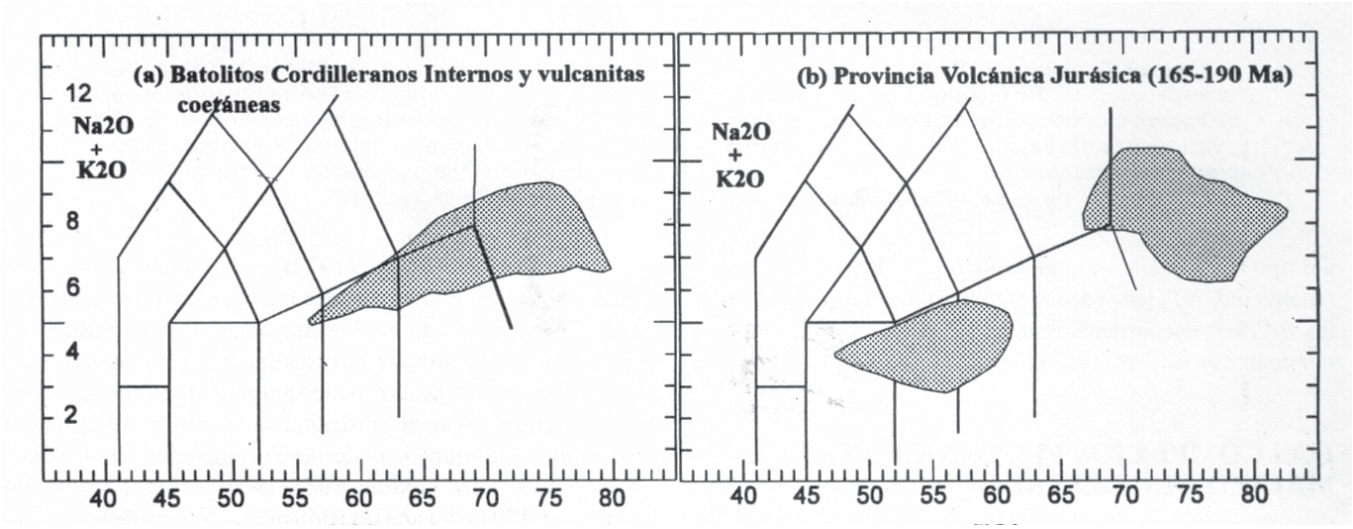


Figura 9. Diagramas TAS (Le Maitre, et al., 1989) del plutonismo cordillerano interno (a) y la provincia volcánica jurásica (b). Construido con datos de Pankhurst y Rapela (1995), Rapela et al. (1992, 1996) y Rapela y Pankhurst (1996).

provincia volcánica, de alrededor de 188 Ma, están netamente separados temporalmente del clímax intrusivo del Batolito de la Patagonia Central y los granitoides del Deseado que se ubican entre 200 y 208 Ma. Las volcanitas mesosilícicas de las Formaciones Lonco Trapial y Taquetrén, y las riolitas e ignimbritas de la Formación Chon Aike se apoyan en discordancia y cortan con sus diques al Batolito de la Patagonia Central y los complejos del Deseado respectivamente. El levantamiento con desarrollo de una superficie de erosión debió ocurrir entre el Jurásico temprano (202-208 Ma) y el Jurásico medio (165 Ma). Sin embargo, la provincia volcánica parece haber sido regionalmente coetánea de los episodios más jóvenes del plutonismo subcordillerano e indudablemente de las unidades plutónicas más antiguas del Batolito Patagónico.

Estudios geoquímicos en diferentes sectores de la provincia jurásica han sido presentados por Gust et al. (1985), Rapela y Kay, (1988), Sruoga (1989), Haller et al., (1990), De Barrio (1993), Rapela y Pankhurst, (1993), Page y Page (1993) y Pankhurst y Rapela (1995). Litológicamente en la provincia predominan las riolitas de alto potasio, que traslapan al campo traquidacítico (Figura 3). Estas secuencias de características transicionales al campo alcalino han sido denominadas transalcalinas por algunos autores (cf. Middlemost, 1991).

El contenido de SiO_2 varía entre 53-80%, con K_2O en el rango 4-9%, pero en la mayoría de las áreas el rango está restringido a composiciones > 70% SiO_2. Entre las riolitas predominan las composiciones meta y peraluminosas, siendo generalmente biotita y en algunos casos biotita + clinopiroxeno los mafitos acompañantes. En el caso de la península de Camarones existe además una tendencia a un sub-tipo peralcalino (Rapela y Pankhurst, 1993). Es importante tener en cuenta que la provincia incluye también composiciones menos evolucionadas, en el rango de andesitas basálticas a dacitas (53-65% SiO_2, Figura 9), lo cual le confiere un carácter bimodal. En algunos casos las rocas básicas constituyen unidades independientes como las andesitas de alto potasio de la Formaciones Lonco Trapial y Taquetrén (Page y Page, 1993) o las andesitas de potasio «medio» de la Formación Bajo Pobre en el Macizo del Deseado (Figura 10).

Comparada con el plutonismo cordillerano interno del Jurásico temprano-Triásico tardío representado por las secuencias del Batolito de la Patagonia Central y del Macizo del Deseado, la provincia volcánica mesojurásica (Complejos Marifil y Chon Aike, Formación Bajo Pobre) muestra diferencias químicas e isotópicas significativas que sugieren un origen distinto (Pankhurst y Rapela, 1995; Rapela et al., 1996).

En primer lugar, los batolitos cordilleranos internos carecen de la bimodalidad de aquella, y sus magmas primarios tienen composición dacítica (Figura 9). Los complejos Marifil y Chon Aike tienen en general un contenido de K_2O (para un porcentaje de SiO_2 determinado) mucho mayor que el de los batolitos del Jurásico inferior-Triásico superior (Figura 10). Las variaciones MgO-SiO_2 para contenidos de SiO_2 < 75% muestran dos tendencias con pendiente diferente, en tanto que el Na_2O también muestra una evolución distinta (Figura 10). Una característica saliente de las riolitas mesojurásicas es la muy constante relación inicial promedio Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7067± 0,0005, que no está de acuerdo con un origen por anatexis de rocas supracorticales o mezclas de componentes mantélicos y corticales, sugiriendo en cambio un origen por anatexis de la corteza inferior (Pankhurst y Rapela, 1995). Por su lado, los granitoides del Batolito de la Patagonia Central y del Macizo del Deseado tienen relaciones iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} y Nd(t) que indican un componente litosférico más primitivo en la fuente que las volcanitas mesojurásicas (Figura 10, Rapela y Pankhurst, 1996). Estos resultados indican claramente desvinculación temporal, fuentes distintas y, posiblemente, situaciones geotectónicas diferen-

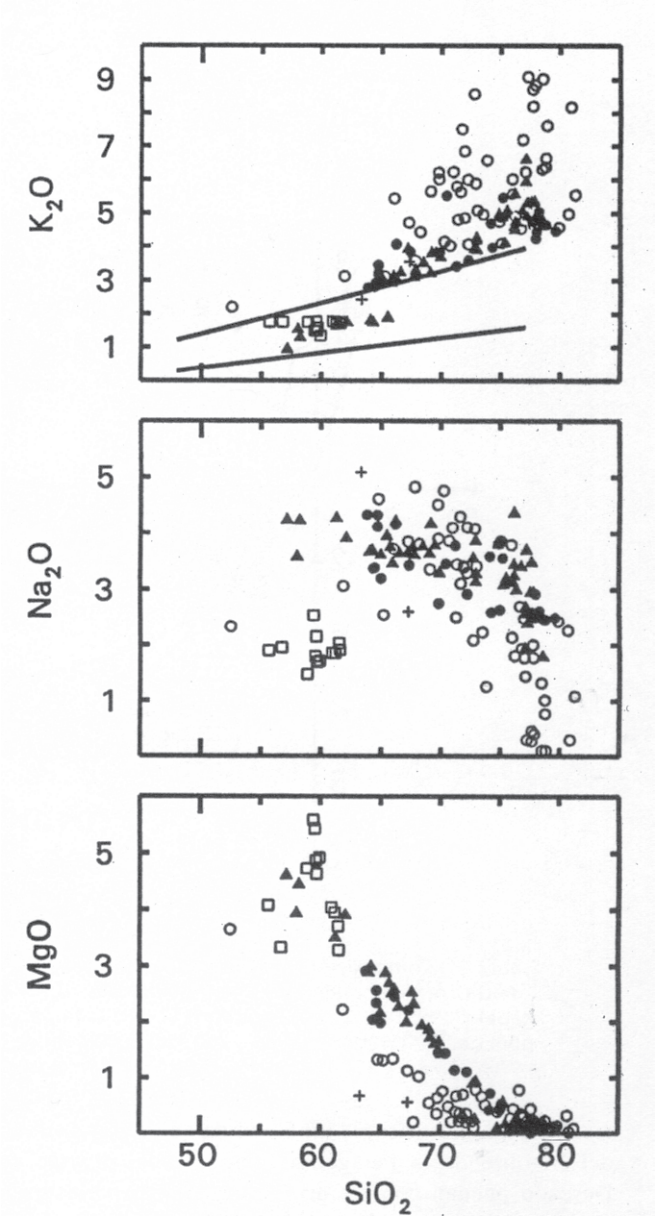


Figura 10. Diagrama de Harker para el plutonismo triásico-jurásico y la provincia volcánica mesojurásica. **Plutonitas triásicas-jurásicas**: círculos llenos = Batolito de la Patagonia Central, área de Gastre; triángulos llenos = Complejos del Macizo del Deseado, áreas de La Calandria y Bajo de la Leona. Cruces = volcanitas neotriásicas en los Estratos de Comallo. **Provincia volcánica mesojurásica**: círculos abiertos = Complejos Marifil y Chon Aike; cuadrados = Formación Bajo Pobre. Datos de Rapela y Pankhurst, (1993); Pankhurst et al., (1993a) y Pankhurst y Rapela (1995). Las líneas discriminantes de los series de alto, medio y bajo potasio son de Le Maitre, et al. (1989).

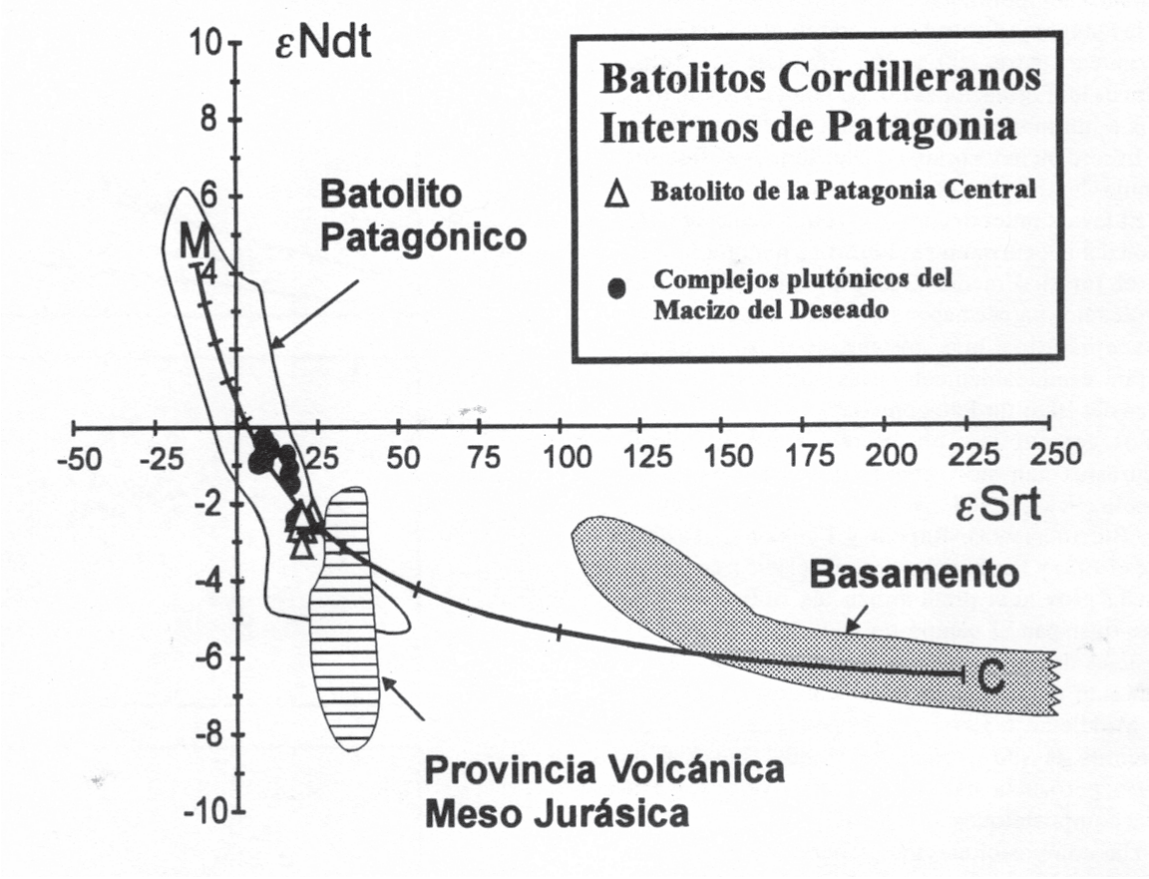


Figura 11. Composición isotópica de Nd y Sr del plutonismo triásico-jurásico (Batolito de la Patagonia Central, área de Gastre y complejos del Macizo del Deseado, áreas de La Calandria y Bajo de La Leona). Datos de Pankhurst y Rapela (1995) y Rapela y Pankhurst (1996). La hipérbola de mezcla asume un componente mantélico (M) con 1000 ppm de Sr (Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7034 a 200 Ma), y 30 ppm de Nd (Ndt=+4.2); y un componente cortical (C) con 100 ppm Sr (0.720) y 15 ppm de Nd (-6.5). Los intervalos en la línea de mezcla representan incrementos del 10%.

tes. En cualquier caso, la hipótesis de que los granitoides del Batolito de la Patagonia Central o del Macizo del Deseado puedan considerarse las raíces del volcanismo meso-jurásico extrandino, no condice con los recientes estudios geoquímico-isotópicos.

MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL

Todos los autores que realizaron estudios de detalle petrográficos-petrológicos del plutonismo triásico-jurásico en algún sector o área patagónica sugieren su vinculación a una paleo-subducción gondwánica (Franchi y Page, 1980, Rapela et al., 1991, Rapela y Pankhurst, 1992, 1996, Godeas, 1993, Busteros et al., 1993, Pankhurst et al., 1993a, Márquez, 1994). Este marco tectónico contrasta con el inferido para las asociaciones bimodales de leucogranitos y diques máficos de edad triásica superior-jurásica inferior del cinturón costero y el sector chileno de la Cordillera Frontal, que fueron vinculados a un ambiente extensional ocurrido durante una interrupción del sistema de subducción (Parada et al., 1991, Gana, 1991). También en los Andes del Norte y Centrales la actividad magmática en el período 240-180 Ma (Triásico medio-Liásico) ha sido vinculada a un ambiente extensional o de transcurrencia, sin evidencias claras de subducción (Jaillard et al., 1990). En consecuencia, si aceptamos como válidas las interpretaciones tecto-magmáticas, la Patagonia se distinguiría del resto del margen proto-andino de Gondwana por presentar evidencias de subducción de corteza oceánica en el lapso Triásico superior-Jurásico inferior.

Tanto el Batolito de la Patagonia Central como el plutonismo subcordillerano tienen un rumbo que sugiere que ambos podrían haber sido segmentos subparalelos de un arco cordillerano externo o principal (plutonismo subcordillerano) y otro interno (Batolito de la Patagonia Central), producidos por una subducción de corteza oceánica con ángulo muy oblicuo al actual márgen continental. El hecho de que el plutonismo subcordillerano tenga características de granitoides cordilleranos tipo «I», que en el Batolito de la Patagonia Central abunden las composiciones graníticas *s.s.* como en los arcos cordilleranos internos y que los granitoides del Deseado tengan características monzoníticas que se suelen asociar a series granitoides muy distales, está de acuerdo con esa posibilidad. Por otro lado, una subducción oblicua con dirección NNE generaría fallas transcurrentes dextrales paralelas al rumbo del arco, circunstancia que podría haber coadyuvado a la reactivación del sistema de fallas de Gastre, que acomodó el emplazamiento del Batolito de la Patagonia Central. Resulta interesante señalar que entre el plutonismo subcordillerano y el Batolito de la Patagonia Central se desarrolló una estrecha y alargada cuenca sedimentaria liásica, que comprende facies marinas que se acuñan e interdigitan hacia el este con sedimentitas continentales de la misma edad (Lesta et al., 1980, Franchi et al., 1989). La línea de costa de

esta cuenca que se infiere como de acantilados y alta energía, corría de nornoroeste a sursureste, considerándose que el margen era de tipo convergente, con subducción hacia el cratón (González Bonorino, 1990). Los cuerpos de gabros toleíticos que intruyen a las sedimentitas liásicas se emplazaron en un ambiente extensional de intra-arco (Page y Page, 1990). Es importante finalmente considerar que los desplazamientos paralelos al arco pudieron haber determinado importantes movimientos diferenciales de bloques y microplacas, que cambiaron la configuración del paleomargen del suroeste de Gondwana (Rapela y Pankhurst, 1992, Marshall, 1994).

Si desde los 47º hasta los 38º L.S. se desarrolló un magmatismo de arco, ¿porqué no hay evidencia del mismo al norte de esa latitud? Sobre este aspecto caben únicamente especulaciones e hipótesis de trabajo que serán seguramente revisadas o descartadas en futuras investigaciones. Sólo se quiere llamar la atención aquí sobre el hecho de que no parece ser casual que el sistema de fallas de Gastre y el eje de las asociaciones magmáticas del Batolito de la Patagonia Central y el plutonismo subcordillerano intersecten el margen del continente entre los 38º y 39º (Figura 7). Una subducción muy oblicua con dirección NNE en el sudoeste de Gondwana durante el Triásico tardío-Jurásico temprano, podría haber determinado subducción en un sector y relaciones transformantes con extensiones locales en otros (Rapela et al., 1996).

Durante el lapso 188-170 Ma, el segmento patagónico de 40º a 45º muestra asimismo asociaciones que indican un margen convergente en el oeste. Desde oeste a este se observan las siguientes unidades: a) los eventos más jóvenes del plutonismo subcordillerano, b) la cuenca marina liásica de intraarco, c) asociaciones volcánicas mesosilícicas con filiación de arco magmático (Page y Page, 1993), que se extruyen cubriendo el Batolito de la Patagonia Central (Formación Lonco Trapial, Figura 7), y d) el volcanismo silícico del Complejo Marifil derramado en un ambiente extensional. En el segmento 46º -53º LS se desarrolla una gran expansión hacia el oeste del volcanismo silícico extrandino (Complejos Chon Aike y El Quemado), que acompaña a la deflección hacia el SO del Batolito Patagónico y tiene edades más jóvenes que en el segmento septentrional. Los plutones más antiguos que forman parte del cuerpo principal del sur del Batolito Patagónico tienen edades entre 155-165 Ma (Bruce et al., 1991). Se puede concluir de esta síntesis, que la historia del plutonismo triásico-jurásico de la Patagonia parece haber estado vinculada primordialmente a los distintos episodios de convergencia que en ese lapso afectaron el extremo sur del margen proto-Andino de Gondwana.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALONSO, G., 1992. Estudio geoquímico e isotópico del plutonismo granítico en el sector occidental del Macizo Norpatagónico; área de Pilcaniyeu-Lipetrén. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédito).

ARRONDO, O.G., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la estancia. La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata, 7 (Paleontología) 43:1-194.

ARTABE, A.E., 1985a. Estudio sistemático de la Tafoflora Triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. Ameghiniana, 22 (1-2): 3-22.

ARTABE, A.E., 1985b. Estudio sistemático de la Tafoflora Triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. Ameghiniana, 22 (3-4): 159-180.

BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPELL, B.W., DIDIER, J. y LAMEYRE, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35: 1-11.

BRUCE, R.M., 1988. Petrochemical evolution and physical construction of an Andean arc: evidence from the southern Patagonian batholith at 53º S. Ph. D. Thesis, Colorado School of Mines (inédita).

BRUCE, R.M., NELSON, E.P., WEAVER, S.G. y LUX, D.R. 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development. En: Harnon, R. S. y Rapela C.W. (Eds.): Plutonuism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 265: 1-12.

BUSTEROS, A., FRANCHI, M. y LEMA, H.A. 1993. El magmatismo calcoalcalino del área de José de San Martín, provincia del Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 128-133.

CAMINOS, R. y LLAMBÍAS, E.J., 1984. El basamento cristalino. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro 9º Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1 (2): 37-63.

CINGOLANI, C., DALLA SALDA, L., HERVE, F., MUNIZAGA, F., PANKHURST, R.J., PARADA, M.A. y RAPELA, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impresions of pre-Andean and Andean tectonics. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 265p.: 29-44.

CUCCHI, R.J., 1991. Las plutonitas de Pilahue, intrusivos jurásicos del sector occidental del macizo Norpatagónico. Revista Asociación Geológica Argentina, 46: 181-187.

CUCCHI, R.J., 1993. La Formación Lipetrén en el marco del Gondwana: sector occidental del Macizo Norpatagónico. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 105-112.

DALLA SALDA, L.H., VARELA, R., CINGOLANI, C. y ARAGÓN, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 7(3-4): 377-386.

DE BARRIO, R., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 189-198.

DE BARRIO, R., PALMA, M.A. y PANZA, J.L., 1988. The geologic evolution of South America, Deseado Massif. Correlation with the Andean region. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires (inédito).

FRANCHI, M.R. y PAGE, R.F.N, 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(2): 208-229.

FRANCHI, M.R., PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extrandina. En: Chebli, G. y Sapalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica Nº 6, Universidad Nacional de Tucumán, 512pp.

GANA, P., 1991. Magmatismo bimodal del Triásico superior-Jurásico inferior, en la Cordillera de la Costa, provincias de Elqui y Limari, Chile. Revista Geológica de Chile, 18(1): 55-67.

GODEAS, M., 1985. Geología en el Bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 40(3-4): 262-278.

GODEAS, M., 1993. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación la Leona), provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(3): 347-347.

GONZÁLEZ BONORINO, G., 1990. Cambios relativos en el nivel del mar y su posible relación con magmatismo en el Jurásico temprano, Formación Lepa, Chubut noroccidental, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 129-135.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles. Earth Science Reviews, 18: 365-393.

GORDON, A. y ORTS, M.H. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41º -42º 30'L.S.). 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 120-127.

GUST, D.A, BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W y ULIANA, M.A, 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. Tectonophysics, 116: 223-253.

HALLER, M.J., DEMICHELIS, A.J., CABREROS, J.B. y PARDO, M. I., 1990. Litología y geoquímica del vulcanismo Triásico-Jurásico en la Patagonia extrandina y su relación con el rifting gondwánico. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 56-59.

HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. y SMITH, D.G., 1989. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge, 263pp.

JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. y MOURIER, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society, London, 147: 1009-1022.

LABUDÍA, C.H., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W. y ARTABE, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Acta II Reunión del Triásico del Cono Sur, pp 17-21, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

LEANZA, H., 1986. Descripción geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Secretaría de Estado de Minería, Buenos Aires (inédito).

LE MAITRE, R.W. (Ed.), con Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, M.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recomendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. Blackwell, 193pp Oxford.

LESTA, P.J. y FERELLO, R., 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina , Academia Nacional de Ciencias, 601-654, Córdoba.

LESTA, P., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extrandino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1388, Córdoba.

LINARES, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. II) años 1974-1976 realizados por el INGEIS sin publicar I) años 1972-1974. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y complementaria Nº 4), 38pp.

MÁRQUEZ, M.J., 1994. El plutonismo Mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización tipo cobre diseminado, Prov. de Santa Cruz, Argentina. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H.1/2: 115-132.

MARSHALL, J.E.A., 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. Tectonics, 13: 499-514.

MIDDLEMOST, E.A.K., 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. Earth Science Reviews, 31: 73-87.

NULLO, F.E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158, Buenos Aires, 88p.

PAGE, S. y PAGE, R., 1990. Magmatismo toleítico en el intra-arco Jurásico de la Precordillera del Chubut. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 98-100.

PAGE, S. y PAGE, R.F.N. 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 41-58.

PARADA, M.A., LEVI, B. y NYSTROM, J.O. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30 to 33ºS); Petrogenetic implications and a tectonic discussion. En: Harmon, R.S y Rapela, C.W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 265p.: 99-112.

PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth & Planetary Science Letters, 134: 23-36.

PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W, CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E. y PÁRICA, C., 1992. A revised age of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of Sourth American Earth Sciences, 5: 321-325.

PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W. y MÁRQUEZ, M. 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.

PANKHURST, R.J., SRUOGA, P. y RAPELA, C.W., 1993b. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47º 30'L.S. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 171-178.

PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f Bajo de la Leona y 54g Bahía Laura, Servicio Geológico Nacional. Inédito, 81pp.

PANZA, J.L., 1995. Hoja geológica 4966-I/II Bahía Laura escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín 214, 83pp.

PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. y BECKINSALE, R.D. (Eds.), 1985. Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie, John Wyley and Sons, 328pp.

PROSERPIO, C.A, 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 159, 75p.

RABASSA, J., 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 731-746.

RAPELA, C. W. y ALONSO, G. 1991. Litología y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 236-240.

RAPELA, C.W. y KAY, S. 1988. The Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11: 175-182.

RAPELA, C.W. y PANKHURST, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds.): Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society Special Publication 68, 404p.

RAPELA, C.W y PANKHURST, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento Meso-jurásico de corta duración y de origen profundo. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 179-188.

RAPELA, C.W y PANKHURST, R.J., 1996. Monzonite Suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 87:193-203.

RAPELA, C.W., ALONSO, G., DIAS, G., FRANZESE, J. y BENVENUTTO, A., 1991a. El Batolito de la Patagonia Central: Evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile, 18 (2): 121-138.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1991b. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83: 291-304.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., LLAMBÍAS, E.J., LABUDÍA, C. y ARTABE, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3rd. International Symposium on "Andean Geodynamics", Saint Malo, 791-794.

SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. y GANUZA, D.G., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 167-172.

SPIKERMANN, J.P., STRELIN, J., MARSHALL, P., CARRILLO, R., MONTENEGRO, T., LAGO, M., VILLALBA, E. y PÉREZ, A., 1988. Geología del área El Batolito Aleusco, Departamento de Languiñeo, provincia de Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 19(1/4): 39-48.

SRUOGA, P., 1989. Estudio petrológico del plateau ignimbrítico jurásico a los 47º 30' lat S. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédito).

SYLVESTER, A.G., MILLER, C.F y NELSON, C.A., 1978. Monzonites of the White-Inyo Range, California, and their relation to the calc-alkalic Sierra Nevada batholith. Bulletin Geological Society of America, 89: 1677-1687.

THORPE, R. y BROWN, G., 1985. The field description of igneous rocks. John Wyley & Sons, 154pp.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D.A. 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 231-253.

VARELA, R., DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y GÓMEZ, V., 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, 18: 147-163.

VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M., 1991. Dataciones en el Jurásico inferior de rocas magmáticas del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4): 257-262.

VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19(2): 85-107.

WEAVER, S.G, 1988. The Patagonian batholith at 48º S latitude, Chile: implication for the petrochemical and geochemical evolution of calc-alkaline batholiths. Ph. D. Thesis, Colorado School of Mines, (inédita).

ZAVATTIERI, A.M., VOLKHEIMER, W. y ROSENFELD, U., 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (northern Patagonia, Argentina). Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H.1/2: 133-154.

Recibido: junio 1996; revisado mayo 1999

3. EL MAGMATISMO GONDWÁNICO Y LOS CICLOS FANEROZOICOS

Carlos W. Rapela y Eduardo J. Llambías

En la literatura geológica de la Argentina se ha hecho frecuente el uso del término *Gondwánico*, al igual que los similares de *Andino* y *Famatiniano*, asociados a los grandes eventos ígneos fanerozoicos del sur de Sudamérica. La definición de "ciclos magmáticos" se basó fundamentalmente en una taxonomía cronológica que se considera consistente para describir el magmatismo de una región, por ejemplo "ciclos Famatiniano y Pampeano" (Aceñolaza y Toselli, 1973; Rapela et al., 1992), "ciclo Gondwánico" (Llambías et al., 1984). Estos términos complexivos parecen resultar taxonómicamente útiles a especialistas de distintas disciplinas debido probablemente a su asociación implícita con los estadios de agregación y desmembramiento del supercontinente y/o con procesos geotectónicos mayores. Sin embargo, su uso induce a veces a ambigüedades, toda vez que no existen definiciones formales de los mismos ni sus límites establecidos con claridad.

En esta revisión los autores han adoptado el criterio de hacer coincidir los límites cronológicos para categorizar al magmatismo, con los ciclos de los grandes arreglos de placas durante el Fanerozoico. Se favorece así la descripción de los eventos ígneos en relación a la tectónica global, la formación de cuencas sedimentarias y la evolución paleogeográfica, al hacer uso de un lenguaje común entre distintas geo-disciplinas. La repetición de eventos a la que alude la palabra *ciclo*, es empleada aquí en sentido amplio, semejante a la de *ciclo de Wilson* de apertura y cierre de cuencas oceánicas (Seyfert, 1987), y más específicamente a los ciclos de formación y destrucción de supercontinentes (Murphy y Nance, 1992). Con esta acepción, se pueden sistematizar con mayor claridad los atributos cronológicos, geográficos-paleogeográficos y geológicos-geotectónicos del magmatismo. Así, el magmatismo del *ciclo Gondwánico*, o magmatismo Gondwánico, es aquel que se desarrolló en el supercontinente de Gondwana desde su total amalgamiento en el Carbonífero temprano hasta su desmembramiento final en el Cretácico inferior. Es abarcativo por definición a todo el supercontinente e involucra eventos magmáticos asociados a distintos procesos geotectónicos. Los límites cronológicos superior e inferior del ciclo Gondwánico, al igual que en los restantes megaciclos fanerozoicos, son necesariamente soluciones de compromiso, en razón de que las reorganizaciones mayores de placas que ellos marcan son en muchos casos diacrónicas en el espacio, lo que complica las correlaciones entre las distintas regiones.

La integración del supercontinente durante el Paleozoico inferior y medio implicó una serie de procesos convergentes que culminaron en colisiones continentales que produjeron el amalgamiento del suroeste de Gondwana. Los procesos tectónicos, metamórficos, de desarrollo de cuencas sedimentarias y el magmatismo asociado a todos ellos conforman el *ciclo Famatiniano*. El fin de este episodio acrecional es coincidente en sentido amplio con la depositación del Grupo Paganzo, época para la cual ya se habían exhumado los niveles metamórficos profundos de las Sierras Pampeanas, presentando esta área características de rigidez cratónica (Llambías y Sato, 1990). En este ambiente de antepaís que comenzaron a representar las Sierras Pampeanas se emplazó durante el Carbonífero inferior una suite de plutones con filiación geoquímica de granitoides de intraplaca (granitos G3, 310-340 Ma, Rapela et al., 1992). Este magmatismo post-orogénico tardío de las Sierras Pampeanas señala el fin del ciclo Famatiniano.

El comienzo del ciclo Gondwánico debe buscárselo en el re-inicio de la subducción paleopacífica en el margen suroccidental de Gondwana que sucedió a las acreciones continentales ocurridas durante el Paleozoico inferior y medio. El eje térmico se desplazó entonces desde las Sierras Pampeanas hacia el oeste instalándose en la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. La edad de los plutones más antiguos de la Cordillera Frontal indica que este importante cambio ocurrió durante el Carbonífero inferior (326-341 Ma, Llambías, este capítulo). Este episodio es virtualmente sincrónico con el emplazamiento de los plutones post-orogénicos tardíos de las Sierras Pampeanas, pero a diferencia de aquellos tiene una clara filiación composicional de arco magmático (Llambías y Sato, 1995).

Parece lógico hacer coincidir el límite cronológico superior del ciclo Gondwánico con el desmembramiento del supercontinente. Si bien la fragmentación inicial comenzó en el Jurásico superior temprano con la formación de las cuencas de Somalía y Mozambique (ver Figura 12), su desmembramiento final ocurrió con la apertura del Océano Atlántico Sur y nacimiento de las placas Sudamericana y Africana. Estudios geofísicos y paleomagnéticos marinos, juntamente a recientes determinaciones geocronólogicas de alta precisión, han permitido inferir con gran exactitud las relaciones temporales de este evento: el volcanismo de la provincia de Paraná-Etendeka tuvo una duración de 10 Ma (137-127 Ma, Turner et al., 1994) e inmediatamente precedió el comienzo de la expansión del fondo oceánico a lo largo de los 2000 km de rift del Atlántico sur (anomalías magnéticas M4: 127 Ma y M9: 129-131 Ma) (Renne et al., 1992). Este volcanismo de la cuenca del Paraná y el sincrónico de Etendeka en África constituye en consecuencia el evento magmático finigondwánico por excelencia. El ciclo Gondwánico tendría así una duración de 200 Ma.

Los problemas se suscitan sin embargo en el área de influencia del orógeno andino, en donde muchos autores dejan implícito que la reactivación de la subducción en algún momento del Jurásico medio o superior marcaría el inicio del *ciclo Andino*. El término *ciclo Andino* es usado comúnmente para designar a todos los eventos (magmáticos, tectónicos, sedimentarios, etc.) asociados a la subducción pacífica en el borde occidental del continente después del desmembramiento de Gondwana. Al igual que los ciclos Gondwánico y

CONICET-UNLP, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº 644, 1900 La Plata.

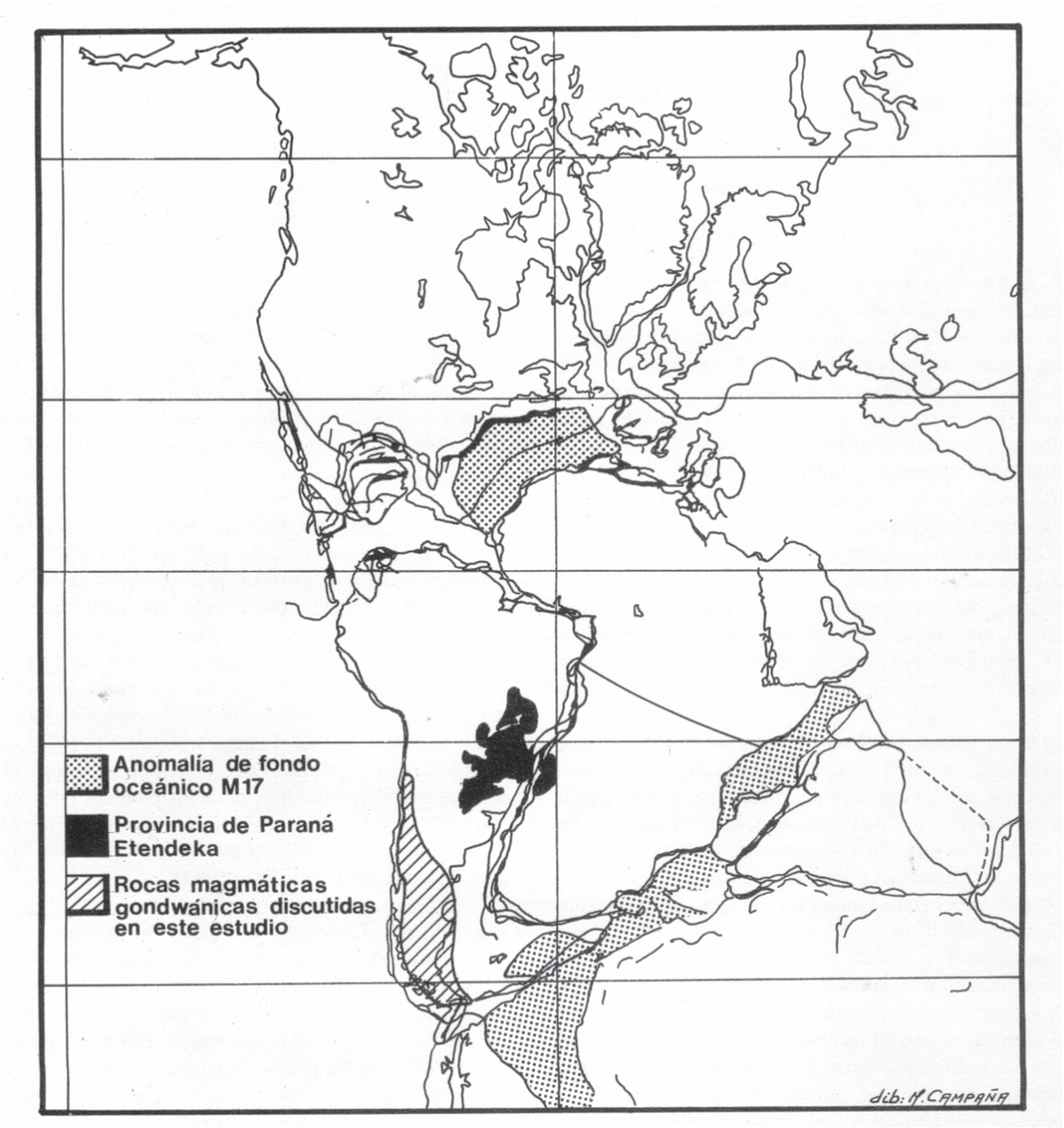


Figura 12. Reconstrucción de Pangea para el Cretácico temprano (anomalía M17, 143, 8 Ma, Scotese et al., 1988) en la que se ha marcado (a) la provincia volcánica de Paraná-Etendeka (White y McKenzie, 1989) del Cretácico temprano y (b) la distribución general del magmatismo Carbonífero temprano - Jurásico que se discute en el texto. Obsérvese que la apertura del Atlántico Sur a los 127 Ma que separó Sudamérica de África estuvo precedida por la apertura de las cuencas de Somalía y Mozambique a los 157 Ma (Scotese et al., 1988).

Famatiniano, el Andino conlleva un criterio de restricción areal (la placa Sudamericana) y temporal. Si bien se lo asocia por antonomasia a un solo proceso geotectónico mayor: subducción de corteza oceánica en un borde continental, no es restrictivo a éste. Además, el ciclo Andino no ha finalizado aún!

Hay coincidencia generalizada en que antes del desmembramiento de Gondwana existió una *subducción proto-Andina* de corteza oceánica, de edad jurásica *lato sensu* en el margen occidental de Gondwana. Numerosas asociaciones de rocas ígneas como los batolitos jurásicos en Chile central (cf. Parada, 1990), unidades jurásicas en el batolito Patagónico (cf. González Díaz, 1982; Nelson et al., 1988) e intercalaciones volcánicas en la cuenca Neuquina son claras evidencias en ese sentido. En qué momento se inició la misma, o si alguna vez se detuvo durante el Triásico-Jurásico inferior es motivo en cambio de diferentes interpretaciones (cf. Mpodozis y Kay, 1990; Brown, 1991). Se prefiere mantener aquí la consistencia de la definición de ciclo Gondwánico aun en el área andina, es decir abarcativo hasta los 127 Ma aproximadamente. No obstante, parece oportuno llamar *proto-Andino* al estadio final del ciclo Gondwánico, caracterizado por la reactivación de la subducción en el borde occidental del *supercontinente*, para diferenciarlo de la continuación del régimen similar sobre el borde pacífico de la *placa Sudamericana* (ciclo Andino).

CUADRO 6. EPISODIOS MAGMÁTICOS DEL CICLO GONDWÁNICO EN ARGENTINA. LA ESCALA GEOCRONOLÓGICA ES LA DE HARLAND ET AL., (1989).

Era	Período	Epoca	Edad (Ma)	Ppales. fases diastróficas	Principales episodios y provincias del ciclo Gondwánico en Argentina	Ciclo
		Senoniano				ANDINO
			89			
	Cretácico	Gállico	127			
			132		Magmatismo Cordillerano y Subcordillerano de la Patagonia vinculado a la subducción protoandina; Complejos alcalinos asociados al rifting de Gondwana; Basaltos de la Cuenca del Paraná	GONDWANICO
		Neocomiano				
			146			
Mesozoico		Malm				
			157		Provincia volcánica mesojurásica de Patagonia	
	Jurásico	Dogger				
			178			
		Lías				
			208	Rio Atuel	Batolito de la Patagonia Central, Plutonismo Subcordillerano y del Macizo del Deseado	
		Tardío			Volcanitas básicas y piroclastitas ácidas asociadas al rifting en las cuencas triásicas de Mendoza	
			234			
	Triásico	Medio				
			241	Huárpica		
		Temprano			Provincia Magmática Choiyoi: Batolitos graníticos y calderas riolíticas. Plateaus ignimbríticos. Cordillera Frontal, Bloques de San Rafael y Chadileuvú, Macizo Norpatagónico	
			245			
		Tardío				
	Pérmico		256			
		Temprano			Plutonismo granodiorítico y volcanismo andesítico-dacítico. C.Frontal, B.San Rafael	
			290	San Rafael		
Paleozoico		Tardío			Plutonismo de tipo Cordillerano diorítico-granodiorítico y volcanismo andesítico-dacítico de la Cordillera Frontal	
	Carbonífero		323	Rio Blanco		
		Temprano			Magmatismo post-orogénico tardío de Sierras Pampeanas	
			363	Chánica		FAMATINIANO
		Tardío				
			377			
	Devónico	Medio				
			386			
		Temprano				
			409			

Con la adopción como límite cronológico inferior del *ciclo Andino* la formación de la placa Sudamericana en el Atlántico Sur a los 127 Ma, se adquiere además una mayor consistencia para la descripción de los fenómenos geológicos del continente. Una vez formada la placa Sudamericana, la velocidad de convergencia en el margen andino aumentó (Larson y Pitman, 1972), creciendo también considerablemente el volumen de magmas generados, constituyendo las unidades cretácicas la amplísima mayoría de los batolitos cordilleranos como el batolito de la Costa del Perú o el batolito Patagónico. El voluminoso magmatismo andino del Cretácico inferior que se emplazó después de la apertura del Atlántico Sur, se hace así sincrónico a la apertura de las cuencas sedimentarias extensionales asociadas a la etapa de *rift*, como las cuencas de Magallanes y del Golfo de San Jorge.

En el Cuadro 6 se muestran los límites cronológicos propuestos para el ciclo Gondwánico en el sur de Sudamérica y los principales episodios magmáticos que lo constituyen. La Figura 12 muestra la reconstrucción de Gondwana para el Cretácico inferior realizada por Scotese et al., (1988) con la distribución areal de las rocas ígneas tratadas en este capítulo.

EL MAGMATISMO GONDWÁNICO EN LA ARGENTINA

En la Argentina, el magmatismo asociado al ciclo Gondwánico es el de mayor extensión areal. Las provincias magmáticas que lo componen, distintas entre sí, se vinculan a la historia geotectónica del supercontinente marcando su origen, apogeo y desmembramiento final. En orden cronológico es posible distinguir los siguientes episodios mayores:

- Carbonífero inferior - Pérmico inferior. Magmatismo orogénico, principalmente plutónico de tipo cordillerano, reconocido en la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Finaliza con la fase orogénica San Rafael.

- Pérmico inferior - Triásico inferior a medio. Sucede a la fase orogénica San Rafael en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, encontrándose además en el Bloque del Chadileuvú y en el Macizo Norpatagónico. Plutonismo granítico *s.s.* y campos de calderas riolíticas (provincia Choiyoi) son los productos típicos de este estadio.

- Triásico superior - Jurásico inferior. Se desarrolla típicamente en sectores centrales y occidentales del Macizo Norpatagónico, áreas precordilleranas de Río Negro y Chubut, con manifestaciones aisladas en el sector nororiental del Macizo del Deseado. Predominio de asociaciones plutónicas ácidas relacionadas en algunos casos a sistemas de fallas transcurrentes.

Episodios finigondwánicos:

- Jurásico medio a superior - Cretácico inferior. Plutonismo cordillerano del batolito Patagónico y asociaciones volcánicas de arco relacionados a la subducción proto-Andina en el borde del supercontinente.

- Cretácico inferior. Basaltos toleíticos del sector occidental de la cuenca del Paraná que marcan la ruptura final del supercontinente y el fin del ciclo Gondwánico. La edad del volcanismo se hace más joven hacia el sureste (Turner et al., 1994), con lo cual los extensos afloramientos en el subsuelo de las provincias de Misiones, Corrientes, Entre Ríos, Santa Fe y noroeste de Buenos Aires constituirían los eventos más jóvenes de la provincia volcánica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Segundo Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas) Actas 2: 755-763.

BROWN, M., 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian- Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano, 25º 30' to 26º 30' S, northern Chile. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its Tectonic Setting, pp. 157-177. Geological Society of America Special Paper 265. Boulder, Colorado.

BRUCE, R.M., NELSON, E.P., WEAVER, S.G. y LUX, D.R., 1991.Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development, Andean Magmatism and its tectonic setting, Harmon, R.S. y C.W., Rapela (Eds.), Boulder, Geological Society of America Special Paper 265, Colorado: 1-12.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth Science Reviews 18: 365-393.

HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E. , SMITH A. y SMITH, D.G., 1989. A geologic time scale, Cambridge University Press, pp. 263.

LARSON, R.L. y PITMAN, W.G., 1972. Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implication. Geological Society of America Bulletin 83: 3645-3662.

LLAMBÍAS, E.J., este capítulo. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico superior - Triásico.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31 S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17: 99-108.

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 111-131.

LLAMBÍAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. Noveno Congreso Geológico Argentino Relatorio: 85-117.

MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28° 31° S). Revista Geológica de Chile 17: 153-180.

MURPHY, J.B. y NANCE, R.D., 1992. Mountain belts and the supercontinent cycle. Scientific American April 1992: 34-41.

NELSON, E., BRUCE, B., ELTHON, D., KAMMER, D. y WEAVER, S., 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian batholith. Journal of South American Earth Sciences 1: 239-247.

PARADA, M.A., 1990.Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America Special Paper 241, Denver: 51-66.

RAPELA, C.W., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. International Geology Review 34(11): 1081-1142.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVOT, M. y PERRIN, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science 258: 975-979.

SCOTESE, C.R., GAHAGAN, L.M. y LARSON, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. Tectonophysics 155: 27-48.

SEYFERT, C.K., 1987. The Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics, Van Nostrand Reinhold Company, p. 876.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. y MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121: 333-348.

WHITE, R. y MCKENZIE, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 94: 7685-7729.

Recibido: junio 1996; revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (15): 377 - 398, BUENOS AIRES, 1999

LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES TRIÁSICOS

Daniel A. Kokogian [1], Luis Spalletti [2], Eduardo Morel [2], Analía Artabe [2], Ricardo N. Martínez [3], Oscar A. Alcober [3], Juan P. Milana [3], Ana María Zavattieri [4] y Oscar H. Papú [4]

INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas triásicas se encuentran representadas principalmente en dos regiones geográficas: la Región Patagónica, en donde se incluyen los afloramientos de El Tranquilo en el norte de la provincia de Santa Cruz y una serie de localidades ubicadas en el área del Macizo Nordpatagónico; y la Región Centro-oeste del país, donde se ubican los afloramientos de las provincias de Mendoza, San Luis, San Juan y La Rioja (Figuras 1 y 2). Además de estos grupos principales de afloramientos triásicos, se han identificado sedimentitas asignables a este período en el subsuelo de la cuenca Chacoparanense.

REGIÓN PATAGÓNICA

ÁREA EL TRANQUILO

Las sedimentitas triásicas en la zona norte de la provincia de Santa Cruz fueron citadas por primera vez por Di Persia (1965), con la denominación de "Serie El Tranquilo". Recientemente Jalfin y Herbst (1995) realizaron uno de los últimos aportes al conocimiento de esta región, donde también es posible acceder a la cita de un importante número de trabajos de índole regional realizados en la misma.

Los sedimentos triásicos del ***Grupo El Tranquilo*** (Jalfin y Herbst, 1995) se depositaron en una cubeta tafrogénica, de orientación NNO - SSE, la cual es parte de las numerosas cuencas de este tipo que se desarrollaron para los tiempos triásicos, tanto en la región patagónica como en el oeste de lo que hoy es el territorio argentino. Las dimensiones originales de esta cuenca, sin embargo, no son del todo conocidas habida cuenta de la falta de suficiente información de subsuelo que permita su reconstrucción.

Estratigrafía

El Grupo El Tranquilo está conformado por las ***Formaciones Cañadón Largo*** y ***Laguna Colorada*** , ambas de origen totalmente continental y separadas por una discordancia que corresponde a un período de ascenso tectónico y actividad volcánica que abarcó el Carniano tardío (parte alta del Neotriásico temprano).

Está separado de las unidades infra y suprayacentes por sendas discordancias. La Formación Cañadón Largo se habría depositado en los depocentros de la cuenca y habría tenido una distribución areal más restringida que la Formación Laguna Colorada. Esta situación estaría atestiguada por la presencia de la unidad basal apoyando directamente sobre basamento en la zona interna de la cuenca, mientras que en el ambiente marginal son los términos cuspidales de esta secuencia triásica los que se apoyan directamente sobre las sedimentitas del Paleozoico superior (Chebli et al., 1976).

En cuanto al techo de la secuencia triásica, el mismo está asociado a la presencia de discordancias angulares ya sea por debajo del Jurásico inferior o del medio.

El espesor de la Formación Cañadón Largo estaría en el rango de 500 a 650 m según la opinión de distintos autores. Está compuesta por areniscas tobáceas de grano mediano, normalmente en cuerpos canalizados, erosivos y con facies conglomerádicas en las bases, que alternan con niveles pelíticos, verdes y negros, con abundante material carbonoso. El arreglo general es del tipo grano decreciente, con dominio de las facies psamíticas canalizadas en la base y de las facies pelíticas carbonosas hacia el techo.

El tramo inferior se habría depositado en un sistema fluvial de cursos entrelazados, mientras que la sección superior, dadas la disminución generalizada del tamaño de grano como la aparición de estructuras que indicarían la presencia de acreción lateral, correspondería a un ambiente fluvial de cursos de más alta sinuosidad (Jalfin y Herbst, 1995). En las áreas de intercanal se depositaron los sedimentos finos, en ocasiones carbonosos, con alto contenido orgánico, y que parcialmente pudieron acumularse en pequeños cuerpos lagunares.

La ***Formación Laguna Colorada*** tiene un espesor que, según distintos autores, fluctúa entre 150 y 450 metros. Está compuesta por areniscas castaño rojizas, en cuerpos irregulares de bases suavemente erosivas, con ocasionales niveles conglomerádicos basales, siendo dominante la estructura en artesa y subordinada la entrecruzada planar. Las facies psamíticas conforman ciclos grano y estrato decrecientes que rematan con niveles limolíticos y arcillosos rojizos y morados con estratificación paralela delgada. Hacia los sectores marginales, la unidad incluye depósitos de granulometría más gruesa, con mayor participación piroclástica y abundantes detritos volcánicos (Chebli et al., 1976; Jalfin y Herbst, 1995).

Se interpreta que la Formación Laguna Colorada se depositó en un ambiente fluvial, variable desde entrelazado hasta de alta sinuosidad, el cual habría coexistido en los sectores marginales de la cuenca con un ambiente fuertemente controlado por eventos volcánicos.

Desde el punto de vista secuencial, Jalfin y Herbst (1995) postulan dos secuencias deposicionales coincidentes con las Formaciones Cañadón Largo y Laguna Colorada. En cada secuencia, reconocen un cortejo inferior de nivel bajo (fluvial entrelazado) y otro superior de nivel de base alto (fluvial meandroso).

1. Chauvco Resources (Argentina) S.A.; 2. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata; 3. Museo de Ciencias Naturales-Universidad Nacional de San Juan; 4. CRICYT-PRIBIPA



Figura 1. Localidades con afloramientos de sedimentitas continentales triásicas.

Edad

Numerosos autores han estudiado el contenido paleoflorístico (Cuadro 1) y los abundantes restos de vertebrados aportados por la sucesión triásica del Grupo El Tranquilo, correspondiendo los últimos trabajos a Zamuner y Artabe (1990); Zavattieri (1993); Herbst y Lutz (1995). Por su parte Casamiquela (1964, 1977) y Bonaparte y Vince (1979) han contribuido al conocimiento de los paleovertebrados. Recientemente, Jalfin y

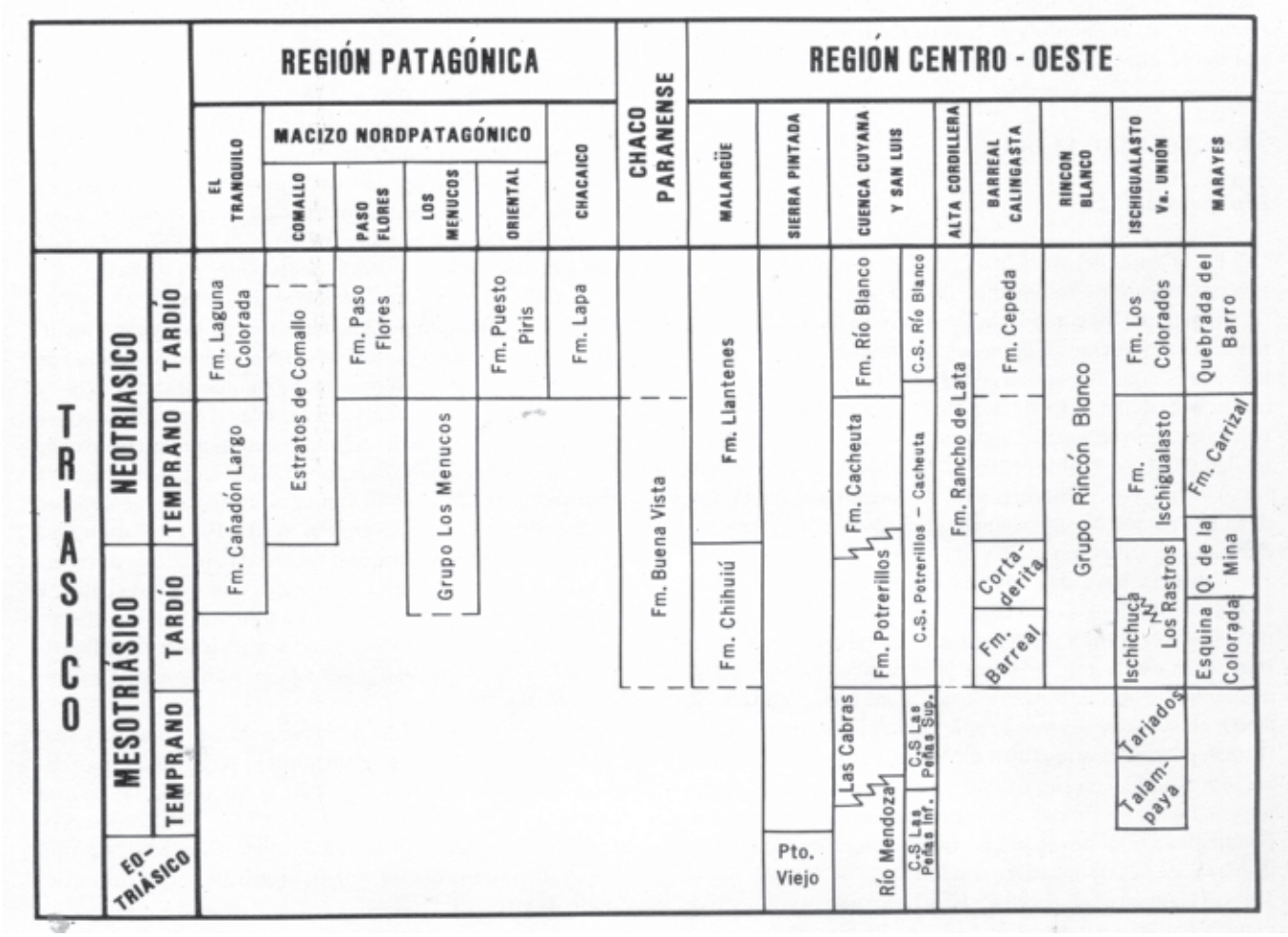


Figura 2. Unidades estratigráficas del Triásico de la República Argentina.

Herbst (1995) han realizado una revisión de la totalidad de los trabajos publicados hasta el momento y concluyen que la edad probable para la Formación Cañadón Largo es ladiniana tardía-carniana temprana (Mesotriásico tardío a Neotriásico temprano), mientras que la Formación Laguna Colorada se desarrolló totalmente en el Noriano (Neotriásico tardío). La sucesión triásica está intruida por un cuerpo granítico (Formación La Leona), datado entre 191 ± 10 y 198 ± 31 Ma (Stipanicic y Linares, 1975; Chebli et al., 1976).

MACIZO NORDPATAGÓNICO

Los registros sedimentarios triásicos se encuentran presentes saltuariamente en los sectores occidental, central y oriental del Macizo Nordpatagónico. Franchi et al. (1989) realizaron una completa revisión de estos depósitos, mencionando que los mismos correspondían a distintas cuencas, las que muy posiblemente estuvieron desconectadas entre sí. Los principales depocentros se ubican en las regiones de Comallo, Paso Flores - Chacaico, Los Menucos y margen oriental del Macizo Nordpatagónico. En varias de estas cubetas, el relleno sedimentario tiene fuerte influencia piroclástica y aparece asociado tanto vertical como lateralmente a mantos de volcanitas y a depósitos ignimbríticos.

ÁREA DE COMALLO

Estratigrafía

En las inmediaciones de Comallo aflora una potente unidad volcaniclástica asignada al Triásico por Stipanicic et al. (1968). Rabassa (1974) midió casi 900 m de esta entidad a la que denominó ***Estratos de Comallo*** y consideró depositada en un ambiente continental, posiblemente fluvial. Zavattieri et al. (1994) han señalado que los Estratos de Comallo se caracterizan por depósitos de sistemas fluviales entrelazados en sus porciones inferior y superior, mientras que en el sector medio se atribuyen a sistemas meandrosos. La notoria interestratificación de depósitos fluviales proximales, algunos muy gruesos generados por flujos hiperconcentrados y flujos de detritos, junto a mantos lávicos y piroclastitas de flujo y de caída permiten sugerir que esta unidad representa los relictos del pie de un sistema de estrato-volcán de naturaleza polimodal.

Edad

La microflora identificada por Zavattieri et al. (1994) ha permitido interpretar condiciones paleoclimáticas húmedas y templadas, con desarrollo de pantanos, deltas palustres y estanques marginales, así como el desarrollo de vegetación boscosa en áreas marginales a la cuenca. La microflora indica

que los Estratos de Comallo se acumularon entre el Carniano (Neotriásico temprano) y el Noriano temprano? (parte inferior del Neotriásico tardío (Zavattieri et al., 1994).

ÁREA DE PASO FLORES

Estratigrafía

En la zona del río Limay, en los alrededores de Paso Flores, afloran los sedimentos de la Formación homónima (Frenguelli, 1948) compuesta por una sucesión de conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas, con intercalaciones escasas de psamitas finas y pelitas epi y piroclásticas en las que abundan los restos fósiles correspondientes a la Flora de *Dicroidium*. El máximo espesor expuesto de la unidad (sin base visible) es de 129 m (Spalletti et al., 1988). En su área tipo es cubierta por las sedimentitas siliciclásticas de la Formación Nestares, que portan restos paleoflorísticos del Jurásico temprano.

Sobre la base del análisis de facies, Spalletti et al. (1988) y Spalletti (1994 a y b) proponen un sistema de depositación complejo, constituido por abanicos aluviales transversales de región húmeda asociados a una red de avenamiento entrelazada gravosa y arenosa orientada de SE a NO; en los sectores más distales del depocentro se identifican depósitos clásticos atribuibles a sistemas distributarios meandrosos de baja sinuosidad y a ambiente lacustre perenne, con facies profundas y marginales, éstas últimas correspondientes a regiones costeras y a sistemas progradacionales de barras de desembocadura con retrabajo de olas (Spalletti, 1994 a; Ganuza et al., 1995 a). El estudio paleoecológico de plantas fósiles (Artabe et al., 1994b) ha permitido definir dos tafocenosis: una hipoautóctona asociada con facies lacustres procedente de comunidades desarrolladas en la periferia de los cuerpos de agua, y otra autóctona - hipoautóctona que se acumuló en el tope de barras de sistemas fluviales entrelazados.

Franchi et al. (1989) infieren para la ***Formación Paso Flores*** un depocentro asociado con fallas directas. En este sentido, Arrondo et al. (1988) postulan una cubeta altamente subsidente limitada por fallas extensionales o transtensionales y circundada por terrenos volcánicos y graníticos. Según estos autores, la sedimentación habría estado controlada por una combinación entre fenómenos tectónicos sindeposicionales y cambios marcados en el régimen fluvial. Al respecto, la sucesión de la Formación Paso Flores muestra una megasecuencia granodecreciente o retrogradacional que se atribuye a un cambio en el régimen o intensidad de la subsidencia cuencal y ascenso del frente montañoso. Además, internamente se identifican mesociclos recurrentes conglomerádico-arenosos que se vinculan con variaciones periódicas en descarga, posiblemente asociadas con cambios climáticos inducidos por factores astronómicos (Spalletti, 1994 b).

Edad

La abundante flora fósil (Cuadro 1) ha permitido asignar estas capas al Triásico (Fossa Mancini, 1937; y más específicamente al Neotriásico tardío (Arrondo et al., 1988; Spalletti et al., 1988; Morel et al., 1992; Artabe et al., 1994b; Ganuza et al., 1995 a).

ÁREA DE CHACAICO

Estratigrafía

En la sierra de Chacaico y en los faldeos del cerro Chachil (provincia del Neuquén), sobre rocas del basamento (metamórfico y granítico) y de volcanitas del Grupo Choiyoi, aparece un conjunto sedimentario-volcánico conocido como ***Formación Lapa*** (Groeber, 1958; Leanza, 1986) o ***Formación Chacaico*** (Parker, 1965; Gulisano et al., 1984).

La Formación Lapa alcanza unos 300 a 350 m de espesor y es cubierta por los depósitos de la primera incursión marina jurásica de la cuenca Neuquina. Se inicia con conglomerados muy gruesos provenientes del basamento y de las volcanitas Choiyoi (Leanza, 1986) que corresponden a los sectores más proximales de sistemas aluviales, los que son sobrepuestos por conglomerados volcaniclásticos y areniscas subordinadas atribuidas a un sistema de abanico aluvial medio a distal (Spalletti et al., 1991). Por encima aparecen espesos depósitos de flujos de detritos volcaniclásticos o laharitas asociados con tobas de caída, y finalmente ignimbritas brechosas, soldadas y no soldadas, éstas últimas portadoras de los restos plantíferos del Triásico tardío: *Telemachus elongatus* y *Pagiophyllum* sp. (Spalletti et al., 1991).

Las sedimentitas volcaniclásticas de la Formación Lapa, y por extensión las de la Formación Paso Flores, son excelentes ejemplos del relleno clástico inicial de la cuenca Neuquina. Según Legarreta y Gulisano (1989) constituyen el registro de depresiones más o menos aisladas, de tipo hemigraben, controladas por fracturas del sustrato en un estado de rift.

Edad

Esta unidad ha sido incluida por Gulisano et al. (1984) en el ciclo Precuyano, limitado por las discordancias supratriásica e intraliásica; posteriormente Legarreta y Gulisano (1989) corrigen esta asignación, ubicando el techo de la que denominan Mesosecuencia Precuyo en 208 Ma y su base en 215 Ma, mayormente en el Neotriásico tardío. Dicha edad ha sido confirmada por el estudio de la flora fósil identificada hacia el techo de la sucesión por Spalletti et al. (1991).

ÁREA LOS MENUCOS

Estratigrafía

La cuenca de Los Menucos ha sido definida desde un punto de vista geológico y de su contenido paleontológico por Stipanicic (1957) y Stipanicic et al. (1968). Las sedimentitas portadoras de la típica Flora de *Dicroidium* han sido incluidas dentro de una unidad volcaniclástica denominada ***Formación Los Menucos*** (Pesce, 1974) o Grupo Los Menucos (Labudía et al., 1995). Las facies clásticas, entre las que predominan las areniscas arcósicas, con alguna participación de conglomerados y niveles arcillosos, se encuentran totalmente subordinadas a las volcánico-piroclásticas.

Labudía et al. (1995) asignan al ***Grupo Los Menucos*** un espesor máximo de 150 m, aunque mencionan marcados acuñamientos laterales determinados por el relieve volcánico

circundante. Asimismo, reconocen en la unidad dos formaciones, a las que proponen designar Vera y Nahuel Hual. La ***Formación Vera*** se caracteriza por la interestratificación de areniscas entrecruzadas, tufitas laminares ricas en restos plantíferos y amalgamación de depósitos de flujo piroclástico. Por su parte, la suprastante ***Formación Nahuel Hual*** se compone de depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas riolíticas) en unidades de enfriamiento que alcanzan hasta 40 m de potencia. Ambas unidades están cortadas por diques riolíticos y andesíticos.

Los autores mencionados atribuyen el Grupo Los Menucos a una región con marcada actividad volcánica explosiva en la que se implantaron sistemas fluviales con red de drenaje incipiente y de bajo gradiente, los que se asociaron a barreales y lagos efímeros bajo condiciones de clima estacional con alternancia de períodos lluviosos y secos. La paleoflora corresponde a un bosque mixto, abierto con adaptaciones mesoxerofíticas; el estrato arbóreo estaría integrado por corystospermales, czekanowskiales y voltziales. Las peltaspermales, algunas corystospermales y cycadales de hábito herbáceo o arbustivo podrían haberse desarrollado como sotobosque o como matorrales en las zonas libres de árboles.

Edad

Artabe (1985, 1986) ha asignado las sedimentitas portadoras de abundante flora al Triásico medio (Cuadro 1). Según Labudía et al. (1995), el Grupo Los Menucos forma parte del episodio magmático correspondiente a la provincia magmática Choiyoi (Rapela y Kay, 1988), y podría correlacionarse con las Volcanitas de la Sierra Colorada así como con el Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas, de la Esperanza. Vale agregar que la presencia del género *Pleuromeia* en la localidad de Coli Niyeu (provincia de Río Negro) permite correlacionar estas sedimentitas con las de Los Menucos (Labudía et al., 1992).

Reciente información radimétrica (Rapela et al., 1996) ha permitido datar a las ignimbritas de Los Menucos en 223 Ma. Al respecto, Labudía et al. (1995) consideran que los depósitos de Los Menucos serían algo más antiguos que los de la región de Paso Flores, que corresponden al Neotriásico tardío (Spalletti et al., 1988; Ganuza et al., 1995a).

ÁREA ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

En el sector oriental de Río Negro y Chubut afloran saltuariamente sedimentitas triásicas que han sido incluidas dentro de la ***Formación Puesto Piris*** (Núñez et al., 1975), a pesar que, en cuanto a su asignación, existieron algunas diferencias entre distintos autores que han sido resumidas y discutidas en trabajos anteriores (Franchi et al., 1989).

Al igual que en otras áreas del Macizo Nordpatagónico, estas sedimentitas están interdigitadas y totalmente subordinadas a facies de origen efusivo. Han sido interpretadas como depósitos de abanicos aluviales que gradan verticalmente a facies distales, de llanura aluvial y lacustre representadas esencialmente por sedimentitas pelíticas y carbonáticas.

Si bien es aceptada una edad triásica para la Formación Puesto Piris, a la que se correlaciona con las Formaciones Los Menucos y Paso Flores, es posible que sus términos superiores volcánicos lleguen al Jurásico basal (Cortés, 1981).

REGIÓN CHACOPARANENSE

Sedimentitas triásicas han sido mencionadas para el ámbito de la cuenca Chacoparanense y han sido incluidas dentro de un ciclo sedimentario singular por Chebli et al. (1989). Estos autores refieren al Triásico los niveles encontrados en el pozo Nogoyá - 1 entre los 1490 y 1820 m de profundidad, correlacionándolos con lo que en Brasil denominan Formación Rosario do Sul y Miembro Santa María, y que en Uruguay se conoce como Formación Buena Vista y Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó.

El intervalo está compuesto por sedimentitas de colores rojizos, predominantemente arenoso en la base y pelítico al techo. En Brasil las sedimentitas triásicas fueron identificadas como correspondientes a un ambiente fluvio - lacustre y por su contenido de vertebrados, invertebrados y flora son referidas por Chebli et al. (1989) al Ladiniano (Mesotriásico tardío) - Carniano (Neotriásico temprano).

La distribución areal de estas sedimentitas triásicas no es fácil de evaluar por la similitud litológica con los depósitos cretácicos. Esto fue puntualizado por autores que no encontraron información de pozos o sísmica que permitiera desagregar de la base del Cretácico depósitos asignables al Triásico (Pezzi y Mozetic, 1989).

REGIÓN CENTRO - OESTE

En la región de Cuyo, en el centro oeste de la Argentina, se ubican las cuencas triásicas mejor desarrolladas, tanto en el subsuelo como en superficie.

Se trata de una serie de depresiones extensionales, la mayor parte de ellas con varias subcuencas de geometría tipo hemigraben, que se originaron en el Triásico temprano y se desarrollaron a lo largo de todo el período, habiendo algunas evidencias que permitirían extender la edad de los sedimentos cuspidales al Jurásico más bajo.

Las principales acumulaciones sedimentarias se encuentran en las cuencas de la Sierra Pintada de San Rafael, Cuyana, de la Precordillera occidental sanjuanina (Barreal - Hilario), de San Luis, de Marayes y de Ischigualasto-Villa Unión. Asomos menores, y conformando los depósitos iniciales del relleno de la cuenca Neuquina, se ubican en el sur de la provincia de Mendoza (Depocentro de Malargüe) y en la Alta Cordillera Sanjuanina (Rancho de Lata). A continuación se describe cada una de estas cuencas, las que se ordenan de sur a norte.

ÁREA LLANTENES

En el sur de la provincia de Mendoza, unos 20 km al sur de Malargüe, se registran afloramientos de sedimentitas triásicas que han sido estudiados por Groeber (1947), Stipanicic (1949, 1957, 1979, 1983), Menéndez (1951) y Groeber y Stipanicic (1953). Sobre el complejo volcánico también triásico del Grupo Choiyoi, se dispone en discordancia la sucesión sedimentaria del Grupo Tronquimalal (Stipanicic, 1979), la que a su vez es cubierta por rocas piroclásticas y volcaniclásticas de la Formación Remoredo (Groeber et al., 1953).

Estratigrafía

Formación Chihuíu o Chihuido

La Formación Chihuíu es una entidad dominantemente conglomerádica de 190 m de espesor en la que Spalletti y Morel (1992) han identificado depósitos gruesos de canales y barras fluviales y de crecidas no encauzadas, así como brechas volcánicas, cenoglomerados y psefitas generadas por flujos hiperconcentrados. En forma subordinada se hallan depósitos de barras transversales gravosas y arenosas, así como pelitas de interfluvios y sistemas lacustres holomícticos. La Formación Chihuíu es asignada por los autores citados a un sistema de abanico aluvial de zona húmeda, desarrollado en la etapa inicial de evolución de una cuenca asociada con un escalón estructural y un alto topográfico volcánico todavía activo, localizado al este del depocentro. Estudios composicionales (Spalletti et al., 1996) han permitido certificar la naturaleza volcaniclástica de los materiales detríticos. En esta unidad, el análisis de discontinuidades ha permitido inferir dos episodios de intensa actividad tectónica separados por un período de relativa estabilización y/o ascenso del nivel de base.

Formación Llantenes

Esta unidad es conocida desde hace muchos años, fundamentalmente por los aportes de Stipanicic (1949) y Menéndez (1951). Estos autores describen con detalle a una sucesión clástica de grano mucho más fino que el de la subyacente Formación Chihuíu, constituida por areniscas medianas y finas verdosas, grises y amarillentas, y por lutitas y areniscas muy finas, a veces bituminosas, de tonalidades gris oscuras a negras. Denominan al conjunto, que remata con conglomerados y areniscas morados y grises, como Estratos de Llantenis (Stipanicic, 1949) y de Tronquimalal (Menéndez, 1951), asignándoles, respectivamente, espesores de 250 m y 180 m, aunque destacan que no se trata de una medida segura dado el importante grado de fallamiento sufrido por los términos de la porción superior. En ambas contribuciones se define también el desarrollo de dos potentes secciones de lutitas oscuras, que pasan a sendos conjuntos arenoso - conglomerádicos.

En lo que hace al ambiente de acumulación, Volkheimer y Papú (1993) sugieren un modelo fluvial-deltaico progradante sobre un sistema lacustre. Investigaciones posteriores (Spalletti, 1997) han permitido corroborar muchos de los rasgos mencionados por Stipanicic (1949) y Menéndez (1951), ya que se definen sucesiones de tipo progradacional, lacustres - deltaicas y fluviales, cada una de ellas compuesta por un término inferior de nivel de base alto, dominado por lutitas negras cuencales, y otro superior de neto corte traccional. Este último se compone, por una parte, de limolitas y areniscas muy finas con estructuras orbitales de bajo y alto régimen que se atribuyen a ambiente lacustre marginal, y por otra de areniscas finas a muy gruesas y conglomerados depositados en frentes deltaicos (barras de desembocadura y sedimentos de flujos friccionales) y planicies deltaicas (canales distributarios y acumulaciones de áreas interdistributarias y bahías marginales). En la Formación Llantenes se identifican asimismo secuencias métricas, de menor jerarquía, que pueden ser interpretadas tanto como sucesiones auto o alocíclicas.

Los aportes detríticos, según datos de paleocorrientes de los niveles fluviales, provienen de terrenos elevados al este del depocentro; la naturaleza piroclástica de la unidad se acentúa hacia sus términos superiores, sugiriendo una intensificación, en tal sentido, de los procesos volcánicos explosivos (Spalletti et al., 1996). Sobre la base del estudio de argilominerales, estos autores sugieren que la diagénesis operó a profundidades máximas de 1,8 km y temperaturas entre 60º y 110º C, esto es, en el rango de generación de hidrocarburos líquidos.

Edad

En las unidades descriptas son muy abundantes los restos paleoflorísticos: plantas y polen en los términos de grano fino, y troncos transportados en los conglomerados y areniscas fluviales y deltaicas. Los principales taxones de las Formaciones Chihuíu y Llantenes han sido suministrados por Stipanicic (1949), Menéndez (1951) y Groeber y Stipanicic (1953). Recientemente, Artabe et al. (1995 b) han brindado una síntesis sobre la constitución paleoflorística del Grupo, sobre la cual se basa el listado que se presenta en el Cuadro 2. Por su parte, Volkheimer y Papú (1993) presentan un análisis microflorístico de la Formación Chihuíu, destacándose la presencia de *Classopolis* sp. junto a palinomorfos de exclusiva pertenencia al Triásico.

De acuerdo con la flora fósil, se ha asignado a esta sucesión una edad triásica superior (Stipanicic 1949, 1983). Artabe et al. (1995b) indican que la Formación Chihuíu pertenecería al Mesotriásico tardío, mientras que la Formación Llantenes corresponde al Neotriásico. Sobre la base de la palinoflora, Volkheimer y Papú (1993), señalan que la Formación Chihuíu puede atribuirse al Neotriásico, mientras que Zavattieri (1995) opina que se trata de las unidades triásicas más jóvenes de Argentina.

ÁREA DE LA SIERRA PINTADA

Estratigrafía

Las sedimentitas triásicas de la sierra Pintada, conocidas como ***Formación Puesto Viejo*** (González Díaz, 1964), se disponen sobre un conjunto sedimentario a leptometamórfico precarbonífero, rocas clásticas del Carbonífero y Pérmico y un complejo volcánico-piroclástico también de edad pérmica. Su discordancia basal ha sido atribuida a la fase diastrófica

CUADRO 1. CONTENIDO PALEOFLORÍSTICO DE LOS GRUPOS EL TRANQUILO, LOS MENUCOS Y FORMACIÓN PASO FLORES

A. Grupo El Tranquilo; 1. Formación Cañadón Largo y 2. Formación Laguna Colorada (b. Bonetti, 1964; h. Herbst, 1988; h1. Herbst y Lutz, 1995; a. Arrondo, 1972; d. Durango de Cabrera, 1971); el material estudiado por Bonetti (1964) y correspondiente al Grupo El Tranquilo fue incluido parcialmente en el cuadro, considerando la discriminación genérica realizada por Jalfin y Herbst (1995) para cada una de las formaciones por ellos reconocidas. B. Grupo Los Menucos; 3. Formación Vera; l. Labudía et al, 1995. C, 4. Formación Paso Flores; s. en la localidad tipo (Spalletti et al, 1988); m. en Lomas de Ranquel Huao (Morel et al., 1992); s* z1. en cerro Mariana (Spalletti et al., 1988; Zamuner y Artabe, 1994); g, a1. en Cañadón de Pancho (Ganuza et al., 1995 a; Artabe et al., 1994).

TAXA	A		B	C
	1	2	3	4
Pleuromeia sp.			l	
Cylostrobus ornatus (Morbelli & Petriella) Retallack		m		
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	d			
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli			l	
Phyllotheca australis Brongniart			l	
Asterotheca falcata de la Sota & Archangelsky	h			
A. menendezii de la Sota & Archangelsky	h			
A. rigbyana Herbst	h			m
A. truempyi Frenguelli		a		
Rienitsia arrondiana Herbst	h			
R. colliveri Herbst	h			
Danaeopsis fecunda Halle	h			
Tranquilia jalfinii Herbst	h			
Millerocaulis herbstii (Archangelsky & de la Sota) Tidwell		h		
Todites baldonii Herbst	h			
Cladophlebis australis (Morris) Seward				s
C. grahami Frenguelli				s
C. indica (Oldham & Morris) Feistmantel		h		s*s m
C. kurtzi Frenguelli	h			m
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli	h	a	l	m
C. mesozoica Kurtz	h	a		
C. oblonga Halle	h			
Coniopteris harringtonii Frenguelli				s m
Gleichenites sp.	h			
Dictyophyllum (T.) rothi Frenguelli				s m
D.(D.) tenuifolium (Stipanicic & Menéndez) Bonetti & Herbst				s*s m
Goeppertella stipanicicii Herbst				s
Chansitheca argentina Herbst		h		
Scleropteris grandis Artabe Morel & Zamuner				a1
Dicroidium dubium var tasmaniense (Anderson & Anderson) Retallack			l	
D. crassum (Menéndez) Petriella			l	g
D. incisum (Frenguelli) Anderson & Anderson			l	s
D. lancifolium var. lancifolium (Morris) Gothan				s*smg
D. lancifoium var.lineatum (Tenison-Woods)Retallack			l	s m
D.odontopteroides var. moltenense Retallack			l	m
D. « var. odontopteroides (Morris) Gothan			l	s g m
D.odontopteroides var.remotum (Szajnocha) Retallack			l	
Zuberia brownii (Seward) Artabe			l	
Z. papillata (Townrow) Artabe			l	
Z. sahnii (Seward) Frenguelli			l	g
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli			l	g
J. stelzneriana (Geinitz) Frenguelli				g
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		a		s
X.elongata (Carruthers) Frenguelli				g
Pteruchus barrealensis (Frenguelli) Holmes y Ash			l	
Tranquiloxylon petriellae Herbst & Lutz		h1		
Lepidopteris madagascariensis Carpentier			l	
L. stormbergensis (Seward) Townrow		a?		
Scytophyllum neuburgianum Dobruskina	z			
Pachydermophyllum praecordillerae (Frenguelli) Retallack			l	m
Nilssonia taeniopteroides Halle				s m g
Pseudoctenis grandifolia (Fontaine) Artabe			l	
P. wardii (Fontaine) Artabe			l	
P. carteriana (Oldham) du Toit				g m
P. spatulata Du Toit			l	
P. capensis Du Toit			l	
Kurtziana cacheutensis (Kurtz) Frenguelli				m
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Oishi		b		
Y. mareyesiaca (Geinitz) Oishi		b		
Yabeiella spathulata Oishi			l	
Y. wielandi Oishi				s
Taeniopteris lata Oldham & Morris			l	
T. magnifolia Rogers			l	
T. lentriculiformis (Etheridge) Walkom				g
Linguifolium lilleanum Arber				g
L. tenison-woodsii (Etheridge) Retallack				s*
Baiera africana Baldoni				s m
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Frenguelli			l	s* s
S. robusta (Arber) Florin				s a1
S. stormbergensis (Seward) Frenguelli			l	
Ginkgoites dutoitii Anderson & Anderson	a			
G. taeniata (Geinitz) Arrondo et al.				s
Czekanowskia rigali Frenguelli			l	a1
C. sp				S
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack			l	s*smg MMm
Cycadocarpidium andium Frenguelli				g
C. majus (Wieland) Frenguelli				g
Araucarioxylon sp.				s
Protocircoporoxylon marianaensis Zamuner & Artabe				z1
Cordaicarpus sp.				g a1

Huárpica (López Gamundi et al., 1989) y según Spalletti (1995a) la apertura del depocentro triásico parece estar vinculada con fenómenos de transcurrencia en los sistemas de megafracturación de Valle Fértil-Desaguadero y Atuel. La Formación Puesto Viejo, que es un típico representante de la fase inicial de relleno de los depocentros triásicos, aparece en evidente posición de traslape u *onlap* sobre un paleorelieve elaborado esencialmente en el conjunto volcánico-piroclástico pérmico.

Según González Díaz (1964) la Formación Puesto Viejo alcanza 700 m de espesor y está compuesta por tres grupos litológicos: uno clástico constituido por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas junto a bancos delgados de calizas cristalinas; otro de piroclastitas soldadas (ignimbritas) ácidas y un tercero básico, con rocas efusivas e hipabisales de composición basáltica.

En un reciente estudio sedimentológico, Spalletti (1995 a) sugiere que los depósitos clásticos de la Formación Puesto Viejo se han generado en canales, barras y cuencas de inundación fluviales, así como por acción de flujos hiperconcentrados y de detritos. Reconoce, además, sistemas de depositación de abanico aluvial medio a distal, de ambiente meandroso de baja sinuosidad y también meandroso de alta sinuosidad, con acumulaciones de planicie de inundación en facies ácueas y eólicas. Según Spalletti (1995 a y b) y Spalletti et al. (1996), la evolución de los ambientes sedimentarios estuvo controlada en este caso por factores alocíclicos, tales como vulcanismo explosivo contemporáneo, clima húmedo a subhúmedo y tectónica sinsedimentaria. En este sentido, los movimientos transcurrentes con componente vertical según fallas marginales, generaron el espacio para el relleno inicial del depocentro, caracterizado por sistemas fluviales proximales de alta energía. El ulterior desarrollo de una megasecuencia granodecreciente se atribuye a efectos combinados de retroceso y denudación de áreas circundantes, ascenso del nivel de base y rápida subsidencia cuencal. La etapa póstuma de evolución, está marcada por reactivación tectónica e intensificación del vulcanismo explosivo, posiblemente relacionado con la formación de calderas (Spalletti, 1995 a y b).

Edad

En dos niveles de la Formación Puesto Viejo se ha identificado una fauna diversa de vertebrados atribuidos por Bonaparte (1966) y Casamiquela (1972) al Triásico temprano a medio. En tanto, en su cuadro estratigráfico, Báez et al. (1993) la asignan con dudas al Scythiano (Eotriásico). Sobre la base de microfloras continentales, Ottone y García (1991), Zavattieri y Papú (1993) y Zavattieri (1995) coinciden en asignarla al Triásico temprano, señalando similitudes con la biozona de Oppel en Australia. Por su parte, Morel y Artabe (1993) consideran que restos de lycophytas identificados en estratos fluviales pertenecen a la Flora de *Pleuromeia*.

CUENCA CUYANA

Las sedimentitas triásicas de la cuenca Cuyana están bien expuestas en el norte de la provincia de Mendoza, y se extienden en el subsuelo con rumbo submeridional hasta la latitud de la ciudad de General Alvear, mientras que hacia el norte se distribuyen por el ámbito precordillerano hasta la latitud de las localidades de Barreal - Calingasta, en la provincia de San Juan (Kokogian y Mancilla, 1989).

SECTOR MENDOCINO DE LA CUENCA CUYANA

En el sector mendocino, Kokogian et al. (1993), reconocen diferentes subcuencas o depocentros, parcial o totalmente desconectados en la etapa inicial del relleno y que habrían estado conectados en la etapa póstuma de evolución. Esto puede afirmarse para los depocentros Cacheuta - Tupungato, Ñacuñán, Jagüel - La Esperanza, Los Tordillos, General Alvear; pero no es tan claro para Las Peñas y Paramillo de Uspallata.

Numerosos son los estudios geológicos referidos a este sector de la cuenca, muchos de ellos vinculados con la actividad petrolera, correspondiendo los últimos trabajos de síntesis a Kokogian y Mancilla (1989), Morel (1991, 1994) y Kokogian et al. (1993).

La cuenca Cuyana ha sido caracterizada como un rift, relacionado con un modelo de cizalla simple ubicado como otras cuencas triásicas (Ischigualasto, Marayes, etc), en áreas cercanas al cratón y controladas por suturas de los terrenos acrecionados durante el Paleozoico (Ramos y Kay , 1991). La generación de estos rifts se habría producido durante una extensión generalizada del margen SO de Gondwana a principios del Triásico, en especial en los sectores recientemente acrecionados.

Estratigrafía

Las sedimentitas triásicas de este sector son conocidas como ***Grupo Uspallata*** (Stipanicic, 1979), constituido por las ***Formaciones Río Mendoza, Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta*** y ***Río Blanco***. Posteriormente Kokogian et al. (1989 y 1993), analizaron el relleno sedimentario de la cuenca desde el punto de vista secuencial, definiendo, en el último de los trabajos, un esquema estratigráfico conformado por cuatro unidades estratigráficas mayores, a las que denominan «Conjuntos de Secuencias». En los términos basales, se ubican los Conjuntos de Secuencias Las Peñas Inferior y Superior relacionados a la apertura de la cuenca (sinrift I); luego un Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta (sinrift II) y un último Conjunto de Secuencias, Río Blanco (*Sag*). Estos Conjuntos de Secuencias desde el punto de vista litoestratigráfico se corresponden, parcialmente, con las unidades del Grupo Uspallata.

Conjuntos de Secuencias Las Peñas Inferior y Superior

Estos dos Conjuntos de Secuencias se tratan de forma unificada por corresponder a una misma etapa de evolución de la cuenca (sinrift I) y por presentar similares ambientes de depositación.

Litoestratigráficamente los sedimentos de estos Conjuntos de Secuencias incluyen a las ***Formaciones Río Mendoza*** y ***Cerro de Las Cabras***, y constituyen el relleno inicial de los depocentros. Por esta razón muestran una distribución areal más restringida que las unidades ulteriores. Se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino pampeano, calizas cambro - ordovícicas, sedimentitas marinas devónicas (Formación Villavicencio) y el complejo volcano - sedimentario del Grupo Choiyoi. El límite superior es una discordancia regional que la separa del Conjunto de Secuencias Potrerillos-

Cacheuta. Cabe acotar que esta relación puede ser visualizada en ocasiones como una pseudoconcordancia, pero siempre está relacionada con cambios litológicos sumamente importantes que por supuesto están asociados con los cambios de ambientes sedimentarios que se verifican por arriba y por debajo de la mencionada discordancia.

Los Conjuntos de Secuencias Las Peñas afloran en el ámbito precordillerano en las clásicas localidades de la sierra de Las Peñas, Las Higueras, Villavicencio, cerro Tundunqueral y cerro de Las Cabras; pero es en el subsuelo donde alcanzan los mayores espesores, superando los 800 m en Tupungato, 800 - 900 m en Ñacuñán, 1000 m en Jagüel - La Esperanza y 600 m en Alvear.

El ambiente de sedimentación está caracterizado por abanicos aluviales, que en la parte media desarrollan facies canalizadas de flujos tractivos y depósitos de flujo de barro y detritos en el sector apical (Kokogian y Mancilla, 1989; Kokogian et al., 1993). Los afloramientos más típicos de estos términos clásticos gruesos, que corresponden a la Formación Río Mendoza, están integrados por conglomerados y aglomerados de color pardo rojizo, con matriz arenosa e intercalaciones de areniscas conglomerádicas y tobas, y se encuentran bien expuestos en cerro Bayo de Potrerillos, sierra de las Peñas, quebrada de los Alojamientos y cerro Manantiales. Hacia las áreas internas de los depocentros los abanicos aluviales gradan a depósitos de granulometría más fina, con areniscas y pelitas de color gris verdoso y rosado, generados en ambientes fluviales efímeros y ocasionalmente entrelazados, litoestratigráficamente incluidos en la Formación Cerro de Las Cabras; en los sectores más deprimidos de los depocentros se desarrollaron ambientes de barreales o *playa lake* y cuerpos de agua semipermanentes, como en la subcuenca de Cacheuta, donde se los denomina «Intercalación Gris». Estos términos distales también han sido incluidos dentro de la Formación Cerro de Las Cabras.

Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este conjunto corresponde a las ***Formaciones Potrerillos*** y ***Cacheuta*** (sinrift II). Algunos autores incluyen dentro de esta última unidad el denominado «Miembro Víctor Gris» de la Formación Río Blanco (Kokogian et al., 1989, 1993; Morel 1991, 1994).

Las secciones estratigráficas más representativas de este Conjunto de Secuencias están expuestas en el cerro Bayo de Potrerillos, cerro Cacheuta, Salagasta y Paramillo de Uspallata. No obstante, los mayores espesores se registran en subsuelo: Tupungato (1200 m), Los Tordillos (1200 m) y General Alvear (650 m).

El paleoambiente dominante del Conjunto de Secuencias Potrerillos - Cacheuta es fluvio - lacustre. Entre los sistemas fluviales, se han reconocido depósitos de redes entrelazadas, con estratificación cruda o inclinada y cuñas arenosas, características de la cumbre del cerro Bayo, norte del cerro Melocotón y arroyo Papagayos. Se identifican también facies correspondientes a cursos de mayor sinuosidad, hasta meandriformes, representadas por cuerpos arenosos, con conglomerados basales y areniscas con estructuras entrecruzadas planares y en artesa, que en ocasiones conformaron típicas estructuras de *point bar* como las que afloran en el flanco sur del cerro Cacheuta. Estos cursos meandrosos discurrían por llanuras de inundación, representadas por cuerpos tabulares limosos y arcillosos, con intercalaciones de bancos arenosos y tufitas producidos por fenómenos de desbordamiento. Estas facies gradan a sistemas distributarios de deltas lacustres, caracterizados por la presencia de barras de desembocadura, paleocanales distributarios y depósitos de bahía interdistributaria (Kokogian y Mancilla, 1989 ; Kokogian et al., 1993; Morel 1994), los que conforman gran parte de las secciones expuestas en Potrerillos, cerro Cacheuta, cerro Melocotón, Salagasta y Paramillo de Uspallata. Vale destacar que en el subsuelo de la subcuenca de Cacheuta, este ambiente deltaico tiene gran desarrollo y constituye las facies de interdigitación de las sedimentitas netamente fluviales de la Formación Potrerillos con las lacustres de la Formación Cacheuta.

El nivel de base de todos estos sistemas era un ambiente lacustre en el que se depositaron pelitas (arcilitas y lutitas) negras, finamente laminadas, decantadas desde suspensiones ácueas en medios moderada a fuertemente reductores, de circulación restringida, por debajo de la termoclina (Kokogian et al., 1993; Morel 1994). Las sedimentitas lacustres dominan netamente hacia los términos cuspidales de este conjunto, marcando la máxima expansión del lago hacia los sectores marginales de la cuenca.

Conjunto de Secuencias Río Blanco

Este Conjunto de Secuencias es homologable a la ***Formación Río Blanco***, unidad que se caracteriza por una sucesión de psamitas y pelitas tobáceas, tobas y chonitas, de color rosado - grisáceo, gris amarillento y morado. Kokogian et al. (1993) consideran que esta secuencia se depositó en la etapa de subsidencia final de la cuenca (sag) y está separada del Conjunto de Secuencias infrayacente por una discordancia regional, la cual suele coincidir con un cambio litológico significativo que sugiere interesantes variaciones en el desenvolvimiento del relleno de la cuenca (Spalletti et al., 1995). El techo del Conjunto de Secuencias Río Blanco constituye el límite de la sedimentación triásica en la cuenca y está señalado por una discordancia, en ocasiones erosiva, que la separa de las Formaciones Barrancas (Jurásico) o Divisadero Largo (Eoceno).

El Conjunto de Secuencias Río Blanco muestra un marcado arreglo transgresivo, determinado por el desarrollo restringido de los términos inferiores y una marcada expansión de los superiores, lo que determina relaciones *onlap* con el Conjunto de Secuencias infrayacente y el basamento de la cuenca.

La unidad está bien expuesta en la localidad tipo de Potrerillos (215 m), Cacheuta (95 m), Divisadero Largo (185 m), Salagasta (100 m) y Paramillo de Uspallata (250 m), alcanzando sus máximos espesores en subsuelo: Tupungato (800 m), Jagüel - La Esperanza (900 m) y Alvear (1000 m).

El ambiente depositacional de estas unidades es fluvio-deltaico-lacustre . Estos tres ambientes se encuentran muy bien representados en los afloramientos de la secuencia basal de este Conjunto de Secuencias en la localidad clásica de Potrerillos. En ese lugar, y en un tramo no mayor de 1000 m se verifica el pasaje lateral desde un sistema fluvial con cursos anastomosados, a un ambiente deltaico marginal con depósitos de barra de desembocadura y canales distributarios y finalmente a niveles netamente lacustres. Este ambiente lacustre está presente en las secuencias más jovenes en el sector conocido como depocentro de Tupungato; sin embar-

go, como característica general los ambientes distales están mejor desarrollados en los niveles basales del Conjunto de Secuencias, mientras que hacia los términos cuspidales domina netamente el ambiente fluvial. Este arreglo ha sido también identificado en la localidad de Divisadero Largo (Kokogian et al 1989, 1993; Spalleti et al., 1995), aunque los autores mencionados, si bien concuerdan en cuanto al ambiente sedimentario presente en la sección, no lo hacen al definir la cantidad de secuencias identificadas y el origen de las mismas.

Contenido fosilífero, taxonomía y edad

La zona norte de Mendoza es una de las más conocidas desde un punto de vista paleobotánico (Cuadro 2). Entre los trabajos de síntesis se deben destacar los aportes de Stipanicic y Bonetti (1969), Stipanicic (1957, 1983), Zavattieri y Papú (1993), Morel (1991, 1994) y Morel y Artabe, 1993. Recientemente Stipanicic (en Stipanicic et al., 1996), revisó los yacimientos que proporcionaron las plantas fósiles estudiadas por Kurtz en el norte de Mendoza, especificando la ubicación geográfica y estratigráfica de los mismos y sintetizando la información paleobotánica hasta el momento publicada.

De acuerdo con los atributos de las rocas, facies sedimentarias, plantas fósiles y estructura fisionómica de la vegetación de los Conjuntos de Secuencias Potrerillos - Cacheuta y Río Blanco del sector mendocino de la Cuenca Cuyana, Morel (1991), Brea (1995) y Spalletti et al. (1995) han considerado que el régimen climático habría sido templado - cálido, estacional, con abundantes lluvias y un período seco o con déficit de humedad. Asimismo han definido que las facies sedimentarias y los paleoambientes de sedimentación han ejercido un importante control sobre la generación y características de las distintas tafocenosis.

Con respecto a las edades de estas unidades, podemos decir que aunque no existe un acuerdo absoluto, los aportes más recientes (Stipanicic, 1983; Stipanicic et al.,1996; Morel 1991, 1994 y Morel y Artabe 1993), reconocen para la Formación Río Mendoza una edad eotriásica tardía; Formación Cerro de Las Cabras, Eotriásico tardío - Mesotriásico temprano; Formación Potrerillos, Mesotriásico tardío - Neotriásico temprano; Formación Cacheuta, Neotriásico temprano y Formación Río Blanco, Neotriásico tardío.

SECTOR SANJUANINO DE LA CUENCA CUYANA

Alta Cordillera de San Juan

Recientemente, nuevos afloramientos asignados al Triásico fueron descriptos en el flanco occidental del Cordón del Espinacito por Álvarez et al. (1994). Los mismos fueron agrupados bajo la denominación de ***Formación Rancho de Lata***, la cual está constituida por 400 m de rocas epiclásticas y piroclásticas que apoyan sobre el Grupo Choiyoi y son cubiertas por términos marinos asignados al Pliensbachiano (Álvarez et al., 1994).

El ambiente de sedimentación propuesto para esta secuencia es continental, fluvial y lacustre con fuerte influencia de aporte piroclástico, con brechas ignimbríticas, tobas de flujo y tobas de caída. Los depósitos lacustres están representados por arcilitas y limolitas, con alto contenido orgánico e intercalaciones de pelitas calcáreas con microflora. Es común también la presencia de estromatolitos.

Desde un punto de vista paleontológico pueden diferenciarse dos asociaciones: una inferior con Flora de *Dicroidium* junto a una microflora compuesta por granos de polen de tipo *Alisporites/Pteruchipollenites* y una asociación superior con Flora de *Otozamites* y microflora con abundante presencia de *Classopolis (*Álvarez et al., 1994).

Tomando en cuenta el contenido paleontológico, los mencionados autores asignan a la Formación Rancho de Lata un rango de edad desde Triásico medio-superior al Jurásico inferior más bajo.

DEPOCENTROS DE LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL SANJUANINA

Los afloramientos de sedimentitas triásicas de la Precordillera Occidental sanjuanina se ubican en dos regiones: Barreal - Calingasta, a lo largo del flanco oriental del valle del río de Los Patos, y en Rincón Blanco, una depresión estructural localizada en la sierra del Tontal. En todo este ámbito, el registro triásico se dispone en discordancia angular sobre lutitas, grauvacas y diabasas del Paleozoico inferior y es cubierto en forma también discordante por clásticos cenozoicos.

Según Kokogian et al. (1993) y López Gamundi (1994), estos depósitos representan a la porción septentrional de la cuenca Cuyana. El último autor citado considera que la configuración de esta cubeta es la de un hemigraben fuertemente asimétrico, con su rampa ubicada al oeste y el margen fallado activo hacia el este. En este marco, las sucesiones de Barreal - Calingasta corresponden a la rampa del hemigraben y se caracterizan por un escaso relieve relativo con tasa de subsidencia baja, mientras que las de Rincón Blanco, con espesores singularmente elevados, constituyen el registro sedimentario del flanco tectónicamente activo.

SECTOR DE BARREAL - CALINGASTA

Los rasgos generales y ordenamiento estratigráfico de este depocentro han sido provistos por numerosas contribuciones, debiéndose destacar entre ellas los trabajos de síntesis realizados por Groeber y Stipanicic (1953), Stipanicic (1972, 1979, 1983), Stipanicic y Bonetti (1969).

Estratigrafía

En la región de Barreal - Sorocayense este conjunto fue formalmente dividido por Stipanicic (1957, 1972, 1979) y Stipanicic y Bonetti (1969) en las ***Formaciones Barreal, Cortaderita*** y ***Cepeda***, mientras que algo más al norte, en El Alcázar e Hilario, se reconocen las ***Formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar*** e ***Hilario*** (cf. Stipanicic, 1979).

De acuerdo con el mencionado autor, la ***Formación Barreal*** (180 - 216 m) se compone de una sucesión arenoso-conglomerádica en la base y culmina con términos pelíticos (limolitas tobáceas y arcilitas bentoníticas) entre las que se intercalan niveles delgados de tobas, areniscas y conglomerados lenticulares. La ***Formación Cortaderita*** (197 - 216 m) está caracterizada por arcilitas bentoníticas oscuras con niveles tobáceos, limolíticos y arenosos de color rosado; la suce-

sión remata con una potente sección rosada de areniscas tobáceas, areniscas gruesas y conglomerados. Por su parte, la ***Formación Cepeda***, con un espesor superior a los 240 m, se compone de capas rojas conglomerádicas y de areniscas gruesas que culminan con términos dominantemente pelíticos y tobáceos.

Más al norte, en las cercanías de Calingasta, el Triásico se inicia con un conjunto piroclástico de tonalidad verdosa (***Formación Agua de los Pajaritos***, 230 m) que pasa en sentido vertical a una importante sección de tobas blanquecinas que representan al tramo basal de la ***Formación El Alcázar***. Esta unidad continúa con secciones pelíticas abigarradas entre las que intercalan tufitas arenosas y conglomerádicas y tobas de caída, culminando con areniscas y tobas de tonalidades rosadas. El espesor total de la Formación El Alcázar es, según Stipanicic (1979), de 350 metros. La sucesión sedimentaria local finaliza con la ***Formación Hilario***, de más de 300 m de potencia, caracterizada por su tonalidad rojiza y compuesta por clásticos semejantes a los de la Formación Cepeda.

Desde el punto de vista facial y paleoambiental, López Gamundi y Astini (1992) han efectuado un análisis del área El Alcázar- Agua de los Pajaritos, en el que proponen un modelo de sedimentación de abanico aluvial para los depósitos conglomerádicos basales (hasta 80 m) de la sucesión triásica, y lacustre para un conjunto clástico de hasta 100 m que se sobrepone al anterior. En el sistema lacustre reconocen facies profundas (lutitas y fangolitas oscuras), marginales (areniscas finas con retrabajo de olas y exposición subaérea) y de barras de desembocadura (secuencias grano y estrato crecientes de areniscas ondulíticas, entrecruzadas y conglomerados finos delgados). Estos autores también consignan que la pila sedimentaria se completa con facies fluviales.

Más recientemente, Spalletti (1995a) hace un análisis facial y arquitectural integrado, indicando que la Formación Barreal se compone de dos secuencias deposicionales constituidas por una asociación de sistemas fluviales entrelazados gravosos y gravo-arenosos, con sistemas lacustres meromícticos y holomícticos en los que se identifican depósitos profundos, de bahía marginal, marginales abiertos, de barras de desembocadura y de canales distributarios. La Formación Cortaderita se compone, a su vez, de dos ciclos progradacionales: el inferior, que se inicia con sedimentación lacustre y en barras de desembocadura y culmina con depósitos de sistema fluvial entrelazado, mientras que el siguiente comienza con facies de planicie loéssica tobácea surcada por canales avulsivos y finaliza con un sistema netamente fluvial. Tras un período de reactivación acompañado por un cambio climático significativo (Fase Río Los Patos, Stipanicic, 1979), las capas de la Formación Cepeda se asignan a un ambiente de abanico aluvial que evoluciona a sistemas entrelazados y depocentros fluviales efímeros y de barreales, para terminar con una nueva etapa de reactivación dominada por depósitos fluviales entrelazados y de flujos de detritos. Respecto a las secciones más septentrionales (Hilario - El Alcázar), se encuentran elementos que permiten una clara correlación, a excepción del tramo inferior donde los depósitos fluviales - lacustres basales son reemplazados por facies de flujos piroclásticos y de planicie tobácea asociada con fajas de meandros.

Edad

La paleoflora encontrada en estas sucesiones sedimentarias ha sido estudiada por diversos autores (véase Stipanicic, 1979) y reanalizada en recientes investigaciones de Artabe et al. (1995a) y Ganuza et al.(1995b). Un listado general de los taxa presentes en la quebrada de la Cortaderita se muestra en el Cuadro 3. Sobre la base del material fosilífero, el Grupo Sorocayense ha sido asignado por Stipanicic (1979) al lapso Mesotriásico tardío a Neotriásico.

Vale destacar que desde el punto de vista paleoecológico, Artabe et al. (1995 a) han descripto en la Formación Cortaderita un estrato fosilífero en el que definen tres comunidades: una de bosque *in situ* mesoxeromórfico y con dos estratos arbóreos correspondiente a ambiente fluvio-deltaico, otra monoespecífica (*Neocalamites* sp.) de áreas anegadizas situadas en márgenes lacustres, y una tercera de bosque con estratos arbóreo y herbáceo-arbustivo. Por su parte, Zamuner et al. (1995) hacen lo propio en otro estrato fosilífero de la Formación El Alcázar y definen otras tres paleocomunidades, las que se asignan respectivamente a un bosque abierto de corystospermales con troncos *in situ* y caídos, la segunda pauciespecífica de carácter herbáceo-arbustivo y la última, monotípica (equisetales) que corresponde a zonas litorales bajo la influencia de inundaciones periódicas.

SECTOR DE RINCÓN BLANCO

Estratigrafía

Para los depósitos triásicos conocidos como ***Grupo Rincón Blanco*** (Borrello y Cuerda, 1965), Stipanicic (1972, 1979, 1983) ha propuesto un esquema estratigráfico, en el que de base a techo se reconocen las ***Formaciones Ciénaga Redonda*** (250 m), ***Cerro Amarillo*** (150 a 500 m), ***Portezuelo*** (100 a 290 m), ***Carrizalito*** (130 a 150 m) y ***Casa de Piedra*** (200 m). Debe señalarse que un rasgo peculiar de estas unidades es su fuerte variabilidad lateral en potencia. Recientemente, López Gamundi (1994) ha indicado que los espesores del conjunto alcanzan los 2.300 metros.

Stipanicic (1979) caracteriza a la ***Formación Ciénaga Redonda*** como una potente sucesión de conglomerados macizos de tonalidad gris a rojiza, con procedencia del sustrato local. Continúan areniscas y conglomerados bayos a grises verdosos de la ***Formación Cerro Amarillo***, seguidos por una nueva psefita rojiza (***Conglomerado Panul*** de Borrello y Cuerda, 1965) que pasa a una sucesión dominantemente arenosa con intercalaciones de lutitas y conglomerados lenticulares (***Formación Portezuelo***). Estos términos son cubiertos por lutitas bituminosas de la ***Formación Carrizalito***, la que es seguida por nuevos conglomerados y areniscas entrecruzadas grises con niveles de piroclastitas de caída que corresponden a la ***Formación Casa de Piedra***.

Como se mencionara, el Grupo Rincón Blanco representa el registro sedimentario del flanco fallado activo del hemigraben triásico (López Gamundi, 1994). De acuerdo a este autor, los depósitos gruesos basales, cuyos espesores superan los 1.100 m, se componen de un apilamiento de conglomerados fluviales y de flujos de detritos generados en ambientes de abanico aluvial (alimentado desde el margen oriental de la cuenca) y de planicies entrelazadas. Los depósitos lacustres sobrepuestos son también potentes, ya que alcanzan los 200

m, y están representados en su mayor parte por lutitas bituminosas cuencales. El tercio superior de la columna triásica muestra la transición desde facies lacustres a fluvio deltaicas y de abanico aluvial distal, lo que es interpretado en términos de decrecimiento gradual en el espacio de acomodación de la cuenca.

Edad

Desde el punto de vista paleontológico, la megaflora está pobremente representada en estas unidades, mientras que Bonaparte (citado por Stipanicic, 1979) ha identificado huesos de dicinodontes. Los datos más significativos provienen del estudio palinológico de Yrigoyen y Stover (1970), que permitió correlacionar a las Formaciones Portezuelo, Carrizalito y Casa de Piedra con las Formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco de la Cuenca Cuyana. Las unidades citadas han sido asignadas por Yrigoyen y Stover (1970) y Stipanicic (1979) al Neotriásico.

CUENCAS DE SAN LUIS

Los sedimentos triásicos de la provincia de San Luis están depositados en tres subcuencas principales : Beazley, Las Salinas y Mercedes (Yrigoyen et al, 1989), conociéndose muy poco de la última habida cuenta de la falta de pozos en la misma.

Todas ellas constituyen cuencas extensionales, labradas en el basamento pampeano y en general son de tipo hemigraben, elongadas en sentido NO-SE . El espesor sedimentario total de dichas cuencas varia entre 3500 m en la de Mercedes y 4000 m en las de Beazley y Las Salinas (Yrigoyen et al., 1989).

En la cuenca de Beazley, el Triásico muestra características similares a aquellas presentes en la cuenca Cuyana, pudiéndose reconocer todas las unidades correlacionables con las Formaciones Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco.

El espesor máximo registrado de Triásico es de 851 m (Yrigoyen et al., 1989) siendo manifiesto el acuñamiento que la secuencia presenta hacia los márgenes de la cuenca. Sin embargo, hacia el sudoeste la secuencia triásica más joven (Formación Río Blanco) traslapa sobre los niveles de basamento y mantiene continuidad física con los depósitos de la subcuenca de Los Tordillos.

Como rasgo distintivos respecto de los depocentros desarrollados en el sector mendocino, se mencionan la presencia de bancos calcáreos, seguramente de ambiente lagunar, que alternan con los depósitos clásticos de la Formación Cerro de Las Cabras. Situaciones similares a ésta pueden ser observadas para la misma unidad en la zona de Santa Clara, donde se desarrollan facies lacustres con abundantes capas estromatolíticas (Kokogian y Mancilla, 1989).

Afloramientos correspondiente a esta cubeta se encuentran ubicados hacia el norte, en la zona de la sierra de Guayaguas, que constituye el flanco sur de la cuenca de Las Salinas, y en la zona de Marayes, donde han sido considerados como desarrollados en un depocentro independiente.

Los sedimentos triásicos de la cuenca de Beazley han sido asignados, por la microflora, al Triásico medio a superior (Yrigoyen et al., 1989).

DEPOCENTRO DE MARAYES - EL CARRIZAL

En el extremo suroeste y sur de la sierra de la Huerta y en la sierra de las Imanas (San Juan), aparece un nuevo conjunto de sedimentitas triásicas denominado ***Grupo Marayes*** (Bossi, 1975). Estos depósitos yacen sobre el basamento cristalino pampeano y son cubiertos (discordancia erosiva mediante) por sedimentitas cretácicas asignadas al Grupo del Gigante. Según Bossi (1975), el Grupo Marayes tiene un espesor total de 2.300 m y se divide -de base a techo- en las Formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro.

La ***Formación Esquina Colorada*** (450 a 550 m de potencia) está compuesta por una sucesión marcadamente granodecreciente que comienza con conglomerados imbricados y textura clasto-soporte, junto a diamictitas, todos con fenoclastos metamórficos, y culmina con depósitos dominantemente arenosos, macizos y entrecruzados entre los que se intercalan niveles tobáceos.

La ***Formación Carrizal***, de 100 a 350 m de espesor, se compone de areniscas finas carbonosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados que alternan con secciones de pelitas oscuras y mantos de carbón. Estos depósitos han sido atribuidos por Bossi (1975) a un ambiente fluvial anastomosado, aunque no descartamos que haya tramos generados enteramente en sistemas lacustres. Esta unidad porta restos paleoflorísticos del Triásico tardío, reconocidos y estudiados entre otros por Stipanicic (1957) y Herbst y Lutz (1993), así como material polínico (Yrigoyen y Stover, 1970) y restos de reptiles (Bossi, 1975).

Por último, la ***Formación Quebrada del Barro***, con un espesor de hasta 1.400 m, testimonia un episodio de reactivación tectónica, ya que se compone de conglomerados finos a medianos con intercalaciones de areniscas macizas y de diamictitas. Bossi (1975) asigna esta unidad también al Triásico, y considera que representa a depósitos de un sistema aluvial proximal de conos coalescentes.

CUADRO 2. CONTENIDO PALEOFLORÍSTICO DE LOS GRUPOS USPALLATA Y TRONQUIMALAL

A. Grupo Uspallata; 1) Formación Cerro de Las Cabras en el cerro de Los Baños (f1); todo el material asignado por Frenguelli (1948) a la Formación Cerro de Las Cabras y depositado en la Colección Paleobotánica del Museo de La Plata fue revisado a los efectos de depurar las listas florísticas; los ejemplares descriptos en el cerro Bayo de Potrerillos podrían corresponder, considerando la litología de las rocas portadoras, a la Formación Potrerillos o Cacheuta; el material correspondiente al cerro de Los Baños es atribuido tentativamente a esta Formación y fue revisado y redeterminado en este trabajo (f1+); 2) Formación Potrerillos en el cerro Cacheuta (f, m) y en Agua de la Zorra (b); 3) Formación Cacheuta en el cerro Cacheuta; 4) Formación Río Blanco en el cerro Cacheuta (m), en Divisadero Largo (s) y en Agua de la Zorra (a1); B. Grupo Tronquimalal; 5) Formación Chihuíu; 6) Formación Llantenes; a) Artabe et al. (1995b); a1) Artabe et al. (1994a); b) Brea (1995); e) Menéndez (1951); f1) Frenguelli (1944); f) Frenguelli (1948); m) Morel (1993); s) Spalletti et al. (1995). Los signos de interrogación hacen referencia a material que fue determinado con algún grado de duda por parte de los distintos autores aquí mencionados.

TAXA	A				B	
	1	2	3	4	5	6
Muscites guescelini Townrow		m				
Pleuromeia sp.		b	m			
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	f1+	m b	m			
Neocalamostachys sp A.		b				
Nododendron suberosum Artabe y Zamuner		m b				
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli		m				
Phyllotheca australis Brongniart		m				
Asterotheca truempyi Frenguelli		m				
Cladophlebis antarctica (Nathorst) Halle					e	
C. copiosa Frenguelli		f m				
C. denticulata (Brongniart) Fontaine					e	
C. grahami Frenguelli				m		
C. kurtzi Frenguelli		m b				e?
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli		m b			e	
C. mesozoica Kurtz		m b				
C. oblonga Halle					e	e a
Lobifolia dejerseyi Retallack		m				
Dictyophyllum (T.) chihuiuensis (Menéndez) Herbst					e	
D. (T.) tenuiserratum (Menéndez) Herbst					e	a
Sphenopteris membranosa Feistmantel					e	
Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella		m		s	e a	e a
D. incisum (Frenguelli) Anderson & Anderson					a	
D. lancifolium var. lancifolium (Morris) Gothan			m			
D. lancifoium var. lineatum (Tenison-Woods) Retallack			m		a	e a
D. odontopteroides var.moltenense Retallack		m	m			
D. odontopteroides var.obtusifolium Johnston		m	m			
D. odontopteroides var. odontopteroides (Morris) Gothan		m	m		a	e a
D. odontopteroides var.remotum (Szajnocha) Retallack			m			a
D. pinnis-distantibus (Kurtz) Frenguelli			m			e
Dicroidium sp.	f1+					
Zuberia feistmantelii (Johnson) Frenguelli	f1+		m		a	a
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli			m	m		a
Johnstonia coriacea (Johnston) Walkom		m	m			
J. stelzneriana (Geinitz) Frenguelli		m	m		e	
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		m	m		e	e
X.elongata (Carruthers) Frenguelli		m		s	e	e a
Pteruchus simmondsi (Shirley) Thomas emend. Townrow		m	m			
P. sp.		m				
Umkomasia cacheutensis Frenguelli			p m			
U. sp.		p m				
Rhexoxylon sp.				a1		
tronco corystospermoide		b				
Lepidopteris stormbergensis (Seward) Townrow		m				
Antevsia extans (Frenguelli) Townrow		m				
Fanerotheca dichotoma Frenguelli			fm			
Pachydermophyllum dubium (Burges) Retallack		m				
P. pinnatum (Walkom) Retallck		m				a
P. praecordillerae (Frenguelli) Retallack		m			e	
Sagenopteris longicaulis du Toit		m				
Nilssonia taeniopteroides Halle			m			
N. princeps (Oldham & Morris) Seward						e
N. sp.						e
Pseudoctenis carteriana (Oldham) du Toit					a	a
P. falconeriana (Morris) Bonetti			m			
Ctenis takamiana Oishi & Huzioka						e
Kurtziana brandmayri Frenguelli	f1	m				
K. cacheutensis (Kurtz) Frenguelli			m			
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz)Oishi		m	m		e	
Y. mareyesiaca (Geinitz) Oishi	f1+	m	m		e	
Y. spathulata Oishi		m				
Y. wielandi Oishi		m				
Taeniopteris arctica ? Heer						e
T. daintrei Mc Coy	f1					
T. densinervis Menéndez					e	
T. stenophylla Kryshtofovich					e	e
T. plicatella (Solms) Menéndez (=Copiapea plicatella)						e
T. sp.						e
Linguifolium arctum (=L. llantenense) Menéndez					e a	e a
L. lilleanum Arber			m			
L. tenison-woodsii (=L.diemenense)(Etheridge) Retallack					e a	ea
L. steinmannii (Solms-Laubach) Frenguelli			m			a
Baiera africana Baldoni					e a	a
B. cuyana Frenguelli		m		s?		
B. furcata (Lindley & Hutton) Braun						a
B. rollerii Frenguelli		m				
B. sp.						e
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Frenguelli		m	m			
Ginkgoites truncata Frenguelli		m				
G. sp.		m				
Ginkgoidium bifidum Frenguelli		f				
G. nathorsti Yokoyama						e
Ginkgophytopsis lacerata (Arber) Retallack					e a	e a
Czekanowskia rigali Frenguelli		f		s?		
C. sp.			f			
Feruglioa samaroides Frenguelli		f m	f m			
Phacolepis mendozana Frenguelli			f m			
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack	f1+	f m	m	s		e a
Podozamites lanceolatus (Lindley &Hutton)Broun						e
Cycadocarpidium andium Frenguelli		m	m			
C. majus (Wieland) Frenguelli		m				
C. minus (Wieland) Frenguelli		m	m			
Telemachus elongatus Anderson		m				
T. lignosus Retallack		m				
Walkomia primula Frenguelli	f1					
Elatocladus plana (Feistmantel) Seward			m			
Araucarioxylon sp.		b				e
Carpolithus mackayi Arber						a
Cordaicarpus sp.			m	s		a

CUENCA DE ISCHIGUALASTO - VILLA UNIÓN

La cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión está ubicada entre los 67º30' y 68º30' de longitud oeste y los 29º15' y 30º30' de latitud sur. Se trata de una depresión elongada en sentido NO-SE, de tipo extensional con una marcada geometría de hemigraben (Milana y Alcober, 1995). Esta cuenca se encuentra limitada al oeste por el lineamiento de Valle Fértil, que constituye el margen activo del hemigraben; el margen pasivo estaría representado por los afloramientos de Zanja de la Viuda, Agua de los Burros y Las Tucumanesas por el norte, el área de la sierra de Los Tarjados marcaría el límite este y la zona de La Torre-El Chiflón el límite sur (Stipanicic y Bonaparte, 1979). Los sedimentos triásicos de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se encuentran muy bien desarrollados en el subsuelo de los bolsones del Bermejo y Pagancillo, y en los extensos afloramientos del cerro Bola - Hoyada de Ischigualasto.

Las primeras referencias sobre la existencia de rocas triásicas en esta área datan de principios de este siglo, debiéndose mencionar los trabajos de síntesis, geológicos y paleontológicos, realizados por Frenguelli (1948), Groeber y Stipanicic (1953), Stipanicic (1957, 1983), Bossi (1971), y Stipanicic y Bonaparte (1972, 1979). Debemos destacar que en los últimos años se realizaron importantes aportes referidos a la evolución sedimentaria de la cuenca (Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989). Recientemente, Milana y Alcober (1995), proponen un esquema tectosedimentario en el que agrupan de forma diferente los distintos ciclos según su relación genética.

Estratigrafía

La columna estratigráfica triásica de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión ha sido objeto de distintas interpretaciones. Usualmente se considera que está compuesta por dos unidades estratigráficas bien diferenciadas entre sí: el conjunto integrado por las Formaciones Talampaya-Tarjados (Roemer, 1966) y el Grupo Agua de la Peña (Bossi 1971), conformado -a su vez- por las Formaciones Chañares , Ischichuca, Ischigualasto y Los Colorados.

El esquema tectosedimentario propuesto por Milana y Alcober (1995) reconoce dos sistemas de relleno, cada uno de los cuales está compuesto por una etapa de sinrift y otra de postrift. El primer ciclo de sinrift está constituido por las sedimentitas de las Formaciones Talampaya, Tarjados, Ischichuca y Chañares, mientras que la Formación Los Rastros integra el correspondiente postrift. Por su parte, la Formación Ischigualasto se asigna al segundo estado de sinrift, siendo los depósitos de la Formación Los Colorados los representantes del postrift.

Formaciones Talampaya y Tarjados

Estas unidades constituyen el relleno inicial de la cuenca. La Fomación Talampaya sobreyace a términos sedimentarios del Pérmico en relación de discordancia angular, mientras que una discordancia erosiva la separa de la Formación Tarjados.

Si bien estas unidades tienen -en general- un desarrollo areal más restringido respecto de las superiores, en los sectores centrales de la cuenca, en dirección al este, el área de depositación de las mismas excede a la del Grupo Agua de la Peña.

Según Stipanicic y Bonaparte (1979), la ***Formación Talampaya***, (400 m sin base expuesta) está bien representada en el río Talampaya (Puerta de Talampaya) y constituida por una sucesión en la que predominan las psamitas de grano fino de color rojo pálido. López Gamundi et al. (1989) reconocen tres secuencias depositacionales: una sección inferior, con facies de abanicos aluviales, en la que predominan los flujos de detritos, mantos de creciente, barreales y participación de niveles eólicos. En la parte media, dominan depósitos fluviales entrelazados, los que hacia la sección superior se intercalan con sedimentos eólicos, aglomerados volcánicos y cuerpos basálticos, relacionados con la apertura de la cuenca. Milana y Alcober (1995) determinaron paleocorrientes dominantes hacia el nordeste y el este, para el área de Ischigualasto.

La ***Formación Tarjados*** tiene su mejor exposición en la sierra de Los Tarjados al norte del río Talampaya, con un espesor máximo (385 m) en el arroyo del Agua Escondida (Stipanicic y Bonaparte, 1979). En los afloramientos más australes, dichos autores reconocen dos miembros: uno inferior con conglomerados, que hacia arriba pasan a areniscas rojas que alternan con bancos de lutitas pardo rojizas, y otro superior sólo identificado en los sectores australes de la cuenca, integrado principalmente por areniscas de tonos blanquecinos, que rematan con un nivel de ftanita. Kokogian et al. (1987) caracterizan dos secuencias depositacionales con depósitos conglomerádicos y arenosos de origen aluvial, con alguna participación eólica, y relaciones discordantes en su base y techo.

Grupo Agua de la Peña

Formación Chañares

La ubicación estratigráfica de esta unidad está sujeta a diferentes interpretaciones. En algunos sectores de la cuenca se apoya en discordancia sobre depósitos infrayacentes, en otros presenta un conspicuo nivel de silicificación, vinculado con actividad hidrotermal (Stipanicic y Bonaparte, 1979) o interpretado como un nivel de silcrete que representaría un intervalo con muy escasa o nula acumulación (Milana y Alcober, 1995). Esta superficie determina la presencia de una considerable discontinuidad estratigráfica.

Es en la quebrada de Ischichuca donde la Formación Chañares está compuesta por conglomerados con clastos volcánicos, y matriz tobácea, que gradan verticalmente a areniscas y pelitas rojizas. Estos depósitos fueron interpretados como eventos mantiformes generados por flujos de detritos y de barro volcánicos. En esta localidad, el conjunto es cubierto, mediante una marcada discontinuidad estratigráfica, por los términos pelíticos de la Formación Ischichuca (Kokogian et al., 1987).

Por su parte, Milana y Alcober (1995) consideran que esta entidad conforma una única subsecuencia con los depósitos de la Formación Ischichuca con los que interdigita lateral y verticalmente, constituyendo en realidad facies marginales del sistema. Los mismos autores indican que, en áreas donde las facies lacustres de la Formación Ischuchuca no se depositaron, la entidad es sobrepuesta directamente por las areniscas verdosas y pelitas carbonosas de la Formación Los Rastros. Sin embargo, esta relación con las sedimentitas suprayacentes sugeriría la posibilidad que la entidad constituya, al menos, una secuencia depositacional diferenciada, tal como lo proponen Kokogian et al. (1987).

Contenido paleontológico de la Formación Chañares

Arcosaurios			
		Proterochámpsidos	*Chanaresuchus bonapartei* Romer
			Gualosuchus reigi Romer
			Tropidosuchus romeri Arcucci
		Dinosauromorfos	*Lagosuchus talampayensis* Romer
			Pseudolagosuchus major Arcucci
			Marasuchus lilloensis Sereno y Arcucci
			Lagerpeton chanarensis Romer
		Cocodrilotarsis	*Gracilisuchus stipanicicuorum* Romer
			Luperosuchus fractus Romer
			Lewisuchus admixtus Romer
Terápsidos			
	Cinodontes		
		Traversodóntidos	*Massetognathus major* Romer
			Massetognathus pascuali Romer
			Massetognathus teruggii Romer
			Megagomphodon oligodens Romer
		Chinicuodóntidos	*Probelesodon lewisi* Romer
			Probelesodon minor Romer
		Probaignognátidos	*Probainognathus jenseni* Romer
	Dicinodontes		
		Stahleckeridos	*Dinodontosaurus brevirostris* Cox
			Dinodontosaurus platygnathus Cox
			Chanaria platyceps Cox
		Kannemeyeridos	gen. et sp indet.

Formaciones Ischichuca - Los Rastros

Las Formaciones Ischichuca - Los Rastros, según López Gamundi et al. (1989), incluyen distintas facies y representan diferentes situaciones paleogeográficas de un mismo sistema depositacional. Sin embargo, otros autores consideran que ambas unidades corresponden a distintos eventos tectosedimentarios, asignando la Formación Ischichuca a la etapa de sinrift y la Formación Los Rastros al post-rift correspondiente (Milana y Alcober, 1995).

La ***Formación Ischichuca*** está integrada por importantes espesores de pelitas negras (facies lacustres), conjuntamente con facies distales o de prodelta, y de los frentes deltaicos. Estas últimas están representadas por "parasecuencias" de barras de desembocadura que avalan una profundidad máxima del lago de 25 m (López, 1995). La unidad así definida alcanza un espesor de 100 m en la entrada al parque de Ischigualasto, 250 m en La Peña y río Ischigualasto, llegando a 400 - 450 m en la quebrada de Ischichuca. Como esta Formación está constituida por facies distales del sistema fluvio - deltaico - lacustre, su presencia no se registra en el área marginal de la cuenca (sierra de Los Tarjados).

La ***Formación Los Rastros*** está representada por facies dominantemente arenosas que se asignan a los ambientes deltaicos y fluviales del sistema. El contacto con la unidad infrayacente es transicional, mientras que en su techo una discordancia estratigráfica la separa de la Formación Ischigualasto. Sus espesores máximos se ubican en las quebradas de Ischichuca (500 m) y de La Peña (300 m), disminuyendo hacia el este - nordeste.

En los tramos inferiores predominan las facies pelíticas, mantos de carbón y cuerpos de arena no canalizados. Estos depósitos corresponden, en su mayoría, a llanuras

Contenido paleontológico de las Formaciones Ischichuca-Los Rastros

Paleovertebrados:

Myrilepis elongatus Cabrera 1944 (pez paleonisciforme)

Invertebrados:

Estheria sp (posiblemente del género Cyzycus)
Palacomutela gelabra Frenguelli (Pelecípodo de agua dulce)
Palacomutela occidentalis Freng

Icnitas:

Rigalites ischigualastianus V. Huene
Huellas tridáctilas inéditas

Contenido paleontológico (vertebrados) de la Formación Ischigualasto

Grupo	Especie	Hábitat
I. Anfibios		
Laberintodóntidos:	*Promastodonsaurus bellmani* Bonaparte	acuático (ribereño)
Capitosáuridos:	*Pelorocephalus ischigualastensis* Bonaparte	acuático (palustre)
Chigutisáuridos:		
II. Reptiles		
Lepidosaurios:		
Rincosaurios:	*Scaphonix sanjuanensis* Sill	planicie de inundación
Arcosaurios:	*Proterochampsa barrionuevoi* Reig	acuático (ribereño)
Proterochámpsidos:	*Chanaresuchus* sp. nov Sill et al.	acuático (ribereño)
Cerritosáuridos:	*Aetosauroides scagliai* Casamiquela	planicie de inundación
Stagonolépidos:	*Saurosuchus galilei* Reig	planicie de inundación
Rauisúquidos:	Poposauridae nov. Alcober et al.	planicie de inundación
Poposáuridos:	*Trialestes romeri* Bonaparte	planicie de inundación, ribereño?
Esfenosuquios:	*Venaticosuchus rusconii* Bonaparte	tierras altas?
Ornitosuquios:		
Dinosaurios:		
Terópodos:	*Herrerasaurus ischigualastensis* Reig	planicie de inundación
	Ischisaurus cattoi Reig (*)	planicie de inundación
	Frenguelisaurus ischigualastensis Novas (*)	tierras altas?
	Eoraptor lunensis Sereno et al.	planicie de inundación
Ornitisquios:	*Pisanosaurus mertii* Casamiquela	tierras altas?
Terápsidos:		
Cinodontes:	*Ischignathus sudamericanus* Bonaparte	planicie de inundación
Traversodóntidos:	*Exaeretodon argentinus* (Cabrera) Bonaparte	planicie de inundación
	Exaeretodon frenguellii Cabrera (**)	planicie de inundación
	Proexaeretodon vincei Bonaparte (**)	planicie de inundación
	cf. *Chinicuodon theotonicus* Huene	planicie de inundación
Chinicuodóntidos:	*Probelesodon sanjuanensis* Martínez et al.	planicie de inundación
	Ecteninion lunensis Martínez et al.	planicie de inundación
Dicinodontes:	*Ischigualastia jenseni* Cox	planicie de inundación, ribereño?
Kannemeyéridos:		planicie de inundación, ribereño?

(*) Propuestos como sinonimia de *Herrerasaurus ischigualastensis* (Novas, 1994).
(**) Propuestos como sinonimia de *Exaeretodon argentinus* (Hopson y Kitching, 1972).

deltaicas bajas, con asociaciones de barra de desembocadura, canal distributario, de bahía interdistributaria y de desbordamiento o rotura de albardón. En la sección superior predominan depósitos fluviales, con cuerpos canalizados arenoso - conglomerádicos, con estratificación entrecruzada planar y en artesa. Esta última es marcadamente progradacional, con un sensible aumento de las fracciones arenosas y conglomerádicas. Uno de estos niveles corresponde al denominado «Conglomerado de la Peña», que ha sido incluido indistintamente en la Formación Los Rastros (Frenguelli, 1948; López Gamundi et al., 1989), y en la Formación Ischigualasto (Yrigoyen y Stover, 1970; Milana y Alcober, 1995).

Formación Ischigualasto

Esta Formación está bien expuesta en el cerro Bola, donde Yrigoyen y Stover (1970) midieron 900 m de espesor, disminuyendo a 600 m en La Chilca, 540 m en El Salto, 320 m en el río de la Peña y 200 m en Talampaya. La secuencia está dominada por elementos finos, arcilitas y tobas grises y grises verdosas, donde se intercalan bancos de areniscas lenticulares y lentes de arcilitas carbonosas y carbón (Stipanicic y Bonaparte, 1979).

La base de la unidad está definida por una discontinuidad estratigráfica. Milana y Alcober (1995) consideran que la misma corresponde a una segunda etapa de sinrift en la cuenca, la cual estaría avalada por la presencia de mantos basálticos . Los mismos autores incluyen el «Conglomerado de la Peña» como base de la Formación Ischigualasto; este criterio está avalado por más de un centenar de mediciones de paleocorrientes que coinciden con las medidas para la Formación Ischigualasto (O-SO). El techo está relacionado con una discontinuidad estratigráfica mayor, asociada con un cambio climático o ambiental de importancia. También se la describe como una discordancia angular (Yrigoyen y Stover, 1970;

Contenido paleontológico (paleovertebrados) de la Formación Los Colorados

Grupo	Especie	Hábitat
Reptiles:		
Arcosaurios:		
Crurotarsis:		
Stagonolépidos:	*Neoaetosauroides engaeus* Bonaparte	Herbívoros acorazados
Rauisúquidos:	*Fasolasuchus tenax* Bonaparte	Carnívoros depredadores, cuadrúpedos
Esfenosúquidos:	*Pseudohesperosuchus jachaleri* Bonaparte	Pequeños carnívoros, carroñeros?
Ornitosúquidos:	*Riojasuchus tenuiceps* Bonaparte	Ágiles carnívoros depredadores, cuadrúpedo
Protosúquidos:	*Hemiprotosuchus leali* Bonaparte	Pequeños carnívoros, cuadrúpedos
Dinosaurios:		
Plateosáuridos:	*Coloradia brevis* Bonaparte	Herbívoros, bípedos
Prosaurópodos:	*Riojasaurus incertus* Bonaparte	Grandes herbívoros, cuadrúpedos
Coelurosáuridos:	*Coelurosauria indet.*	Pequeños y ágiles carnívoros
Terápsidos:		
(reptiles mamiferoides)		
Cinodontes		
Ictidosaurios:	*Chaliminia musteloides* Bonaparte	Pequeño carnívoro, insectívoros
Tritylodontidos:	cf. *Tritylodon* sp.	Herbívoros
Dicinodontes:	*Jachaleria colorata* Bonaparte	Herbívoros, comedores de raíces?
Testudines:		
(tortugas)	*Testudines* nov. Rougier y de la Fuente	Herbívoros

Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989); otros autores como Frenguelli (1948) y Milana y Alcober (1995) consideran que el contacto con la suprayacente Formación Los Colorados es transicional.

El arreglo general de la unidad es granocreciente, pero se conforma internamente por ciclos granodecrecientes de menor jerarquía. Estos ciclos comienzan con areniscas gruesas de base erosiva con entrecruzamiento planar y en artesa, las que pasan verticalmente a niveles limolíticos, rojizos y verdosos, con intensa bioturbación (marcas de raíces) y ocasionales niveles carbonosos y calcretes. El material tobáceo está presente en toda la secuencia. Podemos considerar que estos depósitos fueron generados por sistemas fluviales de mediana a alta sinuosidad.

Formación Los Colorados

Aflora en la sierra Morada, cerros Morado y Bola y con menor extensión en la zona de Talampaya. Los espesores varían de 900 a 1000 m en la zona de Ischigualasto - Ischichuca, hasta sólo 100 m en Agua Escondida (Stipanicic y Bonaparte, 1979).

Como ya fue discutido al tratar la Formación Ischigualasto, existen varias interpretaciones respecto de la relación estratigráfica con la unidad basal. En cambio, no hay mayores discrepancias al considerar el carácter discordante con las suprayacentes Formaciones Cerro Rajado y Quebrada del Medio, ambas de edad cretácica.

La Formación Los Colorados está compuesta por areniscas rojizas de hábito tabular y laminación paralela, con intercalaciones limo - arcilíticas rojizas, más frecuentes hacia el sector superior. Aparecen también conglomerados en cuerpos canalizados en el área de la Hoyada de Ischigualasto. La unidad presenta dos ciclos, uno inferior con marcado arreglo granocreciente y uno superior granodecreciente; en el primero predomina la progradación de sistemas fluviales sobre asociaciones distales de barreal, con el desarrollo de facies canalizadas en el tope del mismo; el segundo ciclo estaría asociado con un decrecimiento paulatino de la energía del sistema, como consecuencia de la colmatación de la cuenca y la consiguiente disminución de los gradientes (Kokogian et al., 1987; López Gamundi et al., 1989).

Recientes aportes de Limarino et al. (1990) y Caminos et al. (1995) hacen referencia a sedimentitas triásicas en el tramo medio del río del Peñón, sobre la vertiente occidental de la Precordillera riojana, a unos 25 km de Jagüé. Se trata de una secuencia de capas rojas, con un espesor mínimo de 700 m, constituida por areniscas y pelitas, con escasos conglomerados, margas y tufitas.

El ambiente de sedimentación fue interpretado como fluvial de tipo meandriforme, con facies finas de llanura de inundación, muy bien desarrolladas en la base. En la sección media hay participación lacustre y en la superior aparece una secuencia arenosa de ambiente eólico (Limarino et al., 1990). Caminos et al. (1995) correlacionan estos depósitos con la Formación Los Colorados y les asignan una edad neotriásica tardía. En tal sentido, consideran la posibilidad que constituyan la prolongación de los términos más jóvenes de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión hacia el noroeste, aunque no se descarta que se trate del relicto de una subcuenca aislada. Si bien no existen argumentos paleontológicos, Caminos et al. (1995) mencionan que los términos cuspidales de esta secuencia podrían corresponder al Jurásico más bajo, lo que determinaría una potencial correlación con las sedimentitas de la Formación Río Blanco de la cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla, 1989 y Kokogian et al., 1993).

Contenido paleobotánico y edad del Grupo Agua de la Peña

Stipanicic y Bonaparte (1979) han resumido los antecedentes de los trabajos geológicos y paleontológicos de esta cuenca (véase el Cuadro 3). Para la Formación Ischigualasto en la Hoyada de Ischigualasto, Zamuner (1992), deduce la presencia de un bosque higro-halófito en galería. Concluye además que el ambiente físico presente durante la depositación de la secuencia es el responsable de los tipos fosilíferos generados; así, los bolsones de cutículas fueron preservados por meandros abandonados, que incorporaban en forma hipoautóctona la vegetación lindera a estos ambientes.

Con respecto a la edad de las unidades de esta cuenca, las Formaciones Talampaya y Tarjados fueron asignadas al Mesotriásico temprano; las Formaciones Ischichuca y Los Rastros al Mesotriásico tardío, Ischigualasto al Neotriásico temprano y Los Colorados al Neotriásico tardío (Stipanicic y Bonaparte, 1979). La edad reconocida para la Formación Ischigualasto coincide con las dataciones realizadas por el método Ar40/Ar39 (228, 5 ± 0,3 Ma) sobre material tobáceo (Rogers et al., 1993).

Nota del coordinador

El coordinador de este Capítulo (D.A.K.) hace notar que, habida cuenta de la prolífica bibliografía relacionada con el Triásico y de la imposibilidad material de incluir la cita de todas ellas, decidió mencionar los trabajos de síntesis publicados con anterioridad, en los que se discute profusamente los aportes anteriores, y aquellos trabajos recientes que constituyen aportes novedosos al conocimiento del tema. En este trabajo de selección, posiblemente, se pueda haber incurrido en un error por omisión, el cual espero sea comprendido.

Desea además, expresar su agradecimiento explícito a todos aquellos que colaboraron en la preparación de este capítulo, ya que sin su participación el mismo hubiera resultado imposible de realizar, y muy especialmente al Dr Stipanicic por las innumerables sugerencias aportadas, y a los amigos y colegas con los que compartió tanto tiempo dedicado al estudio del Triásico. Agradece también a Norma Gómez, Patricia Cohen y Laura Fina por la ayuda recibida durante la preparación del trabajo.

CUADRO 3. CONTENIDO PALEOFLORÍSTICO DE LOS GRUPOS AGUA DE LA PEÑA Y SOROCAYENSE

A. Grupo Agua de la Peña; 1) Formación Ischichuca 2) Formación Los Rastros; 3) Formación Ischigualasto (A. Archangelsky y Brett, 1961; A1. Archangelsky y Brett, 1963; B. Bonetti, 1966; G. Groeber y Stipanicic, 1953; S. Stipanicic y Bonaparte, 1979; Z. Zamuner, 1991. B. Grupo Sorocayense en la quebrada de la Cortaderita; 4) Formación Barreal; 5) Formación Cortaderita; nf2 y nf3 niveles fosilíferos 2 y 3 definidos por Groeber y Stipanicic, 1953. (A. Artabe et al., 1995; S1. Stipanicic, 1979).

TAXA	A			B		
	1	2	3	4	5	
					nf2	nf3
Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli		S			S1	
Equisetites sp.				S1		
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle	S?	G S	S			
N. ischigualasti Frenguelli		G S				
N. ramaccionii Frenguelli		G S				
Neocalamites sp.				S1	A	
Phyllotheca australis Brongniart		G S			S1	
Cladophlebis antarctica (Nathorst) Halle				A		
C. kurtzi Frenguelli		G S				
C. mendozaensis (Geinitz) Frenguelli		G S		S1		S1
C. mesozoica Kurtz		G S				
Cladophlebis sp.					A	
Lobifolia deyerseyi Retallack et al., 1977				A		
Coniopteris harringtoni Frenguelli				S1		
C. walkomi Frenguelli				S1		
Chiropteris zeilleri Seward				S1		
C. barrealensis Frenguelli				S1		
Dictyophyllum (D.)tenuifolium Stipanicic & Menéndez				S1		
D.(D) castellanosii Stipanicic & Menéndez				S1		
D. (T.) barrealensis (Stipanicic & Menéndez) Herbst				S1		
Hausmania faltisiana Stipanicic & Menéndez				S1		
Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella		G S			S1	
D. narrabeenense Dun in Walkom) Jacob & Jacob						S1
D. lancifolium (Morris) Gothan		S	G S	A	S1	S1A
D. dubium (Feistmantel) Gothan	S	S				
D. odontopteroides (Morris) Gothan		S	G S	S1A	S1	A
Zuberia barrealensis Frenguelli				S1A		
Z. feistmantelii (Johnson) Frenguelli				S1		S1
Z. papillata (Townrow) Artabe			Z	S1A	A	
Z. zuberi (Szajnocha) Frenguelli	S	S	S			
Johnstonia coriacea (Johnston) Walkom		G S	G S	S1		
J. stelzneriana (Geinitz) Frenguelli	S	G S	G	S1		
Xylopteris argentina (Kurtz) Frenguelli		G S	G S	S1	S1	
X. elongata (Carruthers) Frenguelli		G S	G S	S1	S1	
Umkomasia macleani Thomas					S1	
Pteruchus barrealensis (Frenguelli) Holmes y Ash				S1		S1
Lepidopteris stormbergensis (Seward) Townrow			Z			
Scytophyllum neuburgianum Dobruskina			Z			
Scytophyllum sp.					A	
Pachydermophyllum praecordillerae (Frenguelli)Retallack		G S		S1A	S1	
Glossopteris longicaulis (Du Toit) Thomas				A		
Pseudoctenis anomozamoides Bonetti				S1		
P. ctenophylloides Bonetti						S1
P. falconeriana (Morris) Bonetti				S1		
P. fissa Du Toit				S1		
P. groeberiana Bonetti				S1		
P. harringtoniana Bonetti				S1		
P. barrealensis (Frenguelli emend. Bonetti) Artabe				S1		
Pseudoctenis sp. A.					A	
Pterophyllum angustum (Braun) Gothan				S1		
P. inconstans (Braun) Goeppert				S1		
P. propinquum Goeppert				S1		
Anomozamites nilssoni (Phillips) Lindley & Hutton				S1?		
A. gracilis Nathorst				S1		
Kurtziana cacheutensis (Kurtz) Frenguelli					S1	
Taeniopteris carruthersi Tenison Woods					S1	
T. mc'clellandi Oldham & Morris					S1	
T. plicatella (Solms) Menéndez (=Copiapea plicatella)					S1	
Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Oishi		G S	G	A	S1	
Y. du-toiti Oishi						S1
Y. wielandi Oishi					S1	
Y. mareyesiaca (Geinitz) Oishi		S	G		S1	S1
Y. spathulata Oishi		G S			S1	
Linguifolium sp.				S1	S1	
Ginkgophytopsis lacerata (Arber) Retallack				S1		
G. cuneata (Carruthers) Retallack				S1		
Baiera cuyana Frenguelli				S1A		
Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Florin				A	S1	S1
S. stormbergensis (Seward) Frenguelli				A	S1	S1
Sphenobaiera sp.					A	
Saportaea dichotoma (Frenguelli) Stipanicic & Bonetti				S1		
S. flabellata (Frenguelli) Stipanicic & Bonetti				S1		
S. intermedia Stipanicic & Bonetti				S1		
Czekanowskia rigali Frenguelli		G S				
Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack		S	G S		S1	
Pterorrachis ambigua Frenguelli		G S				
P. problematica Frenguelli		G S				
Cycadocarpidium andium Frenguelli		S	G		S1	
Araucarioxylon argentinum Zamuner			Z			
Protojuniperoxylon ischigualastensis Bonetti			B			
Protophyllocladoxylon cortaderitaensis Menéndez						S1
Michelilloa waltonii Archangelsky y Brett			A1			
Rhexoxylon piatnitzkyi Archangelsky y Brett emend. Zamuner			A Z			
Carpolithus mackayi Arber				S1		S1

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ÁLVAREZ, P.P., BENOIT, S.V. y OTTONE, E.G.1994. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 123-142.

ARRONDO, O.G., SPALLETTI, L.A., MOREL E.M. y GANUZA, D.G., 1988 (1991). The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). Gondwana Symposium (7: 1988, Sao Paulo)Gondwana Seven Proceedings, H. Ulbrich & A.C. Rocha-Campos (Eds.) Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 1991, 714: 517-532

ARTABE, A.E., 1985. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. Ameghiniana. 22 (1-2) 3-22.

ARTABE, A.E., 1986. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. Ameghiniana, 22 (3-4): 159-180.

ARTABE, A.E., BREA, M., y ZAMUNER, A.B., 1994a. Una nueva especie de Rhexoxylon Bancroft emend Archangelsky y Brett 1961 del Triásico de Paramillo de Uspallata, Mendoza, Argentina. 9º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Mar del Plata.

ARTABE, A.E., MOREL, E., y ZAMUNER, A.B., 1994b. Estudio paleobotánico y tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico Superior), en el Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén, Argentina. Ameghiniana 31 (2):153-160.

ARTABE, A.E., BREA, M., ZAMUNER, A.B., GANUZA, D. y SPALLETTI, L.A. 1995a. Paleoecología de la vegetación triásica asociada a un lago de la Formación Cortaderita, provincia de San Juan, Argentina (resumen). Actas 2ª Reunión del Triásico del Cono Sur 4. Bahía Blanca.

ARTABE, A.E., MOREL, E.M. y BREA, M., 1995b. La tafoflora triásica del Grupo Tronquimalal, provincia de Mendoza, Argentina (resumen). Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur 5-6. Bahía Blanca.

AZCUY, C.L., MORELLI, J., VALENCIO, D. y VILAS, J., 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. 7° Congreso Geológico Argentino, I: 243-256.

BÁEZ, A., MARSICANO, C. y CIONE, A., 1993. Vertebrados mesozoicos. En: Ramos, V. (Ed.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 2 (13): 341-348. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos.

BONAPARTE, J., 1966. Cronología de algunas Formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21: 20-38.

BONAPARTE, J. F. y VINCE, M. 1979. El hallazgo del primer nido de dinosaurios Triásicos (Saurisquia, Prosauropoda), Triásico Superior de Patagonia, Argentina. Ameghiniana 16 (1-2): 173-182.

BORRELLO, A.V. y CUERDA, A. J., 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, Notas 2 (10): 1-20.

BOSSI, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, Madrid, 2, Sec. 1 611-627

BOSSI, G.E., 1975. Geología de la Cuenca Marayes - El Carrizal (Provincia de San Juan, República Argentina). Actas 6º Congreso Geológico Argentino I: 23-38.

BREA, M., 1995. Paleoecología del bosque triásico de Darwin, Agua de la Zorra, Provincia de Mendoza, Argentina (resumen). Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur. 8-9. Bahía Blanca.

CAMINOS, R., ZAMUNER, A. B., LIMARINO, C. y FAUQUÉ, L., 1995. Hallazgo de Triásico superior en la Precordillera Riojana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50: 262-265.

CASAMIQUELA, R. M. 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con su aplicación al estudio de las pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Ministerio de Asuntos Sociales, Provincia de Río Negro: 1-47.

CASAMIQUELA, R. M., 1972. Informe preliminar sobre los reptiles de la Formación Puesto Viejo (San Rafael, Mendoza). Apéndice Paleontológico, Servicio Nacional Minero Geológico Boletín 132: 123-125.

CASAMIQUELA, R. M., 1977. The presence of the genus *Plateosaurus* (Sauropodomorpha) in the Upper Triassic of the El Tranquilo Formation, Patagonia. 4th International Gondwana Symposium (Abstract): 30-31. Calcuta.

CHEBLI, G. A., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1976. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado), provincia de Santa Cruz. Actas 6º Congreso Geológico Argentino 1:355-373.

CHEBLI, G. A., TOFALO, O. y TURAZZINI, G.E., 1989. Mesopotamia. Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 79-100. San Miguel de Tucumán.

CORTÉS, J. M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (3): 217-235.

DI PERSIA, C.A.,1965. Presencia de Sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado. Acta Geológica Lilloana 7:147-155

FOSSA MANCINI, E., 1937. Las investigaciones geológicas de YPF en la provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional. Boletín Informacioenes Petroleras, 14 (145): 51-118.

FRANCHI, M. R., PANZA, J. y DE BARRIO, R. E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos en la Patagonia Extrandina. En: G.Chebli y L. Spalleti, (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas: 347-378. San Miguel de Tucumán.

FRENGUELLI, J., 1944. Contribuciones al conocimiento del Gondwana Superior en la Argentina. XV La Flórula de la base de la "Serie Cacheuta" en el Cerro de los Baños, Mendoza. Notas del Museo de la Plata, 9 Paleontología 63:121-160.

FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. GAEA, 8:159-309.

GANUZA, D. G., SPALLETTI, L. A., MOREL, E. M. y ARRONDO, O. G., 1995a. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. Ameghiniana 32: 3-18.

GANUZA, D.G., ARTABE, A.E., ZAMUNER, A.B. y SPALLETTI, L.A., 1995b. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Hilario - Quebrada de los Pajaritos (Formación El Alcázar), provincia de San Juan, Argentina (resumen). Actas 2a Reunión del Triásico del Cono Sur: 14. Bahía Blanca.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 19: 151-188.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972. Descripción geológica de la hoja 27d, San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132, 127 pp.

GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Asociación Geológica Argentina, Revista 2: 409-433.

GROEBER, P., 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina 11: 281-292.

GROEBER, P. y STIPANICIC, P., 1953. Triásico. En Groeber, P. et al.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 13-131.

GROEBER, P., STIPANICIC, P. y MINGRAMM, A., 1953. Jurásico. En Groeber, P. et al.: Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA: 143-347.

GULISANO, C.A., GUTIÉRREZ PLEIMLING A.R. y DIGREGORIO, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259.

HERBST, R. y LUTZ, A., 1993. Probables hongos (Pyrenomycetes) en el Triásico superior de Marayes (Formación Carrizal), Provincia de San Juan, Argentina. Ameghiniana 30: 91-92.

HERBST, R. y LUTZ, A., 1995. *Tranquiloxylon petriellai* nov.gen. et sp. (Pteridospermales) from the Upper Triassic Laguna Colorada Formation, Santa Cruz Province., Argentina. Ameghiniana 32: 231-236.

JALFIN, G. A. y HERBST, R., 1995. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Estratigrafía. Ameghiniana 32 (3): 211-229.

KOKOGIAN, D. A. y MANCILLA, O.H., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En G. Chebli y L. Spallletti (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales , Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6:169-201.

KOKOGIAN, D. A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y LEGARRETA, L., 1987. Cuenca Ischigualasto-Villa Unión : análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental. YPF (inédito).

KOKOGIAN, D. A, BOGGETTI, D.A. y REBAY, G.A., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrampamientos estratigráficos sutiles. 1er. Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 2: 649-674.

KOKOGIAN, D. A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. 9º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, I (7): 65-78.

LABUDIA, C.H., ARTABE, A.E., MOREL, E.M., BJERG. E.A. y GREGORI, D.A., 1992. El género *Pleuromeia corda* (Lycophyta Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. Ameghiniana 32 (1): 195-199.

LABUDIA, C.H., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W. y ARTABE, A.E., 1995. El Triásico de

Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Actas 2a Reunión Triásico del Cono sur: 17-21. Bahía Blanca.

LEANZA, H., 1986. Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional (inédito).

LEGARRETA, L. y GULISANO, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior). Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 221-243. San Miguel de Tucumán.

LIMARINO, C., FAUQUÉ, L. y CAMINOS, R., 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera Riojana. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 169-174.

LÓPEZ, S.D., 1995. Estudio estratigráfico secuencial y oleogeoquímico del paleolago Ischichuca-Los Rastros en el Parque Ischigualasto; comparación con los sistemas de Mendoza norte y su relación con la exploración regional de hidrocarburos. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Tesis para la Licenciatura (inédita).

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), Western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts S1: 6-7. Recife.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y ASTINI, R.A., 1992. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar - Agua de Los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. Actas Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 3: 97-104.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., ÁLVAREZ, L., ANDREIS, R., BOSSI, G., ESPEJO, I., FERNÁNDEZ SEVESO, F., LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D., LIMARINO, C., y SESSAREGO, H., 1989. Cuencas intermontanas. En G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 123-167.

MENÉNDEZ, C., 1951. La flora mesozoica de la Formación Liantenes (Provincia de Mendoza). Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica) II, 3: 147-261.

MILANA, J.P. y ALCOBER, O., 1995. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 217-235.

MOREL, E.M., 1991. Estudio paleoflorístico y paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta, Provincia de Mendoza. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. (inédita). 368 pp. La Plata.

MOREL, E.M., 1994. El Triásico del cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geología, contenido paleoflorístico y cronoestratigrafía. Ameghiniana, 31 (2): 161-176.

MOREL, E.M. y ARTABE, A.E., 1993. Floras Mesozoicas. En: Ramos, V. (Ed.): Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 2 (10): 317-324.

MOREL, E.M., SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G. y GANUZA, D.G., 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico Superior de Las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao, Provincia del Neuquén, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.) 9 Paleontología, 58: 199-222.

NÚÑEZ, E., BACHMANN, E. W. de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAÍN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.

OTTONE, E.G. y GARCÍA, G.B., 1991. A Lower Triassic miospore assemblage from the Puesto Viejo Formation, Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 68: 217-232.

PARKER, G., 1965. Levantamiento geológico en escala 1:100.000 entre las estancias Catán Lil y Sañicó, Provincia del Neuquén. YPF (inédito).

PESCE, A. H., 1974. Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, provincia de Río Negro. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo final de Licenciatura (inédito). Buenos Aires.

PEZZI, E. E. y MOZETIC, M. E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense. Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989: 65-78. San Miguel de Tucumán.

RABASSA, J., 1974. Geología de la región Pilcaniyeu- Camallo. Fundación Bariloche, Dpto. Recursos Naturales Energéticos, Publicación 17.

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

RAPELA, C. y S. KAY, 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11: 175-182.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., LLAMBÍAS, E.J., LABUDÍA, C. y ARTABE, A.E., 1996."Gondwana" magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third International Symposium Andean Geodynamics: 791-794. Saint-Malo.

ROEMER, A.S., 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. I. Introduction. Breviora 247: 1-14, Cambridge, Massachussetts.

ROGERS, R.R., SWISHER, C.C., SERENO, P., MONETTA, A.M., FORSTER, C.A. y MARTÍNEZ, R.N., 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of dinosaur origins.Science 260: 794 -797.

SPALLETTI, L., 1994a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior, Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología: 41-46.

SPALLETTI, L., 1994b. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores (Triásico), noroeste de la Patagonia, República Argentina. Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología: 43-57.

SPALLETTI, L., 1995a. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental de la Precordillera Sanjuanina, República Argentina (resumen). 2a Reunión Triásico del Cono Sur: 27-28. Bahía Blanca.

SPALLETTI, L., 1995b. Controles sobre el desarrollo y evolución de los sistemas fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada, provincia de Mendoza, República Argentina (resumen). Taller de Trabajo Controles en la Sedimentación Aluvial: 20-22. Buenos Aires.

SPALLETTI, L., 1997.Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 49:109-124.

SPALLETTI, L. y MOREL, E., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuíu (Tiásico), sur de Mendoza (Argentina). Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 159-166.

SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. y GANUZA, D.G., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 544-557.

SPALLETTI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. y GANUZA, D.G., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 167-172.

SPALLETTI, L.A., ARTABE, A.E., BREA, M. y GANUZA, D.G., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 50: 175-188.

SPALLETTI, L.A, MERODIO, J.C., MATHEOS, S.D. e IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ, A.M., 1996. Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina. 51: 51-60.

STIPANICIC, P.N., 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. Asociación Geológica Argentina, Revista 4: 218-234.

STIPANICIC, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20º congreso Geológico Internacional, Sección 2: 73-112. México.

STIPANICIC, P.N., 1972. La Cuenca triásica de Barreal (provincia de San Juan). En Leanza, A.F. (Editor): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p: 537-566.

STIPANICIC, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 695-744.

STIPANICIC, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Naim, A. (Eds.). the Phanerozoic Geology of the World, 2 The Mesozoic, B: 181-199. Elsevier, Amsterdam.

STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja). En: A. Leanza (Ed.): "Geología Regional Argentina", Academia Nacional Ciencias, Córdoba, 507-536.

STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En Turner, J.C.M. (Editor): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, I: 523-575.

STIPANICIC, P.N. y BONETTI, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. Gondwana Stratigraphy. Proceedings of the 1st. Gondwana Symposium. International Union of Geological Sciences: 1081-1119. UNESCO.

STIPANICIC, P.N., LINARES, E., 1975. Catálogo de Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974. Asociación Geológica Argen-

tina Serie B Didáctica y Complementaria 3. 42 pp.

STIPANICIC, P. N., RODRIGO, F., BAULÍES, O.L. y MARTÍNEZ, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2):67-98.

STIPANICIC, P.N., HERBST, R. y BONETTI, M.I.R., 1996. Floras Triásicas. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 11:127-184.

VOLKHEIMER, W. y PAPÚ, O. H., 1993. Una microflora del Triásico superior de la cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina, Ameghiniana 30(1): 93-100.

YRIGOYEN, M. R. y STOVER, L.W., 1970. La Palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas. 2: 427-447

YRIGOYEN, M.R., ORTIZ, A. y MANONI, R., 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6: 203-220.

ZAMUNER, A.B.,1992. Estudio de una tafoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), provincia de San Juan. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis doctoral (inédita).

ZAMUNER, A.B., y ARTABE, A., 1990. El género *Scytophyllum* Borneman 1856 (Familia Peltaspermaceae Thomas), un nuevo representante de la flora triásica de Argentina. Revista Museo de La Plata, Nueva Serie 9, 54: 131-141.

ZAMUNER, A.B., GANUZA, D.G., ARTABE, A.E. y SPALLETTI, L.A., 1995. Tafanomía y paleoecología de la flora triásica de Hilario - Agua de Los Pajaritos (Formación El Alcázar), Provincia de San Juan, Argentina (resumen). Actas 2a Reunión Triásico del Cono Sur: 29. Bahía Blanca.

ZAVATTIERI, A. M., 1993. Palinología de la Formación El Tranquilo (Triásico), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 29 (4): 305-314.

ZAVATTIERI, A. M., 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina. Correlación. Actas 2a Reunión Triásico del Cono Sur. 30-35. Bahía Blanca.

ZAVATTIERI, A. M. y PAPÚ, O. H., 1993. Microfloras Mesozoicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, 2 (9): 309-316.

ZAVATTIERI, A. M., VOLKHEIMER, W., ROSENFELD, U., 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). Zbl. Geologie Palaontologie Teil 1: 133-154.

Recibido: agosto 1996, revisado mayo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (16): 399 - 432, BUENOS AIRES, 1999

EL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL Y LA CUENCA NEUQUINA

1. FACIES SEDIMENTARIAS

Leonardo Legarreta y Miguel A. Uliana †

INTRODUCCIÓN

Los estratos jurásico-cretácicos de la cuenca Neuquina alcanzan espesores totales cercanos a los 7000 metros. Esa pila sedimentaria es el registro de la presencia de cuencas marinas y continentales desarrolladas por detrás del margen pacífico de la Placa Sudamericana. El proceso de acumulación se inició en realidad promediando el período Triásico, en una serie de fosas de tipo rift. Durante el Jurásico, las fosas iniciales fueron paulatinamente reemplazadas por un repositorio más grande y continuo que controló el desarrollo de una cuña sedimentaria única, elongada en sentido norte-sur. El estilo de subsidencia se mantuvo con variaciones relativamente menores hasta fines del Cretácico, acompañando la continuidad del proceso de convergencia sobre el borde activo del continente.

Las acumulaciones sedimentarias así formadas se extienden sobre gran parte del Neuquén, el suroeste de Mendoza, el suroeste de La Pampa y el noroeste de Río Negro, caracterizándose por una estratigrafía cambiante y compleja. Se destacan la reiterada alternancia de acumulaciones detríticas, carbonáticas y evaporíticas, así como marcados cambios de facies reconocidos mediante estudios de afloramientos, de diagrafías de pozos y de innumerables secciones sísmicas.

Muchas de estas unidades son ricamente fosilíferas, y esa circunstancia permite una resolución cronológica de considerable detalle y nivel de confianza. Los intervalos no-marinos son menos susceptibles de datar con precisión. Sin embargo, estimaciones basadas en análisis de secuencias deposicionales y consideraciones sobre tasas de sedimentación, permiten establecer que hacia las partes más subsidentes de la cuenca el registro sedimentario local se encuentra físicamente representado por la totalidad de los pisos del Jurásico y Cretácico.

Pese a este registro relativamente completo, numerosos estudios en detalle revelan la existencia de discontinuidades estratigráficas de diverso calibre (Figuras 1 y 2), que pueden ser seguidas por grandes distancias a lo largo y ancho de la cuenca. El análisis de facies y de los sistemas deposicionales representados en los intervalos limitados por esas discontinuidades, ha permitido formular unos veinte ensayos de reconstrucción paleogeográfica. Los mapas resultantes fueron utilizados como base para describir las variaciones témporo-espaciales que caracterizan a la estratigrafía jurásico-cretácica de la región que nos ocupa.

JURÁSICO INFERIOR

Los depósitos jurásicos más antiguos son principalmente series heterogéneas de carácter continental (Figuras 3 y 4). Estas capas suelen ser atribuidas al Jurásico por la presencia de plantas de la «Flora de *Otozamites*» (Stipanicic y Bonetti, 1970; Riccardi, 1983). En ausencia de tales elementos resulta difícil segregar a estos depósitos de las acumulaciones triásicas a las que con frecuencia se asocian (Lambert y Galli, 1950; Galli, 1953). Predominan los clásticos rojizos, localmente conglomerádicos, interestratificados con rocas volcánico-piroclásticas que varían desde ignimbritas riolíticas hasta andesitas y basaltos (Digregorio, 1972). Los espesores oscilan entre 0 m y algo más de 1 km, reflejando acumulación sintectónica en un sistema de fosas de tipo hemigraben (Orchuela y Ploszkiewicz, 1984). Las rocas que componen la sucesión triásica-eojurásica son referidas a distintas entidades estratigráficas, que se acumularon en un contexto de taludes volcaniclásticos, abanicos aluviales, barreales y ocasionalmente lagos meromícticos. Se trata de las ***Formaciones Piedra del Águila*** y ***Sañicó*** (Gulisano y Pando, 1981) y ***Lapa*** (Galli, 1953; Stipanicic et al., 1968) en el centro-sur de Neuquén; ***Formaciones Planicie Morada*** y «***Serie Andesítica Liásica***» (Digregorio, 1972; Robles, 1984) en el subsuelo de Río Negro, y ***Formación Remoredo*** (Groeber et al., 1953; Legarreta y Gulisano, 1989) en el sur de Mendoza. La zona del alto río Atuel se destaca por la presencia de depósitos arenosos y pelíticos oscuros con amonites hettangianos y sinemurianos (Riccardi et al., 1988a). Dichas acumulaciones marinas revelan que, hacia el sector norte de la cuenca, el sistema de hemifosas tectónicas comenzó a ser invadido por aguas oceánicas durante el Jurásico más temprano (Figura 5).

El siguiente episodio de acumulación, usualmente referido como «***Ciclo Cuyano***» (Groeber, 1946; Groeber et al., 1953; Digregorio y Uliana, 1980), registra condiciones de coalescencia de los depocentros originales, pronunciado traslape regional, y desarrollo de un extendido engolfamiento marino en posición de retroarco (Figura 6). Con la instauración de este nuevo marco deposicional tuvo lugar la acumulación de una sucesión detrítica que, en la región del alto Atuel, supera los 1500 m de espesor e involucra términos del Jurásico inferior y medio (Yrigoyen, 1979). Este complejo sedimentario se inicia con un depósito de transgresión de espesor variable entre pocos centímetros y varias decenas de metros (Legarreta y Gulisano, 1989). Los desarrollos en facies arenoso-conglomerádicas son localmente denominados ***Formaciones El Freno***, ***Puesto Araya*** y ***Sierra Chacaico***, y los equivalentes calcáreos son conocidos como ***Formación Chachil*** (Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza, 1990). La edad

ASTRA C.A.P.S.A. Exploración y Producción. Tucumán 744 - 10º - 1049 - Buenos Aires

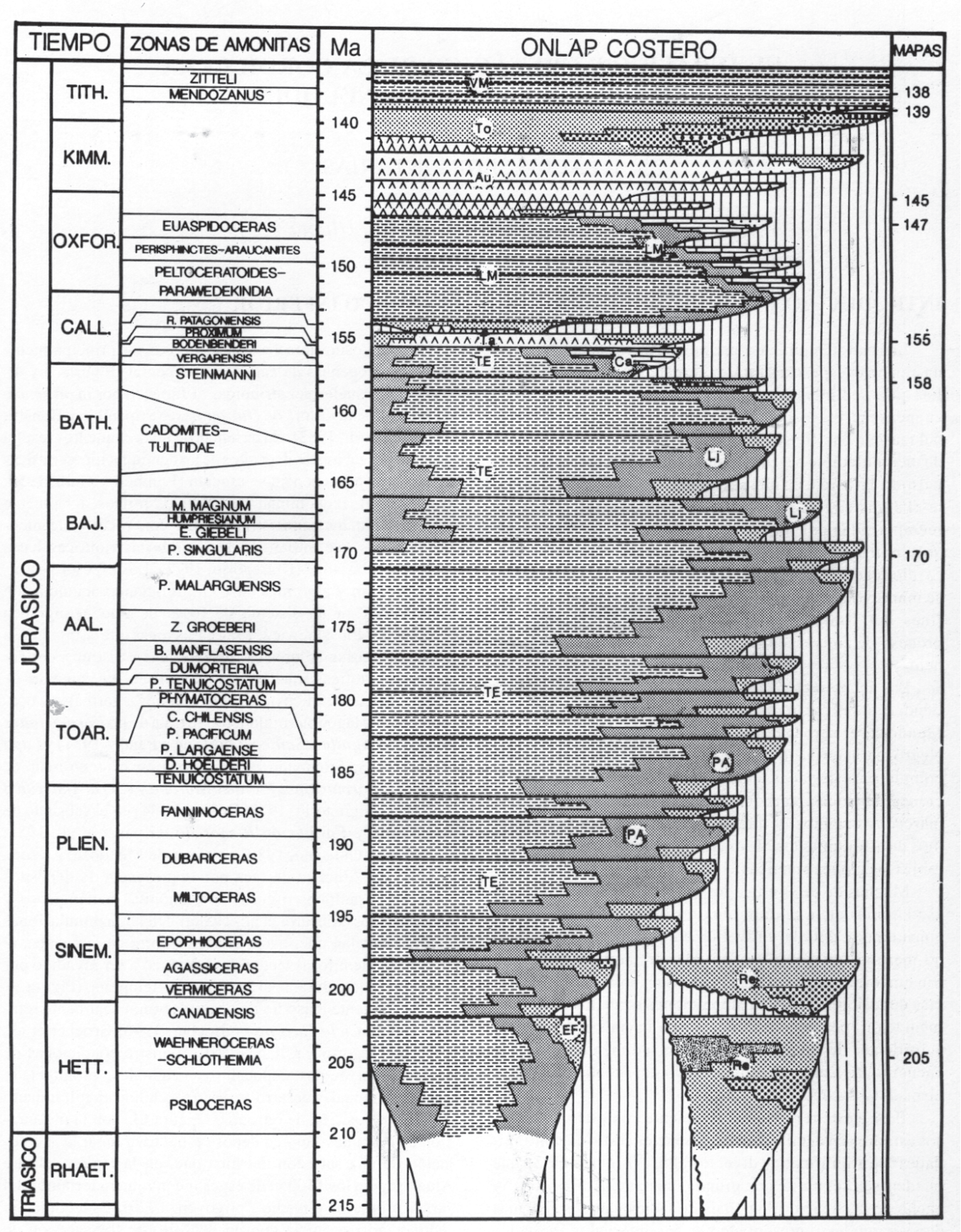


Figura 1. Cronoestratigrafía de la sucesión del Jurásico en el sur de Mendoza (Malargüe), tomado con modificaciones de Legarreta et al. (1993). Zonación de ammonites del Tithoniano según Leanza (1981); la zonación de amonites pre-tithonianos y correlaciones con zonas locales propuestas por Riccardi (1984), y Riccardi y Gulisano (1990). Los asteriscos señalan las zonas sin documentación de fósiles locales. Clave para los nombres de formaciones en las figuras 1, 3 y 4, 5 a 10, y 12 a 16: B = «Basamento» pre-Jurásico; Re = F. Remoredo; Sa = F. Sañicó; LMo = F. Los Molles; PA = F. Puesto Araya; EF = F. El Freno; CL = F.Chachil; TE = F. Tres Esquinas; BB = F. Bardas Blancas; Co = F. Challacó; Lj = F. Lajas; Ca = F. Calabozo; Ta = F. Tábanos; NT = F. Nacientes del Teno; LM = F. La Manga; BN = F. Barda Negra; Au = F. Auquilco; Se = Mb. Santa Elena; To = F. Tordillo; RD = F. Río Damas; BF = F. Baños del Flaco; VM = F. Vaca Muerta; CC = F. Carrín Cura; LC = Mb. Los Catutos; Q = F. Quintuco; PL = F. Picún Leufú; Ch = F. Chachao. Clave para las litofacies en la Figura 15.

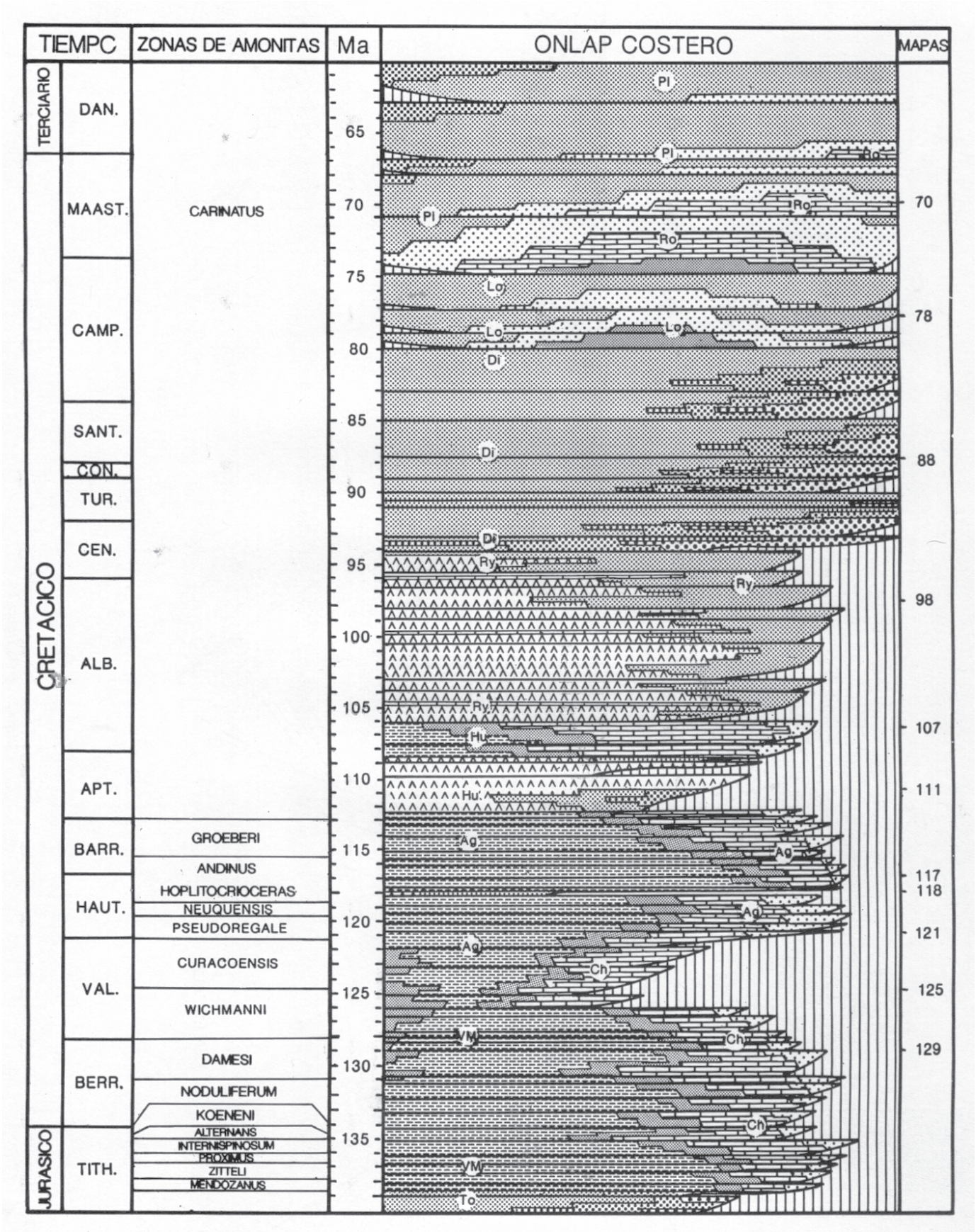


Figura 2. Cronoestratigrafía de la sucesión del Cretácico en el sur de Mendoza (Malargüe), tomado con modificaciones de Legarreta et al. (1993).Edades y zonación basado en Haq et al. (1988) y bioestratigrafía para el Tithoniano-Barremiano según Leanza (en prep.) y Aguirre Urreta (1993). Los asteriscos indican las zonas sin documentación fosilífera. Clave para los nombres de Formaciones en las figuras 2, 17, y 18 a 26: VM = F. Vaca Muerta; Ch = F. Chachao; Mu = F. Mulichinco; Ce = F. Centenario; Ag = F. Agrio; Ai = F. Agrio Inferior; Av = Mb. Avilé; As = F. Agrio Superior; Hu = F. Huitrín; Ry = F. Rayoso; Di = Grupo Neuquén; Rl = F. Río Limay; Rn = F. Río Neuquén; Rc = F. Río Colorado; Lo = F. Loncoche; J = F. Jagüel; Pi = F. Pircala; Ro = F. Roca. Clave para las litofacies en la Figura 15.

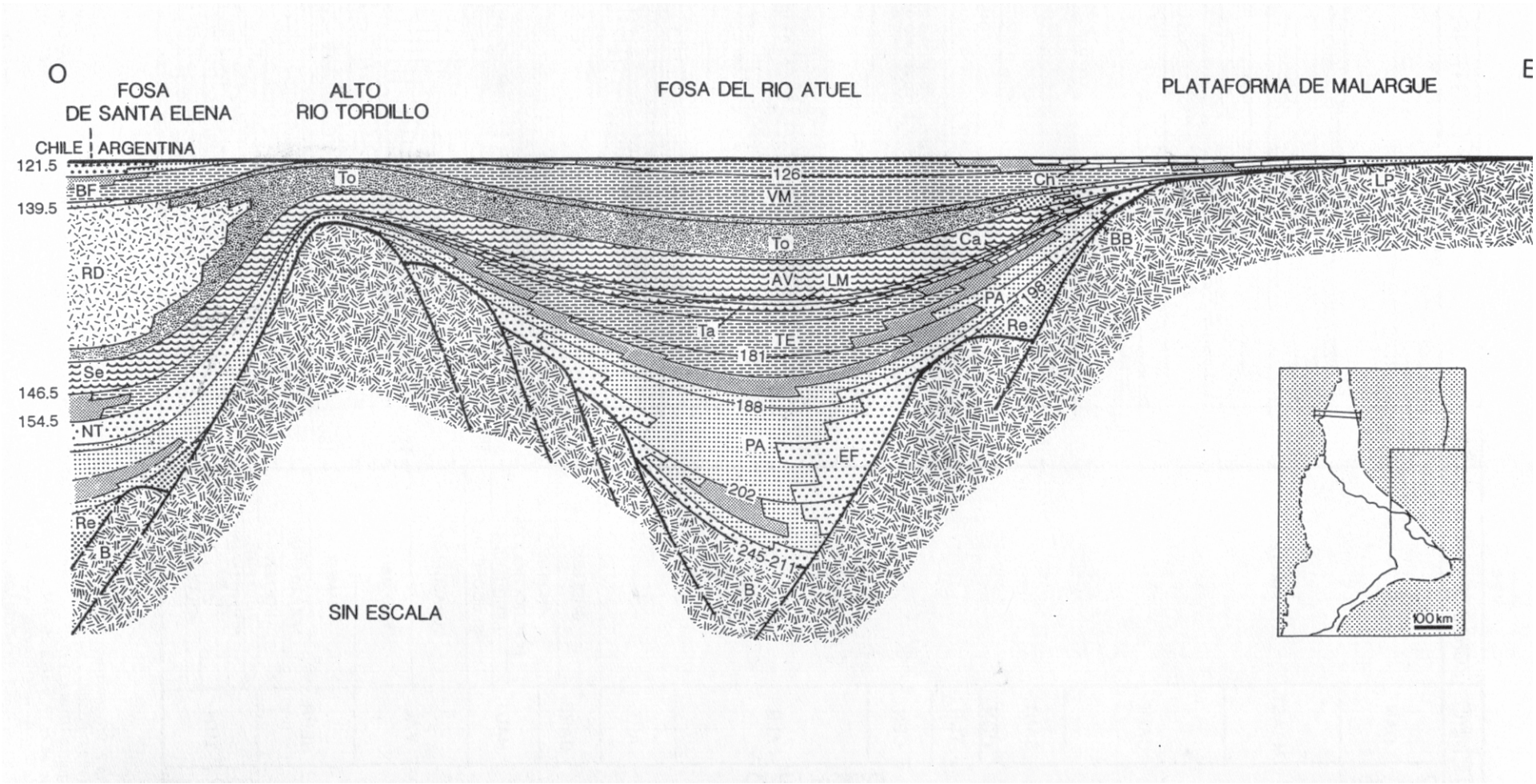


Figura 3. Sección estratigráfica E-O ilustrando la disposición de los estratos del Jurásico en el entorno de Malargüe. Clave para los nombres de formaciones en la Figura 1 y para las litofacies en la Figura 15.

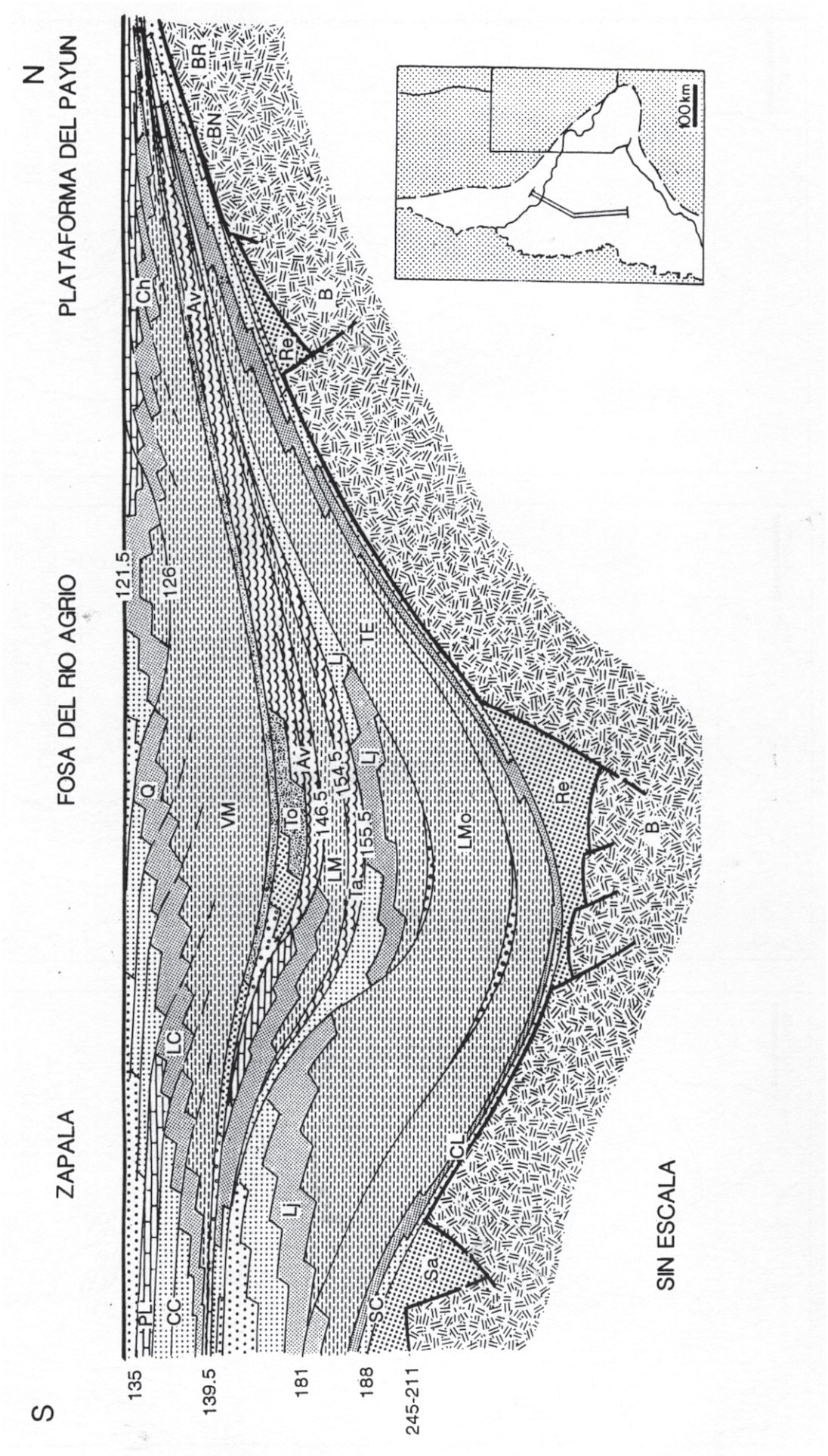
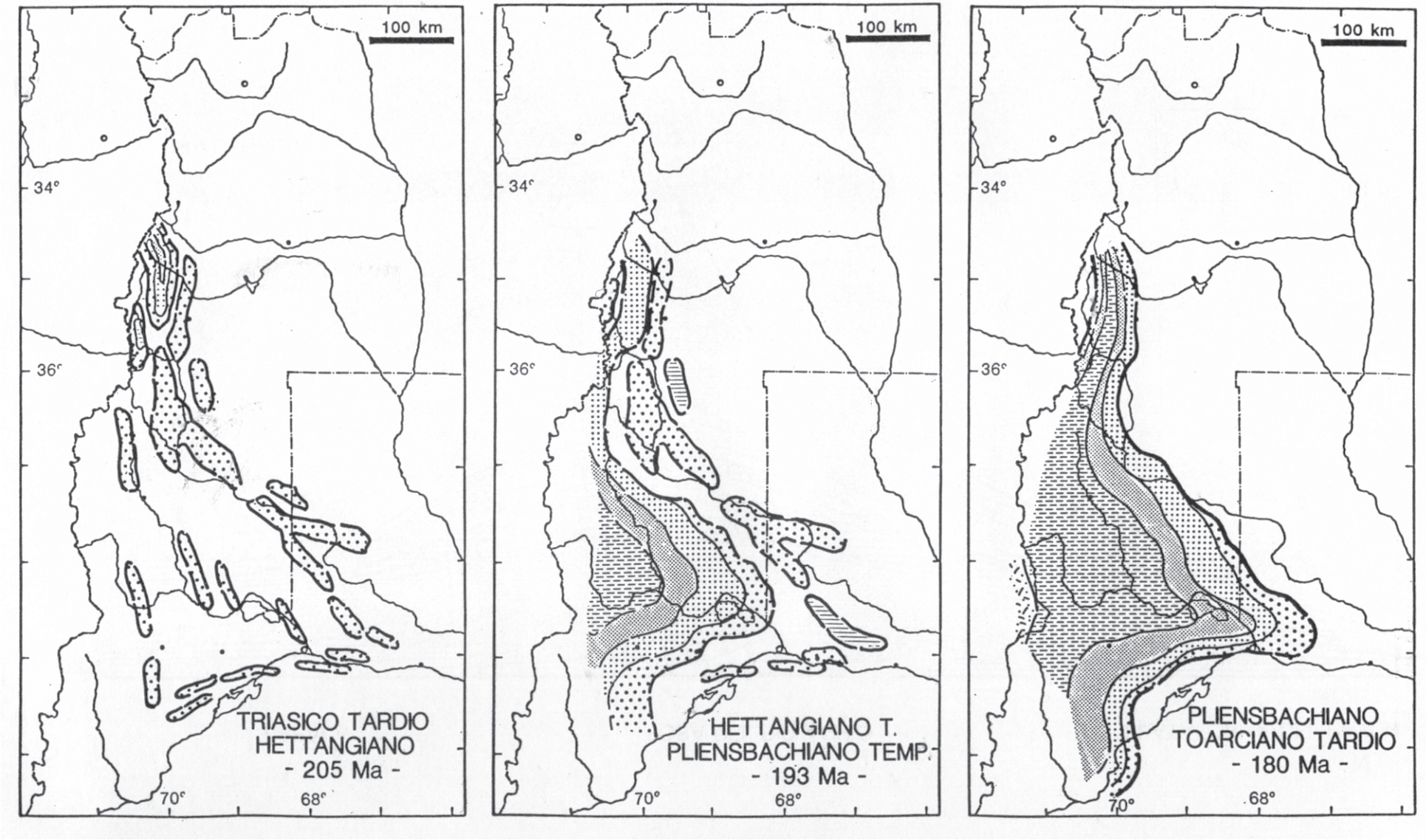


Figura 4. Sección estratigráfica N-S ilustrando la disposición de los estratos del Jurásico en la provincia de Neuquén. Clave para los nombres de formaciones en la Figura 1 y para las litofacies en la Figura 15.



Figuras 5, 6 y 7. Reconstrucciones paleogeográficas para el Triásico tardío- Hettangiano (*circa* 205 Ma), para el Hettangiano tardío - Pliensbachiano temprano (*circa* 193 Ma) y para el Pliensbachiano - Toarciano tardío (*circa* 180 Ma).

de los miembros marinos basales se torna más joven hacia el sur y el este (Rosenfeld y Volkheimer, 1980), como resultado de la transgresión hacia el antepaís sudamericano, y el anegamiento en etapas («escalonado» , Gulisano, 1981) de las fosas continentales precedentes (Figura 7). El avance de la transgresión dio lugar a una cuenca de aguas relativamente profundas y fondos euxínicos, sobre los que se acumularon espesas sucesiones de pelitas grises y negras conocidas como ***Formación Los Molles*** (Weaver, 193l; Digregorio, 1972), y ***Formación Tres Esquinas*** (Stipanicic, 1969; Legarreta y Gulisano, 1989). Estas acumulaciones de índole cuencal presentan interposiciones turbidíticas, especialmente en el sector neuquino de la cuenca (Gulisano et al., 1984a). Durante el Pliensbachiano y el Toarciano el perímetro oriental de la faja con influencia marina registró la acumulación de facies con conglomerados de tipo fluvial y *fan-delta*, que demuestran la persistencia localizada de relieves escarpados. En Mendoza estas acumulaciones de borde son referidas a la ***Formación El Freno*** (Yrigoyen, 1979; Gulisano, 1981), y en Neuquén austral integran parte de la ***Formación Piedra Pintada*** (Stipanicic et al., 1968; Gulisano y Pando, 1981).

JURÁSICO MEDIO

Durante el Jurásico medio la cuenca desarrolló un patrón deposicional sencillo y de relativa regularidad (ej. Groeber, 1918; Groeber et al., 1953). El ámbito de cuenca, representado por las lutitas de ***Los Molles*** y ***Tres Esquinas*****,** persistió como un rasgo continuo desde el centro de Neuquén hasta la región del río Atuel en Mendoza (Figura 8). En los tiempos del Aaleniano y Bajociano se produjo una marcada expansión de los medios sedimentarios, con acumulación de depósitos gruesos, en facies litoral-deltaica hasta francamente aluvial. En la parte sur de la cuenca la acumulación subaérea está representada por estratos de conglomerados y capas rojas de la ***Formación Challacó*** (de Ferrariís, 1947; Gulisano et al., 1984a). Posiciones más internas están registradas por una sucesión de índole deltaica mayormente arenosa, con algunas lenguas marinas y bandas de lutitas carbonosas que suelen ser referidas como ***Formación Lajas*** (Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Legarreta y Gulisano, 1989). Acumulaciones coetáneas, acumuladas sobre el flanco nororiental del engolfamiento Neuquino, son asignadas a la ***Formación Punta Rosada*** (Peroni et al., 1984; Orchuela y Ploszkiewicz, 1984). En la parte sur de Mendoza el fin del Aaleniano y el inicio del Bajociano representaron el momento de máxima expansión marina hacia el antepaís (Yrigoyen, 1979). Sobre la plataforma de Malargüe, la banda de clásticos proximales consiste en una sucesión arenosa en facies de playa y plataforma dominada por las olas, que representa la ***Formación Bardas Blancas*** (Gulisano, 1981; Legarreta et al., 1993).

Términos más jóvenes del Jurásico medio, Bathoniano hasta Calloviano temprano, registran un sostenido avance de las facies de borde sobre los ámbitos cuencales, y en última instancia un notable achicamiento del área de acumulación sedimentaria (Figura 9). En la porción sudoriental de la cuenca, el sector sometido a un arribo más intenso de material detrítico, se destaca la presencia de clinoformas empinadas de tipo sigmoide hasta oblicuo (Orchuela et al., 1987). En especial los depósitos terminales del Calloviano inferior se caracterizan por un arreglo en *offlap*, y son conspicuos por la presencia de areniscas con una fábrica entrecruzada que revela importante acción de mareas (Legarreta y Gulisano, 1989). Al oeste de Malargüe, las acumulaciones eocallovianas incluyen facies de plataforma con carbonatos ooidales y zonas de corales y esponjas (***Formación Calabozo***, Dessanti, 1973; Legarreta et al., 1993), que reflejan una posición más alejada de las zonas de aporte detrítico. La tendencia a la acumulación con alta tasa de acreción lateral también se pone en evidencia en el ámbito cordillerano, en secciones como Paso Vergara-Villagra y Santa Elena (Groeber et al., 1953; Davidson y Vicente, 1973), y en localidades próximas de los Andes chilenos como Lonquimay y Cajón Troncoso (Suárez et al., 1990; Cornejo Carreño et al., 1982). Estos perfiles revelan un efecto de aporte sedimentario y volcaniclástico desde el oeste, acentuado por un nivel de base de tendencia declinante.

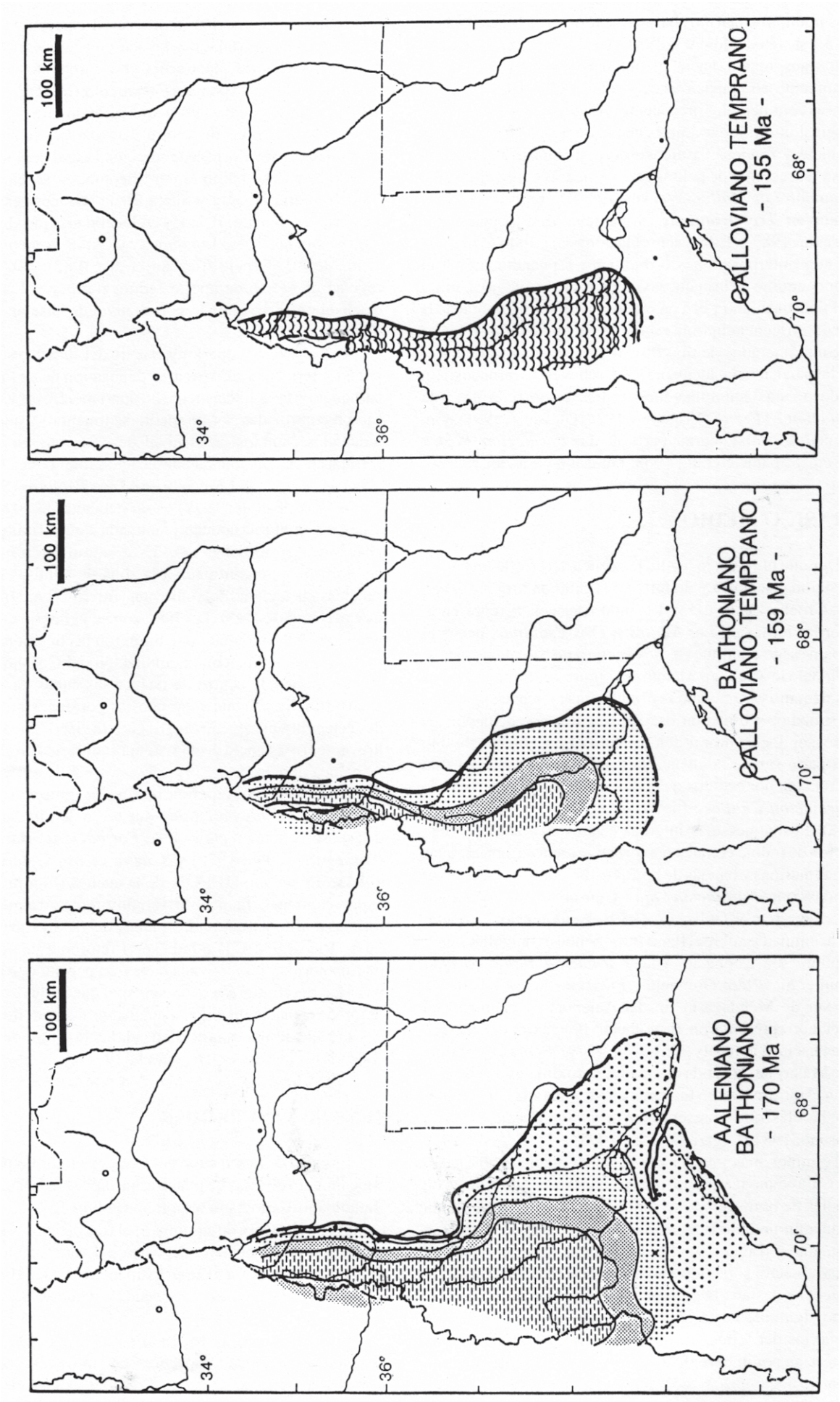
El Calloviano superior y el resto del Jurásico se destacan por la alternancia de sistemas deposicionales evaporíticos, carbonáticos y siliciclásticos. En apariencia, esas variaciones fueron controladas por un medio sedimentario sujeto a pronunciados cambios en el nivel de base, que en ocasiones resultaron en episodios de desecación total o casi total de la cuenca (Figura 10). La evaporita o ***Yeso Tábanos*** (Stipanicic, 1966; Dellapé et al., 1979) es un depósito de 10 a 50 m de espesor de anhidrita nodular y laminada, de edad infracaloviana (Riccardi et al., 1991a). Esta acumulación aparece geográficamente confinada a la zona de talud y cuenca del sistema deposicional del Calloviano inferior (Legarreta, 1991; Legarreta et al., l993). Por tal razón se la interpreta como el resultado de condiciones que limitaron la conexión franca de la cuenca Neuquina con la circulación del Océano Pacífico. En posiciones de centro de cuenca las capas de sulfato se encuentran localmente sobrepuestas por depósitos clásticos de facies fluviales y eólicas (Legarreta, 1991), que implican la eventual existencia de un sistema endorreico en el fondo de la cuenca desecada.

El Calloviano superior marino se presenta como un paquete de arcillas y areniscas que no suele superar los 10 m de espesor, e integra parte de las ***Formaciones Barda Negra*** (Digregorio, 1963, 1972) y ***Lotena*** (*sensu* Gulisano et al., 1984a). En un amplio sector de la cuenca (Figura 11), estas capas contienen faunas de foraminíferos y amonites que muestran afinidades con las faunas del Tethys (Musacchio, 1979; Riccardi, 1991) e indican el retorno a una condición marina normal. La renovada conexión oceánica se refleja en un carácter estratigráfico transgresivo que incluye expansión del área deposicional, organización interna granodecreciente, y desarrollo de una zona condensada hacia el tope de la unidad (Legarreta, 1991; Legarreta et al., 1993).

JURÁSICO SUPERIOR

El pulso de inundación del Calloviano tardío provocó el anegamiento de fajas de plataforma expuestas hacia el fin del Bathoniano-Calloviano temprano (Figura 12), y creó condiciones con baja tasa de suministro clástico, favorables para el desarrollo de un sistema deposicional carbonático que dio lugar a las ***Calizas La Manga*** (Stipanicic, 1966; Stipanicic et al., 1975) y a la parte superior de la ***Formación Barda Negra*** (Digregorio, 1963).

Los calcáreos oxfordianos («***Calizas Azules con Gryphaea***») alcanzan espesores de unos 150 m, y están representados por *grainstones* de ooides y rhodoides, asocia-



Figuras 8, 9 y 10. Reconstrucciones paleogeográficas para el Aaleniano - Bathoniano (*circa* 170 Ma), para el Bathoniano - Calloviano temprano (*circa* 159 Ma), y para el Calloviano temprano (*circa* 155 Ma).

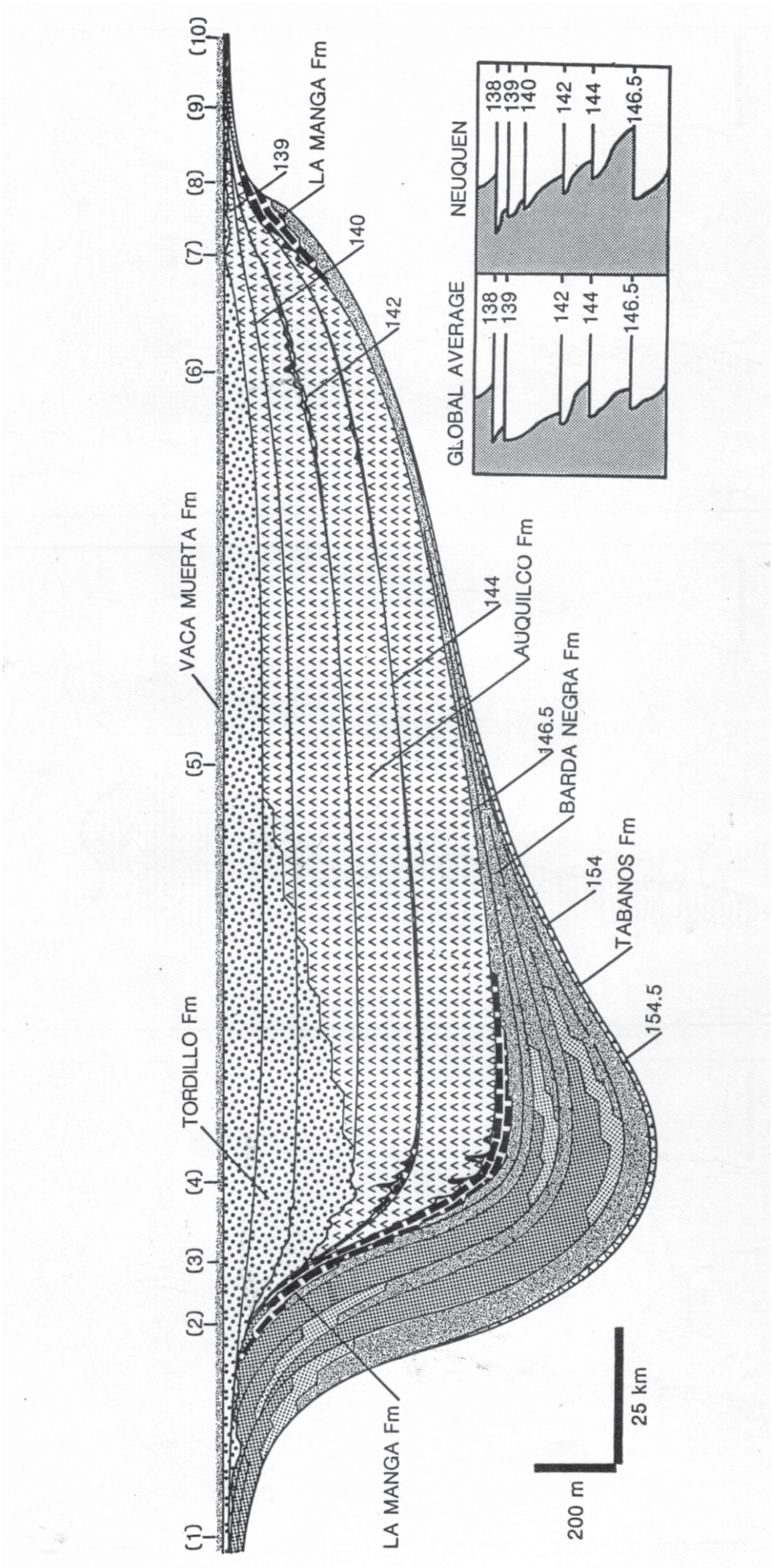
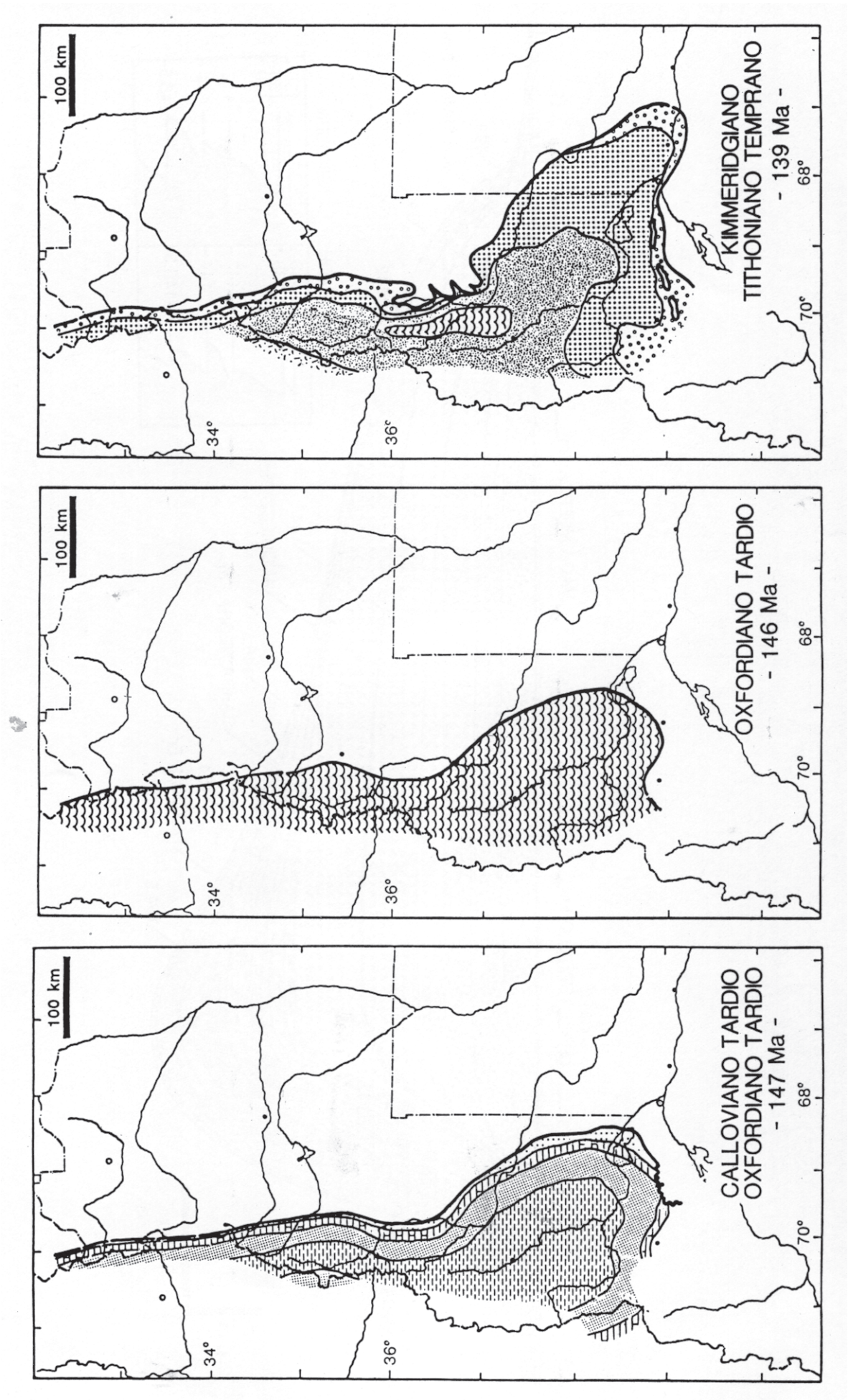


Figura 11. Sección estratigráfica ilustrando la disposición estratigráfica del Calloviano - Kimmeridgiano en el oeste de Neuquén. Localidades de control (1) Picún Leufú, (2) Arroyo Covunco, (3) Mallín del Rubio, (4) Mallín Quemado, (5) Amoco Chihuido-1, (6) YPF Pampa Tril-1, (7) Agua de la Mula, (8) YPF Barreales Colorados-1, (9) Arroyo Cara Cura, (10) Río Seco del Altar. Las edades de los límites de secuencia (líneas continuas), reflejan un intento de correlación con la carta de Haq et al. (1988).



Figuras 12, 13 y 14. Reconstrucciones paleogeográficas para el Calloviano tardío - Oxfordiano tardío (*circa* 147 Ma), para el Oxfordiano tardío (*circa* 146 Ma), y para el Kimmeridgiano - Tithoniano temprano (*circa* 139 Ma).

dos a zonas con framestone coralígeno y abultamientos de la asociación coral-alga-esponja (Legarreta, 1991). Los equivalentes de centro de cuenca consisten en secciones muy condensadas, con espesores en el orden de los 10 m, en las que alternan lutitas con amonites y calizas micríticas finamente laminadas. Los depósitos con corales y ooides reflejan acumulación en aguas someras, a partir de un litoral con morfología de rampa carbonática, implantada por detrás del borde de acumulación del ***Yeso Tábanos*** (Figuras 10 y 12). Esa configuración inicial fue gradualmente reemplazada por un sistema con clinoformas más empinadas de tipo terraza deposicional. Estos arreglos y la presencia de discontinuidades en el interior de la cuña calcárea, son considerados como el reflejo de cambios de acomodación relacionados con oscilaciones eustáticas (Legarreta, 1991).

El «***Yeso Principal***» o ***Formación Auquilco*** (Schiller, 1912; Weaver, 1931) es una sucesión evaporítica blanquecina de hasta 400 m de espesor que constituye uno de los miembros más distintivos de la sucesión jurásica de Neuquén y Mendoza (Figura 13). En su desarrollo característico predominan los depósitos de anhidrita en facies laminada de selenita («varves evaporíticos»), y en estratos de hábito nodular formados por diagénesis temprana en medios subácueos o subaéreos (texturas *bedded* nodular y *chicken-wire*). Los componentes subordinados incluyen carbonatos esqueléticopelletoidales, abultamientos de caliza criptoalgácea afectada por brechamiento y estructuras *tee-pee*, capas de cloruros, y estratos pelíticos rojos y verdes con nódulos de anhidrita.

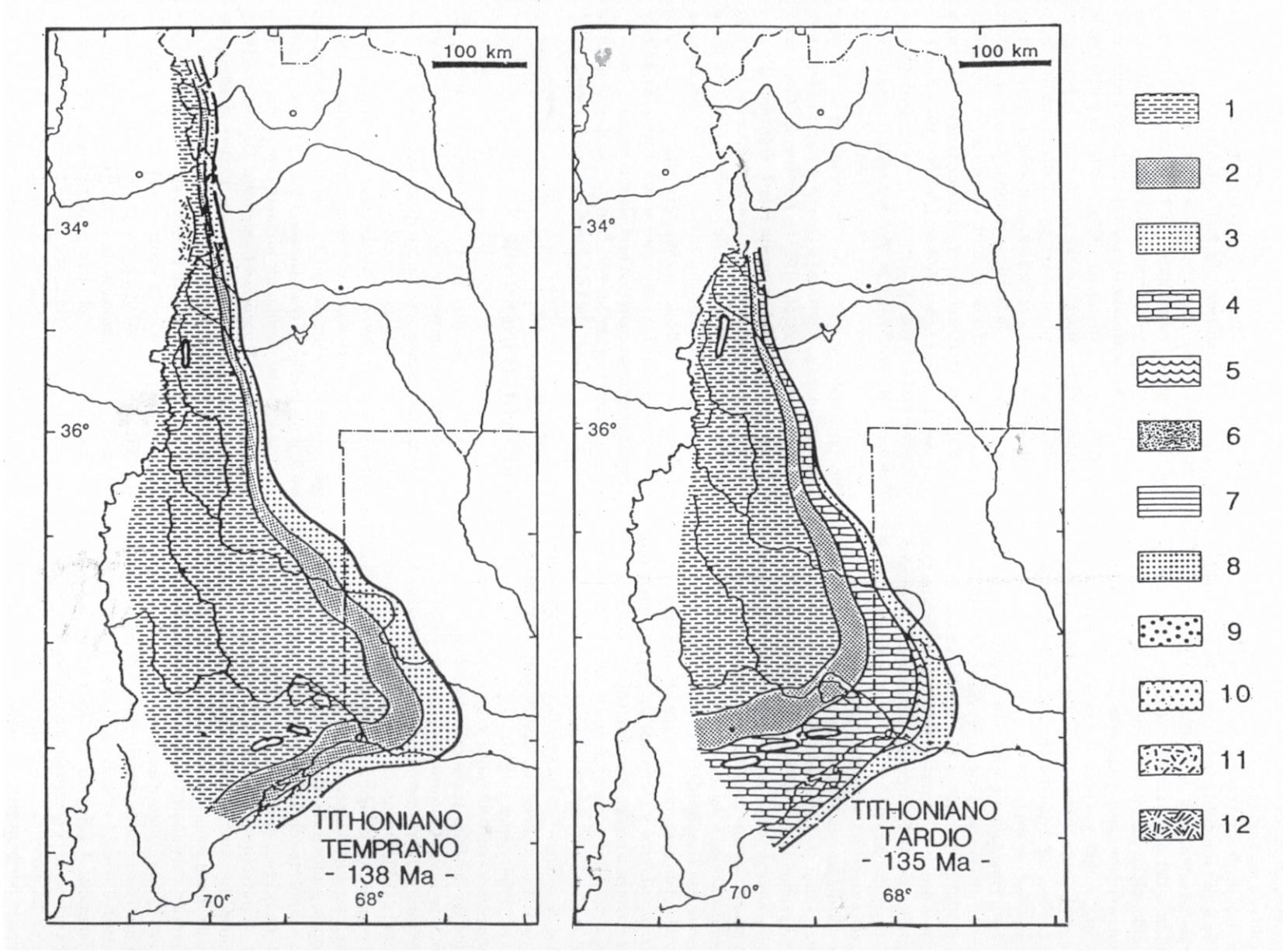
La ***Formación Tordillo*** (Groeber, 1946; Stipanicic, 1966) y unidades parcialmente contemporáneas, como las ***Formaciones Sierras Blancas*** y ***Quebrada del Sapo*** (Digregorio, 1972), representan a un depósito de areniscas, conglomerados y fangolitas rojizas y verdosas que alcanza los 800 m de espesor. Esta serie carece de fósiles marinos y se acumuló por la actividad de sistemas fluviales efímeros asociados a campos eólicos y a depresiones de tipo barreal o *playa-lake* (Peroni et al., 1984; Arregui, 1993).

La organización estratigráfica y antigüedad atribuida a los estratos de las Formaciones Tordillo-Auquilco y sus equivalentes (= «ciclo ***Chacayano***», Groeber, 1946) se ilustra en la Figura 11 (para interpretaciones alternativas véase Groeber et al., 1953; Stipanicic, 1969; Riccardi y Gulisano, 1990). El esquema de la Figura 11 implica un desecamiento geológicamente «instantáneo» del sistema carbonático del Oxfordiano, seguido en el Oxfordiano tardío (?) por una fase inicial de sedimentación exclusivamente evaporítica en el interior de una cuenca profunda pero de aguas someras. Ese régimen deposicional marino-hipersalino, de tipo «Messiniano», fue interrumpido al menos dos veces por episodios de inundación, que condujeron al desarrollo de abultamientos carbonáticos en régimen hidrológico mesohalino. Estadios más avanzados (Kimmeridgiano) registran la incorporación de componentes volcánicos y piroclásticos desde el oeste, y el arribo de material detrítico desde el sur y el nordeste. La dispersión de los componentes terrígenos fue controlada por un sistema eólico y una red fluvial distributaria de tipo efímero, que drenaba hacia un ámbito distal ocupado por barreales y lagos hipersalinos de aguas poco profundas. La fase final, durante el Tithoniano más temprano (?), se desarrolló en facies mayormente clásticas y en condiciones subácueas hacia posiciones internas de la cuenca. Los depósitos de la «***Faja Verde***» y de las ***Formaciones Catriel*** (Digregorio, 1972) y ***Carrín Curá*** (Leanza et al., 1978) registran una marcada expansión del onlap perimetral, reflejando reajuste con el nivel de base marino y la «desalinización» del sistema deposicional (Figura 14).

Los depósitos del Jurásico terminal (Tithoniano) documentan el retorno a un contexto deposicional de cuenca marina con fondo euxínico, circundada por un cinturón nerítico sometido a sedimentación carbonática y terrígena (Figuras 15 y 16). Los depósitos cuencales se caracterizan por una alternancia finamente estratificada de lutitas grises y negras, calizas micríticas y margas bituminosas, conocida como ***Formación Vaca Muerta*** (Leanza et al., 1978; Legarreta et al., 1981; Veiga y Orchuela, 1988). Las facies calcáreas de plataforma están integradas por apilamientos biostromales dominados por moluscos, por calizas oolíticas y estromatolíticas que a veces contienen nódulos evaporíticos, y por calcáreos sublitográficos de tipo *plattenkalk*. Estas rocas se asocian a estratos de arcilla y arenisca, y son referidas a las ***Formaciones Chachao*** (= ***Caliza con Exogyra***, Legarreta y Kozlowski, 1981), ***Loma Montosa*** (Zilli et al.1979; Marchese y Blocki, l981); ***Ortiz*** (Rolleri et al., 1984); ***Quintuco*** (= ***Calcárea***, Digregorio, 1972), ***Picún Leufú*** (Leanza, 1973; 1993); y ***Los Catutos*** (Leanza y Zeiss, 1990). Posiciones aún más proximales se presentan dominadas por areniscas y fangolitas rojizas, identificadas como ***Formación Lindero de Piedra*** (Legarreta et al., 1981), ***Formación Centenario*** (Digregorio, 1972), o ***Formación Puesto González*** (Robles, 1984). La reconstrucción sismo-estratigráfica del intervalo tithoniano sugiere un episodio de inundación regional (zona de *V. mendozanus*, Gulisano et al., 1984b), seguido por el desarrollo de un embancamiento carbonático con geometría de rampa. Este sistema se mantuvo con discontinuidades y desplazamientos menores, generando una sucesión con arreglo progradante, modulado por el ritmo de oscilación eustática (Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Uliana, 1991).

CRETÁCICO INFERIOR

Desde los tiempos de P. Groeber los estratos del Neocomiano son mapeados junto con los del Tithoniano, formando un paquete muy característico que excede los 2000 m de espesor y que es conocido como ***Grupo Mendoza*** (***Mendociano***, Groeber, 1946; Digregorio y Uliana, 1980). Este conjunto muestra un amplio espectro de variación litológica, oscilando entre un predominio de lutitas cuencales oscuras hacia el oeste (***Formaciones Vaca Muerta*** y ***Agrio***), y secciones areno-arcillosas rojizas sobre el perímetro oriental de la cuenca (***Formación Centenario***; Digregorio, 1972; Uliana et al., 1977). Posiciones intermedias registran una considerable variabilidad lateral y vertical de litofacies (Figura 17), que ha sido detalladamente reconstruida en el curso de trabajos orientados a la prospección de hidrocarburos (Legarreta et al., 1981; Gulisano et al., 1984b; Mitchum y Uliana, 1985). El proceso de acumulación se desarrolló puntuado por numerosas interrupciones, en el curso de episodios de expansión y retracción de un ámbito sedimentario sometido a cambios de acomodación, dictados por regularidad en la subsidencia y oscilaciones en el nivel de base (Legarreta y Uliana, 1991). Durante el Berriasiano se mantuvo el carácter general de los sistemas deposicionales instaurados en el Tithoniano, aunque es destacable un incremento en el ritmo de arribo clástico. Esa variación se manifiesta en una alta tasa de progradación y en clinoformas



Figuras 15 y 16. Reconstrucciones paleogeográficas para el Tithoniano temprano (*circa* 138 Ma) y para el Tithoniano tardío (*circa* 135 Ma). Clave para las litofacies: (1) Interior de cuenca hasta talud, (2) clásticos de talud hasta costa-afuera, (3) clásticos de plataforma interna hasta marino marginal, (4) carbonatos de plataforma, (5) Evaporitas, anhidrita y/o halita, marino hipersalino y/o continental, (6) pelitas dominantes y areniscas de barreal, aluvial y fluvial, (7) clásticos y calizas lacustres, (8) areniscas con participación de pelitas y conglomerados, fluviales y/o eólicos, (9) conglomerados y areniscas fluviales, (10) depósitos clásticos de agua profunda, (11) depósitos volcánicos y lávicos, (12) Rocas del basamento pre-jurásico.

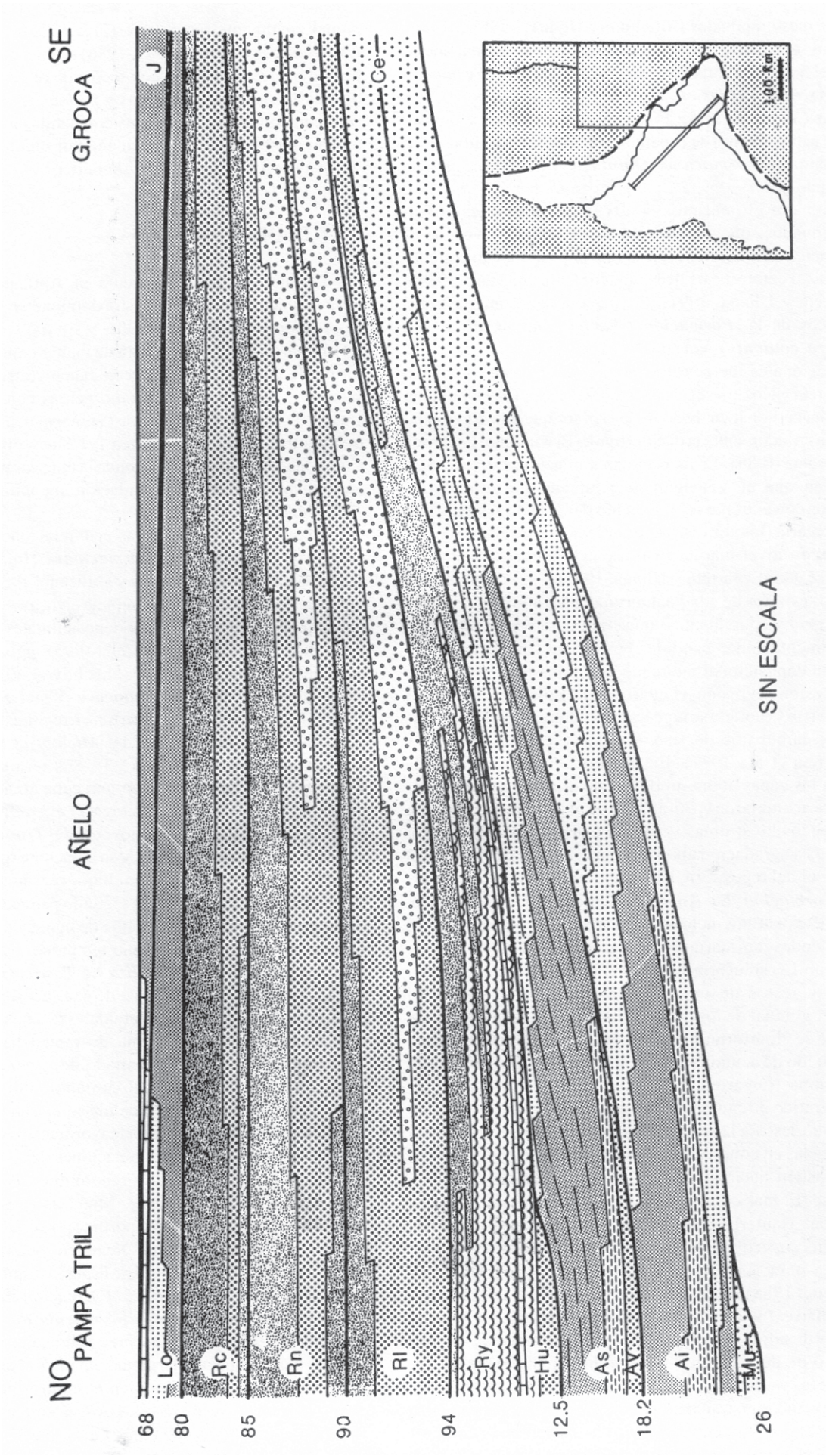


Figura 17. Sección estratigráfica NO-SE ilustrando la disposición de los estratos del Cretácico en las provincias del Neuquén y Río Negro. Clave para los nombres de Formaciones en la Figura 2 y para las litofacies en la Figura 15.

mucho más empinadas (Mitchum y Uliana, 1985). Asimismo, los depósitos berriasianos documentan la expansión hacia el norte de la faja de acumulación detrítica (***Formaciones «Arcillas Verdes»*** y ***Mulichinco***, Digregorio, 1972; y ***Bajada Colorada***, *sensu* Foucault et al., 1987) y el consecuente achicamiento de la banda de acumulación carbonática de plataforma (***Formaciones Quintuco*** y ***Chachao***, Legarreta y Uliana, 1991).

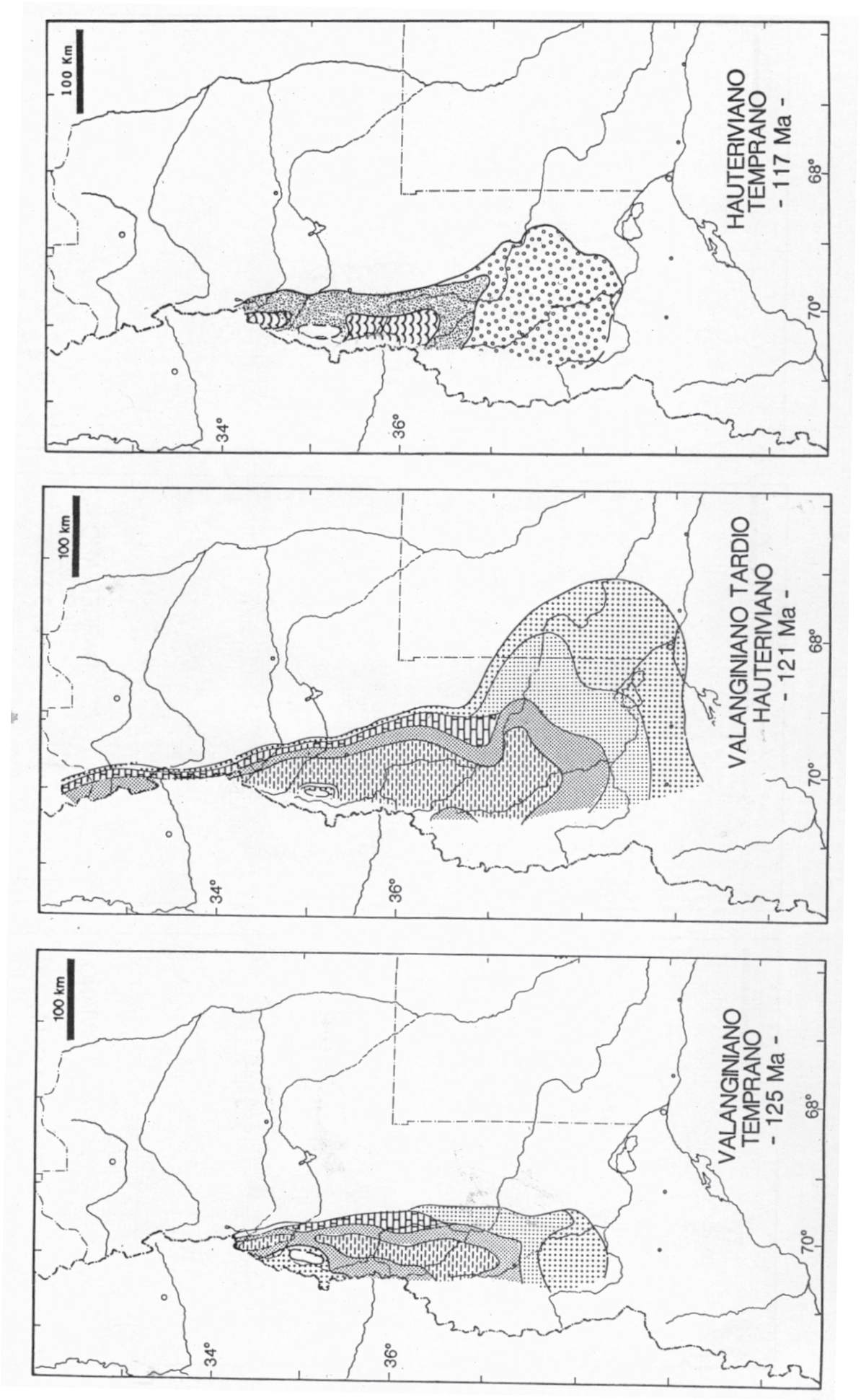
Los conglomerados y areniscas fluviales infravalanginianos, que representan la parte más joven de la ***Formación Mulichinco***, forman un depósito arealmente localizado al centro-oeste de Neuquén (Gulisano et al., 1984b; Legarreta y Uliana, 1991). De manera semejante, estratos coetáneos de la ***Formación Chachao*** (las «***Calizas con Exogyra couloni***»), constituidos por *packstones* de ostras con ocasionales cuerpos abultados de *framestone* coralígeno (Legarreta y Kozlowski, 1981; Carozzi et al., 1981), integran una cuña carbonática de 30 m de espesor que en corto trecho termina en *onlap* sobre la plataforma del Berriasiano (Legarreta y Gulisano, 1989). Estas peculiares relaciones de yacencia muestran que el Valanginiano temprano fue otro de los períodos con extremo achicamiento del área de acumulación sedimentaria (Figura 18), presumiblemente reflejando condiciones con nivel marino bajo a escala global (Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Uliana, 1991).

Los estratos de edad hauteriviana-barremiana (***Formación Agrio*** y equivalentes) muestran el retorno a un hábito de sedimentación expandida al este y sur (Figura 19), y un régimen deposicional puntuado por numerosos eventos de transgresión-regresión (Legarreta y Gulisano, 1989). Al norte del río Colorado se registra un predominio de calcilutitas negras, carbonatos de tipo nodular y estratos de *chalk* (Legarreta et al., 1981). En la parte centro-oriental de la cuenca las capas areno-arcillosas de la ***Formación Centenario*** se acumularon en un ámbito de plataforma somera con esporádicos biostromas y en una extensa planicie costera sometida a agradación aluvial (Uliana et al., 1977). Sobre el flanco sur del repositorio las facies terrígenas son asignadas a la ***Formación La Amarga*** (Marchese, 1971; Leanza, 1993). Esos estratos incluyen un cuerpo calcáreo con carofitas y ostrácodos no-marinos (Musacchio, 1981), formas de *Classopollis*, araucariaceas y podocarpáceas (Volkheimer, 1978), y restos de un mamífero (Bonaparte, 1986). El carácter gradual de los cambios laterales de facies y la falta general de clinoformas ostensibles son interpretados como el resultado de acumulación en sistemas de poco relieve, de tipo rampa (Legarreta y Uliana, 1991). En ese contexto estratigráfico de capas marinas dotadas de gran continuidad lateral, se destaca la presencia de delgadas lenguas arenosas depositadas en condiciones de aguas someras. Esas lenguas se extienden hacia el interior de la cuenca, en dirección noroeste. El más conspicuo de tales depósitos, la ***Arenisca Avilé*** del Hauteriviano inferior alto, descansa en partes sobre una superficie incidida (Veiga y Vergani, 1993) y se presenta en facies fluviales y eólicas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1988). Estas acumulaciones, y las facies arcillosas de barreal y de evaporitas que las reemplazan hacia la porción distal de la cuenca, indican la ocurrencia de otro episodio de desecación de tipo «Messiniano» (Figura 20; Legarreta y Uliana, 1991). Estratos más tardíos del Hauteriviano registran una nueva expansión del depocentro (Figura 21). Finalmente, depósitos sedimentarios con presunta edad barremiana vuelven a ajustarse al patrón deposicional arealmente restringido (Figura 22). La ***Formación Chorreado*** (Legarreta, 1985, 1986) se integra con un miembro inferior carbonático, con facies de plataforma dominadas por g*rainstones* de oolitas y *pellets*. El miembro superior, constituido por anhidritas con bandas de halita, es aún mucho más restringido y se acuña por *onlap* sobre el talud deposicional del miembro carbonático.

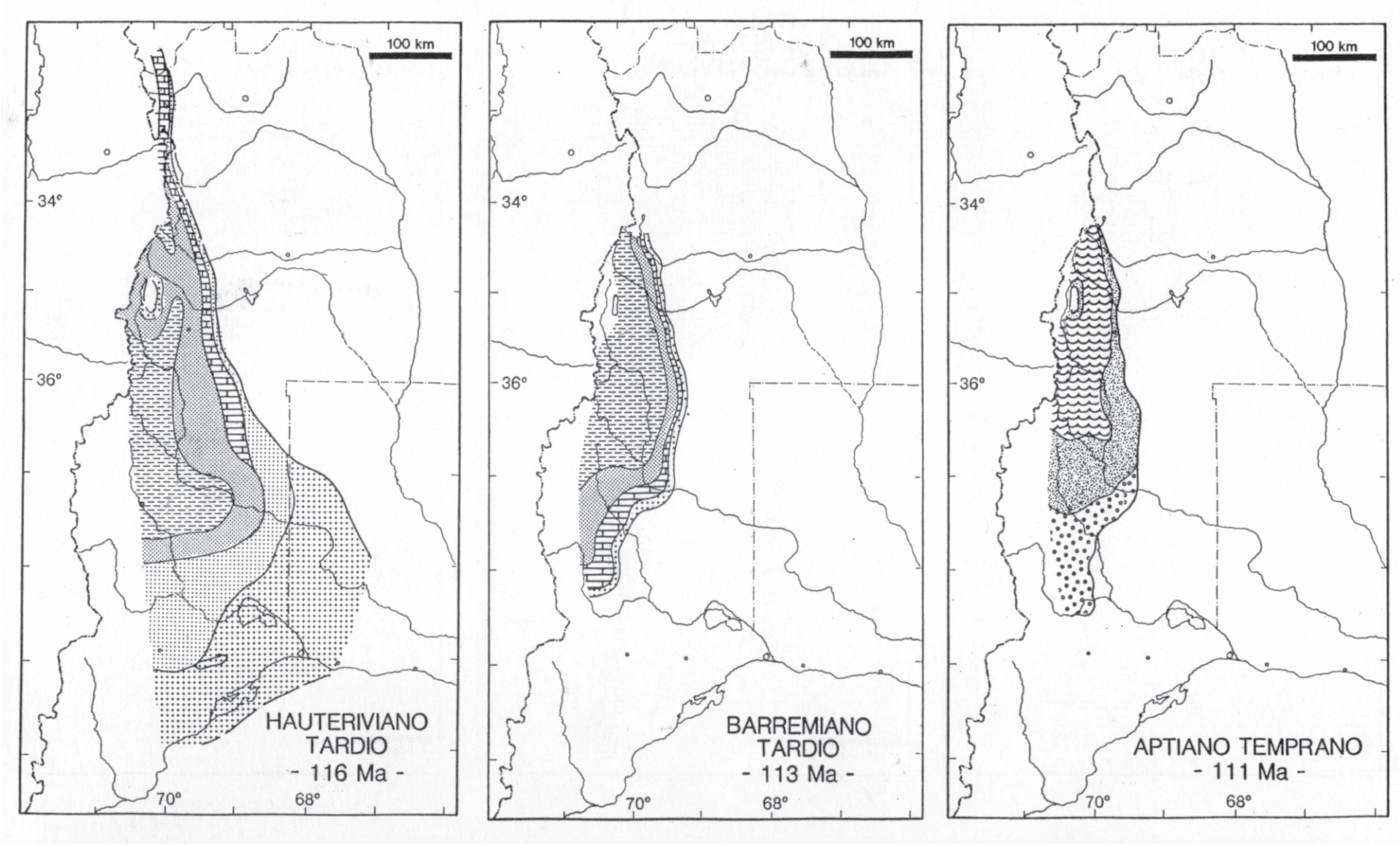
CRETÁCICO «MEDIO»

El intervalo que representa al Aptiano hasta el (?) Cenomaniano inferior se muestra dominado por acumulaciones evaporíticas (anhidrita, halita y silvita) y de capas rojas. La influencia marina se registra de manera muy atenuada, en forma de calizas micríticas con fauna restringida de tipo salobre o esquizohalino, y como pelitas con foraminíferos enanos. Dicha tendencia contrasta notoriamente con el registro de otras partes de América del Sur, como Venezuela, Colombia, Ecuador y Brasil, donde las sucesiones del Albiano atestiguan condiciones de inundación epicontinental (Asmus, 1981; Macellari, 1988).

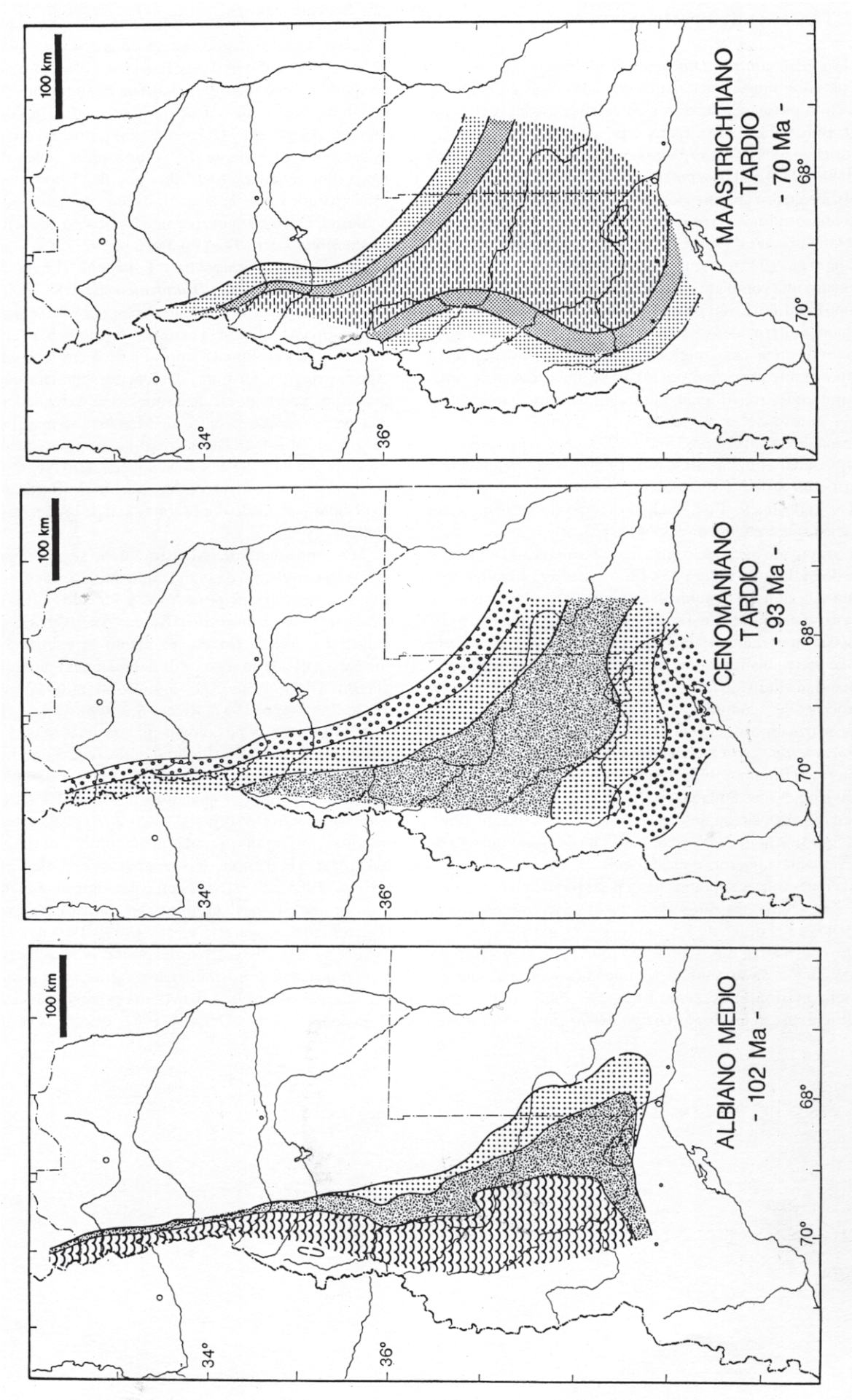
En su desarrollo típico las acumulaciones "mesocretácicas" son referidas a las ***Formaciones Huitrín*** y ***Rayoso*** (Uliana et al., 1975; Legarreta y Gulisano, 1989). Se trata de una sucesión estratigráfica compleja en la que se reconoce un mínimo de doce secuencias deposicionales (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta et al., 1993), agrupadas en tres paquetes que muestran rasgos distintivos. El más viejo de estos paquetes o ***Miembro Troncoso*** (Legarreta y Gulisano, 1989), descansa sobre una superficie irregular de incisión que corta a las capas barremianas del ***Miembro Chorreado*** y de la ***Formación Agrio*** (Figura 23). Sus términos basales o ***Troncoso Inferior*** constituyen una cuña arenosa dominada por facies eólicas y de *wadi*-barreal (Legarreta, 1985; Veiga y Rossi, 1992). Las capas más jóvenes del ***Troncoso Superior*** son de naturaleza evaporítica, y su carácter expandido indica condiciones de transgresión bajo régimen hipersalino (Legarreta y Uliana, 1991). El segundo paquete representa la condición de clímax de ese evento de inundación que ocurrió hacia el Aptiano tardío-Albiano temprano (?), y está documentado por la extendida ***Caliza La Tosca*** (Groeber, 1946; Legarreta, 1985, 1986). Se trata de una sucesión de carbonatos micrítico-esquelético-pelletoidales de unos 30 m de espesor, acumulada en un sistema de rampa bajo aguas con régimen de salinidad algo apartado de la condición marina normal. El tercer paquete del conjunto Huitrín-Rayoso se apoya sobre una superficie incidida en la Caliza La Tosca, y muestra un apilamiento de tipo mayormente regresivo (Figuras 17 y 24). Predominan acumulaciones fluviales de carácter efímero, evaporitas y carbonatos de ambiente marino restringido (Legarreta, 1985, 1986). Mientras que en el sur de Mendoza la serie detrítico-evaporítica no excede los 150 m de espesor, los equivalentes en Neuquén alcanzan potencias superiores a los 1000 metros. Ese espeso conjunto es referido a los ***Miembros Rincón*** de la ***Formación Huitrín***, ***Quili Malal*** y ***Pichi Neuquén*** de la ***Formación Ranquiles***, y a la ***Formación Cañadón de la Zorra*** (Uliana et al., 1975). La edad aptiana-albiana interpretada para las acumulaciones «mesocretácicas» se sustenta en el control biocronológico establecido mediante ostrácodos (Musacchio y Palamarczuk, 1975), palinomorfos (Volkheimer y Salas, 1976; Archangelsky et al., 1984), y nannoplancton (Legarreta, 1985).



Figuras 18, 19 y 20. Reconstrucciones paleogeográficas para el Valanginiano temprano (*circa* 125 Ma), para el Valanginiano tardío - Hauteriviano (*circa* 121 Ma), y para el Hauteriviano temprano (*circa* 117 Ma).



Figuras 21, 22 y 23. Reconstrucciones paleogeográficas para el Hauteriviano tardío (*circa* 116 Ma), para el Barremiano tardío (*circa* 113 Ma), y para el Aptiano temprano (*circa* 111 Ma).



Figuras 24, 25 y 26. Reconstrucciones paleogeográficas para el Albiano medio (*circa* 102 Ma), para el Cenomaniano tardío (*circa* 93 Ma), y para el Maastrichtiano tardío (*circa* 70 Ma).

CRETÁCICO SUPERIOR

Los «***Estratos con Dinosaurios***» del Senoniano integran una sucesión muy característica de capas rojas en la que se destaca la presencia de restos de reptiles gigantes (Huene, 1929; Bonaparte, 1978). Estos depósitos, que son genéricamente asignados al ***Grupo Neuquén*** (Digregorio, 1972; Cazau y Uliana, 1973) o a la ***Formación Diamante*** (Yrigoyen, 1972, 1979), alcanzan espesores totales cercanos a los 1500 m en la parte centro-norte de la provincia del Neuquén. Se trata de una serie muy expandida sobre el perímetro oriental de la cuenca (Uliana et al., 1975), acumulada en un período durante el cual se registró una completa desconexión paleogeográfica con el Océano Pacífico. En la constitución litológica predominan las sucesiones alternantes de areniscas y fangolitas. Los conglomerados y areniscas conglomerádicas están restringidos a unos pocos miembros que, por lo común, muestran un desarrollo estratigráfico restringido. Los estudios de litofacies indican que el grueso de estos depósitos se acumuló a partir de procesos aluviales (Cazau y Uliana, 1973; Legarreta y Gulisano, 1989; Condat et al., 1990; Cruz, 1993), presumiblemente a partir de un sistema distributario efímero que drenaba una cuenca endorreica. Los gradientes granulométricos y de litofacies sugieren una dirección de paleoflujo al noroeste y oeste, orientada hacia un centro de cuenca ubicado al oeste y norte de Malargüe (Figura 25). La arquitectura estratigráfica de esta sucesión del Senoniano está caracterizada por reiteradas yuxtaposiciones de facies contrastantes (de Ferrariís, 1968; Cazau y Uliana, 1973; Legarreta et al., 1993). Sobre esa base se ha reconstruido una historia de sedimentación en la que habrían alternado fases de agradación fluvial y pausas en el proceso de acumulación. A la escala de la cuenca se destacan tres unidades genéticas mayores, correspondientes a las ***Formaciones Río Limay***, ***Río Neuquén*** y ***Río Colorado*** (Cazau y Uliana, 1973; Legarreta y Gulisano, 1989). Subdivisiones más afinadas reconocen la presencia de nueve secuencias deposicionales (ej. Legarreta y Gulisano, 1989; Cruz, 1993). Aunque la edad de cada una de estas unidades es relativamente incierta, considerando la antigüedad de las formaciones infra y suprapuestas y tasas promedio de acumulación, se asume que estos ciclos de aluviación representan intervalos en el orden de 1 a 3 millones de años.

Los estratos del Cretácico más alto registran la reinstauración de un ámbito sedimentario con definida influencia marina. Las sucesiones de edad campaniana-maastrichtiana, referidas al ***Grupo Malargüe*** (= ***Malalhueyano***, Groeber, 1946; Riccardi, 1988), constituyen una entidad arealmente expandida que alcanza espesores máximos en el orden de los 450 m (Legarreta et al., 1989). En la base del Grupo Malargüe suele destacarse un miembro basal arenoso-conglomerádico, que se asocia a una extendida discontinuidad regional (Legarreta y Gulisano, 1989). Los estadios iniciales de acumulación, durante el (?) Campaniano y Maastrichtiano temprano, están representados por depósitos mayormente clásticos a los que se asocian bancos de caliza y capas de anhidrita. Estos estratos, por mucho tiempo conocidos como «***Senoniano Lacustre***» (Wichmann, 1927), son actualmente referidos a las ***Formaciones Loncoche*** (Legarreta et al., 1989; Cruz et al., 1989), ***Huantraico*** (Bertels, 1969), y ***Allen*** (Uliana y Dellapé, 1981). Durante esta fase de sedimentación se registró una influencia marina ostensible, pero en régimen de aguas poco profundas, y presumiblemente con circulación algo restringida. Distintas evidencias sedimentológicas sugieren un importante efecto de mareas y una tendencia ulterior a la emersión, que en el sur de Mendoza se manifiesta en la progradación de facies terrestres rojas derivadas desde el oeste (Legarreta et al., 1989). En Neuquén y Río Negro el mismo episodio de emergencia condujo a acumulación de evaporitas en el ámbito ocupado por la zona axial de la cuenca (Uliana y Dellapé, 1981).

En el transcurso del Maastrichtiano se produjo un nuevo y más franco evento de inundación marina, documentado en capas de las ***Formaciones Roca*** y ***Pircala*** (Weaver, 1931; Groeber, 1946), ***Huantraico*** (Bertels, 1970), y ***Jagüel*** (Uliana y Dellapé, 1981). En ese momento la cuenca Neuquina formaba parte de un sistema de depresiones epicontinentales abiertas a la circulación del dominio atlántico (Windhausen, 1918; Zambrano, 1987; Riccardi, 1988). Desde el oeste al este, el sistema deposicional incluía una zona de bajadas piroclástico-aluviales (Pircala) conectada a una faja litoral de carácter arcilloso, y a un brazo marino que permitía el arribo de microfauna planctónica (Roca-Huantraico). La banda de plataforma oriental (Figura 26) se disponía con una organización de tipo rampa que posibilitó el desarrollo de biostromas y biohermos de ostreidos y otros moluscos (Leanza y Hugo, 1985), de estratos con ostensible acción de mareas y de acumulaciones supralitorales de carácter evaporítico (Roca-Jagüel, Legarreta et al., 1989; Blanco y Orchuela, 1990; Casadío, 1990). El fin del período Cretácico tuvo lugar en el transcurso de episodios de progradación y emergencia regional que alcanzaron su máxima expresión en tiempos del Paleoceno (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta et al., 1989).

2. FACIES VOLCÁNICAS

Víctor A. Ramos

La presencia de rocas volcánicas en las secuencias jurásico-cretácicas de la Cordillera Principal llamó la atención de numerosos investigadores. Entre los pioneros merecen destacarse las precisas descripciones en el sur de Mendoza de Gerth (1931), quien en la parte superior del Cajón del Burro y en la ladera entre el río Tordillo y el río del Cobre describió a la «Formación porfirítica jurásica». Con posterioridad fue Groeber (1947, 1951, 1953), quien reconoció su importancia areal en la Cordillera del Límite en las provincias de Mendoza y Neuquén. Este autor propuso diversos arreglos estratigráficos, introduciendo los términos de tordillolitense, chilelitense inferior y superior, con diferentes acepciones e interpretaciones.

Con posterioridad, González Bonorino (1950) describió nuevamente estas volcanitas en las proximidades del río Cuevas, así como Polanski (1972) en las cabeceras del río Tupungato. Más recientemente fueron descriptas específicamente por Ramos (1985 a, b), Sanguinetti (1987 a, b) y Sanguinetti y Ramos (1993).

DISTRIBUCIÓN

Estas rocas alcanzan su máximo desarrollo en el sector chileno adyacente correspondiente a los faldeos occidentales de la Cordillera del Límite. En este sector fueron estudiadas por Aguirre Le Bert (1960), Klohn (1960), Thiele y Nasi (1982), Charrier (1984), Rivano et al. (1985) y Vergara et al. (1993).

En el sector argentino se desarrollan en los períodos de máxima expansión de la actividad volcánica, pero siempre restringidos al sector más occidental de la Cordillera Principal. Es así que se conocen de norte a sur en el valle del río Teatinos en la provincia de San Juan (Cristallini et al., 1994), donde están representados por potentes secuencias de brechas andesíticas. Hacia el sur están expuestas a lo largo del valle Hermoso, donde fueron descriptas por Cristallini y Cangini (1993), con características similares.

En territorio mendocino se hallan expuestas en el valle del alto río Cuevas, donde fueron descriptas por Eisner (1987) y Ferrari (1988), y más al sur en las nacientes del río Blanco (Ramos, 1985a), en la quebrada de Vargas (Sanguinetti, 1990) y al este de las Cuevas (Sanguinetti y Cegarra, 1991). Más hacia el sur han sido mencionadas por Polanski (1972) en la región del alto río Tupungato. A partir de este sector se internan en territorio chileno donde Thiele (1980) caracterizó una potente secuencia de rocas volcánicas y volcaniclásticas de edad jurásico-cretácica.

En el sur de Mendoza vuelven a aflorar en el sector comprendido entre los ríos Tinguiririca y Grande, donde fueran reconocidas por Gerth (1931) y Groeber (1953).

En territorio neuquino vuelven a asomar a lo largo de la Cordillera del Límite entre los pasos de Pino Hachado y Codihué, descriptas como pertenecientes al tordillolitense por Groeber (1953). En la parte más oriental de la Cordillera Principal existe una serie de porfiritas, que en la región de Chachil fueron estudiadas por Lambert (1946) y Groeber (1956) y que se extienden más hacia el este hasta alcanzar el sector extra-andino.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas volcánicas de edad jurásico-cretácica anteriormente mencionadas se pueden agrupar en cuatro intervalos estratigráficos diferentes que abarcarían desde el Jurásico inferior al Cretácico superior.

JURÁSICO INFERIOR

Las rocas volcánicas de esta edad se agrupan en la ***Formación Lapa*** (Leanza, 1990) o ***Capas de Lapa*** como las denominara Groeber (1956). Se corresponden con la ***Formación Chacaicó*** del Neuquén extra-andino de Digregorio (1972), así como a parte de las ***Formaciones Piedra del Aguila*** (Ferello, 1947) y ***Sañicó*** (Galli, 1969). Están constituidas por tobas dacíticas y riodacíticas, que se intercalan con basaltos olivínicos, que en conjunto presentan un espesor de 290 m (Leanza, 1990). Corresponden al relleno inicial de la cuenca neuquina, incluidas en el ciclo precuyano por Gulisano et al. (1984a). Sobre esta base se les asignó una edad triásica superior hasta hettangiana inclusive (Leanza, 1990).

Esta secuencia de rocas volcánicas bimodales corresponde a una asociación petrotectónica extensional asociada a la formación de grábenes y hemigrábenes, antecediendo al hundimiento térmico que controló la ingresión liásica de la cuenca neuquina.

JURÁSICO SUPERIOR

Las rocas de esta edad fueron informalmente comprendidas en el ***Tordillolitense*** (véase discusión en Sanguinetti, 1987b). Están representadas en su localidad tipo, el río Tordillo en el sur de Mendoza, por una secuencia de brechas andesíticas que pasan transicionalmente a las areniscas rojas y conglomerados de la ***Formación Tordillo***. Estas rocas vuelven a estar expuestas en territorio argentino al norte de la provincia de Mendoza, en especial al este de la localidad de Las Cuevas (Ramos, 1985a).

En esta localidad, en la sección inferior de la Formación Tordillo, se observan casi 600 m de lavas y cuerpos hipabisales porfíricos con intercalaciones volcaniclásticas de escasa potencia (Sanguinetti y Cegarra, 1991).

Laboratorio de Tectónica Andina. Universidad de Buenos Aires. Pabellón II. Ciudad Universitaria

Además de las asociadas con la Formación Tordillo, en el sector interno de la región occidental del Aconcagua, rocas volcánicas de similares características litológicas reemplazan a la Formación Vaca Muerta (Lo Forte et al., 1994).

Estas rocas han sido interpretadas como depósitos de intra-arco (Charrier, 1984; Ramos, 1985b). Se habrían generado como resultado de la expansión del arco volcánico externo en un régimen extensional durante el Kimmeridgiano-Tithoniano (Ramos y Aguirre Urreta, 1992; Sanguinetti y Ramos, 1993).

CRETÁCICO INFERIOR BAJO

Rocas volcánicas de edad valanginiana fueron descriptas originalmente por Schiller (1912) y Ramos (1985a) en la región de Puente del Inca como correspondientes al intervalo de la Formación Mulichinco dentro del Grupo Mendoza. Con posterioridad fueron analizadas en detalle por Sanguinetti (1990) y Lo Forte y Sanguinetti (1994).

En la quebrada de Vargas están constituidas por mantos concordantes con la secuencia sedimentaria que se extienden a lo largo de 5, 5 km, con espesores de alrededor de 20 metros. Su composición es dominantemente fenobasáltica, y aparecen asociadas a brechas andesíticas y a tobas lapillíticas (Sanguinetti, 1990).

Estos mantos corresponderían a aparatos volcánicos exhumados de tipo fisural, donde lavas del tipo pahoehoe de exposición subaérea, interactuaron con sedimentos húmedos no consolidados en un ambiente fluvial (Lo Forte y Sanguinetti, 1994). Rocas de edad similar fueron descriptas por Lo Forte y Pérez (1991) en la quebrada del Relincho, donde las volcanitas de la Formación Mulichinco se intercalan con depósitos evaporíticos marinos marginales.

CRETÁCICO INFERIOR ALTO-SUPERIOR BAJO

En las provincias de San Juan y Mendoza, a lo largo de la Cordillera del Límite, se encuentran brechas andesíticas y depósitos volcaniclásticos que se asignan a este intervalo. Estas rocas fueron descriptas por Groeber (1955) como parte de su ***Chilelitense*** sobrepuesto al calcáreo de las Cuevas, de supuesta edad senoniana. Sin embargo el hallazgo de *Olcostephanus* sp. en estas calizas (Ramos et al., 1990), permitió asignar a la secuencia volcánica al Cretácico inferior.

Estas rocas, homologadas a la ***Formación Juncal***, constituyen cordones de varios centenares de metros de espesor de brechas andesíticas y flujos piroclásticos diversos que alcanzan su mejor exposición en el cerro Juncal, en el territorio chileno adyacente (Ramos et al., 1990).

Más hacia el norte, en territorio sanjuanino, engranan con depósitos volcaniclásticos de la ***Formación Cristo Redentor*** y clásticos de la ***Formación Diamante***, descriptos por Cristallini y Cangini (1993).

Estos depósitos corresponden al arco volcánico externo, de amplio desarrollo en la región chilena adyacente. Su edad mínima queda circunscripta por los granitoides que en el sector chileno intruyen a esta unidad (Rivano et al., 1985). Además, rocas del arco volcánico chileno han sido datadas en 117 Ma por Rb/Sr (Aberg et al., 1984) y por lo tanto asignables al Hauteriviano superior. En territorio argentino reemplazan a los términos superiores de la Formación Agrio, continuándose quizás hasta la base del Cretácico superior.

3. BIOESTRATIGRAFÍA

Alberto C. Riccardi, Susana E. Damborenea, Miguel O. Manceñido y Sara C. Ballent

INTRODUCCIÓN

Esta sección sintetiza el conocimiento édito existente sobre los principales grupos fósiles del Jurásico y Cretácico del centro-oeste de la Argentina, especialmente de aquéllos con importancia bioestratigráfica.

Dada la cantidad de especies descriptas para el Jurásico y Cretácico marinos, y el espacio disponible para esta síntesis, se ha optado por listar las zonas bioestratigráficas reconocidas en las que se incluyen las mismas, la distribución dentro de la región mencionada, la equivalencia con la escala cronoestratigráfica internacional y la unidad litoestratigráfica correspondiente. Para los invertebrados la responsabilidad de la síntesis presentada corresponde a A.C. Riccardi en el caso de los amonoideos, S.E. Damborenea en el de los bivalvos, M.O. Manceñido en el de los braquiópodos y S.C. Ballent en el de los microfósiles. La información sobre otros grupos fósiles, compilada por A.C. Riccardi, es de orden más general debido al menor grado de resolución estratigráfica de los mismos.

JURÁSICO

La estratigrafía del Jurásico marino ha podido ser desarrollada en mucho detalle debido a la existencia de una abundante fauna de amonites, cuyo estudio ha resultado en el esquema bioestratigráfico que se presenta más abajo, el cual permite realizar correlaciones locales, regionales e intercontinentales. Información adicional, incluyendo toda la bibliografía correspondiente, se encuentra en Riccardi (1983, 1984), Riccardi et al. (1990a, b, c) y Riccardi y Damborenea (1993). Las faunas de bivalvos y braquiópodos son abundantes y diversas pero se conocen sólo relativamente bien (véase referencias en Damborenea, 1987a, b, 1990; Riccardi et al. 1990a, b, c; Manceñido, 1991). Las Zonas de Asociación reconocidas sobre la base de bivalvos y braquiópodos para la República Argentina, han sido propuestas en Riccardi et al. (1990a, 1994), Damborenea (1990, 1994) y Manceñido (1991).

JURÁSICO INFERIOR

Hettangiano

El Hettangiano marino es conocido exclusivamente de una sucesión aflorante entre los arroyos Malo y Alumbre, margen norte del río Atuel, correspondiente a la Formación El Cholo o El Cholo/Puesto Araya.

1. ***Zona de Asociación de Psiloceras***. Esta zona (Riccardi et al., 1988a; véase también 1991b) se dispone sobre aproximadamente 300 m de pelitas en las que se han registrado foraminíferos y ostrácodos que corresponden aproximadamente al límite Triásico/ Jurásico (Ballent, 1994). Esta zona corresponde a la parte (inferior? y) superior de la Zona de *Planorbis* (Hettangiano temprano) de la zonación europea.

2. ***Zona de Asociación de Waehneroceras-Schlotheimia***. Corresponde a la Zona de *Liasicus* y parte de *Angulata* (Hettangiano medio-superior) de la zonación europea (Riccardi, en Riccardi et al., 1991b), o a la parte inferior de la última de las zonas citadas (Hillebrandt, 1990).

Asociada a amonites de esta zona y de la siguiente, aparece la Fáunula de *Palmoxytoma* (Damborenea, 1994 y en Riccardi et al., 1993), que está acompañada por una asociación de braquiópodos (Manceñido, 1994) con *Furcirhynchia* cf. *trechmanni* y por foraminíferos aglutinados y ostrácodos asignados (Ballent, 1992) a *Ogmoconchella ellipsoidea* (Jones).

3. ***Zona de Asociación de Badouxia canadensis***. Esta zona (Riccardi et al., 1988a) corresponde a la Zona de *Angulata,* Hettangiano superior, de la zonación europea (Riccardi et al., 1991b). Refleja una mayor diversificación de la fauna, que contiene bivalvos, gastrópodos, escafópodos, braquiópodos y los mismos foraminíferos y ostrácodos hallados en la zona infrayacente.

Sinemuriano

El Sinemuriano marino es conocido exclusivamente de una sucesión aflorante (Formación El Cholo o El Cholo/ Puesto Araya) en la región ubicada inmediatamente al norte del río Atuel, entre los arroyos Malo y El Cholo y, en el caso de la parte más alta, también en el curso superior del arroyo Blanco.

4. ***Zona de Asociación de Vermiceras***. Esta zona (Riccardi, en Riccardi et al., 1988a, 1991b) ha sido considerada aproximadamente equivalente a la Zona de *Bucklandi* (Sinemuriano inferior) de la zonación europea.

5. ***Zona de Asociación de Agassiceras***. Esta zona (Riccardi, en Riccardi et al., 1988a, 1991b) fue considerada mayormente equivalente a la parte alta del Sinemuriano inferior, Zonas de *Semicostatum* a *Turneri* de la zonación europea, siendo posible que su base sea correlacionable con la parte alta de la Zona de *Bucklandi* (véase Hillebrandt, 1990)

La Zona de Asociación de *Otapiria pacifica* (Damborenea, en Riccardi et al., 1990a) se extiende desde la parte superior de la Zona de *Badouxia canadensis* hasta la de *Agassiceras*.

6. ***Zona de Asociación de Epophioceras***. Esta zona fue reconocida (Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1988a; 1991b) en la sucesión aflorante en el arroyo Las Chilcas y también ha sido documentada en el curso superior del arroyo Blanco, margen norte del río Atuel. Es mayormente equivalente a la Zona de *Obtusum* (Sinemuriano superior) de la zonación europea (Riccardi, en Riccardi et al., 1991b), siendo posi-

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. CONICET.

ble que su base sea correlacionable con la parte alta de la Zona de *Turneri* (véase Hillebrandt, 1990).

En correspondencia aproximada con esta zona se han reconocido una fáunula de bivalvos y una zona de braquiópodos. La Fáunula de *Cardinia* cf. *listeri* (Damborenea, 1994 y en Riccardi et al., 1993) es relativamene rica en bivalvos y marca la aparición local de varias especies longevas. La Zona de Asociación de *Gibbirhynchia dereki* (Manceñido, 1991, 1993b), de moderada diversidad, se extiende hasta la parte basal de la Zona de amonites siguiente.

Pliensbachiano

7. ***Zona de Asociación de Miltoceras***. Zona reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1988a, 1991b, 1993) en la sección de la Formación El Cholo/Puesto Araya aflorante en el arroyo Las Chilcas, margen norte del río Atuel. También ha sido registrada en Portezuelo Ancho. Es mayormente equivalente a la Zona de *Jamesoni* (Pliensbachiano inferior) de la zonación europea (Riccardi et al., 1991b).

8. ***Zona de Asociación de Dubariceras***. Fue reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1988a, 1991b) en la Formación El Cholo/Puesto Araya, en el arroyo Las Chilcas y El Cholo/Puesto Araya, y también ha sido documentada aguas arriba del codo del arroyo Blanco y en Portezuelo Ancho. Esta zona es en parte equivalente a la Zonas de *Jamesoni* e *Ibex* (Pliensbachiano inferior) de la zonación europea (Riccardi, en Riccardi et al., 1991b).

La Zona de *Dubariceras* es aproximadamente equivalente a la Zona de Asociación de *Otapiria neuquensis* (Damborenea, en Riccardi et al., 1990a), la cual se extiende desde el alto río Atuel hasta Piedra Pintada, con moderada diversidad de bivalvos.

Abarcando parte de la Zona de *Miltoceras*, la de *Dubariceras* y parte de la de *Fanninoceras*, se ha reconocido la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea burckhardti,* con gran diversidad de braquiópodos (Manceñido, 1991, 1993b).

9. ***Zona de Asociación de Fanninoceras***. Fue reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1988a, 1990a) y se halla ampliamente distribuida en el oeste de la Argentina en las Formaciones Los Molles y El Cholo/Puesto Araya de Neuquén y Mendoza y en la Formación Los Patillos en San Juan (Volkheimer et al., 1978). Es parcialmente equivalente a la parte superior del Pliensbachiano inferior y al Pliensbachiano superior (Zonas de *Davoei*, *Margaritatus* y *Spinatum* de la zonación europea). Corresponde a las Zonas de *Fanninoceras behrendseni*, *F. fannini* y *F. disciforme* de Hillebrandt (1987, 1989).

Una extensión similar alcanza la Zona de Asociación de *Radulonectites sosneadoensis* (Damborenea, en Riccardi et al., 1990a), muy rica en bivalvos.

De niveles probablemente equivalentes a las dos últimas zonas de amonites se han registrado corales en las áreas del río Atuel (Mendoza) y Piedra Pintada (Neuquén) (Jaworski, 1914-5, 1925; Gerth, en Jaworski, 1926; Gerth, 1928; Damborenea et al., 1975).

Una asociación microfaunística diversa y relativamente abundante caracteriza niveles similares de la Formación Los Molles al sur de Zapala, en el Neuquén. En niveles continentales equivalentes del sur del Neuquén se ha documentado (Ballent, 1987) la presencia de ostrácodos de agua dulce, representados por cypridáceos y especies de *Darwinula* Brady y Robertson, asociados a conchostracos. En esta región también se ha señalado la existencia de radiolarios (Pujana, en Manceñido, 1993c).

Toarciano

El Toarciano marino se halla representado -total o casi totalmente- en todo el centro oeste de la Argentina, en la Formación Los Patillos del sur de San Juan, la «Formación Puchenque» del sur de Mendoza y la Formación Los Molles del Neuquén. Se conoce también en el centro oeste del Chubut.

10. ***Zona Standard de Tenuicostatum***. Esta zona no ha sido claramente diferenciada (Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990a), aunque es probable que se encuentre representada en Mendoza y en el Neuquén. A esta zona corresponderían una zona de bivalvos y otra de braquiópodos: la Zona de Asociación de *Posidonotis cancellata* (Damborenea, en Riccardi et al., 1990a) y la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea cuyana* (Manceñido, 1991, 1993b), que se extiende desde la parte alta de la Zona de *Fanninoceras* y está muy diversificada.

En niveles considerados equivalentes a la Zona de *Tenuicostatum* se ha documentado (Angelozzi, 1988) la presencia de nanofósiles calcáreos y foraminíferos (Kielbowicz, 1987).

11. ***Zona de Asociación de Dactylioceras hoelderi***. Fue introducida para Chile por Hillebrandt y Schmidt Effing (1981). En Mendoza fue reconocida (Hillebrandt, 1987) sobre la base de la presencia de *Harpoceratoides* cf. *alternatus* (Simps.) y *Nodicoeloceras* cf. *crassoides* (Simps.). Se conoce también en la Formación Los Patillos del sur de San Juan (Volkheimer et al., 1978; Álvarez 1994a) y es probable que se encuentre presente en la Formación Los Molles del sur del Neuquén. Esta zona es aproximadamente equivalente a la Zona de *Falcifer* (parte media del Toarciano inferior) de la zonación europea y es portadora del crustáceo *Glyphea eureka* Damborenea y Manceñido (1987).

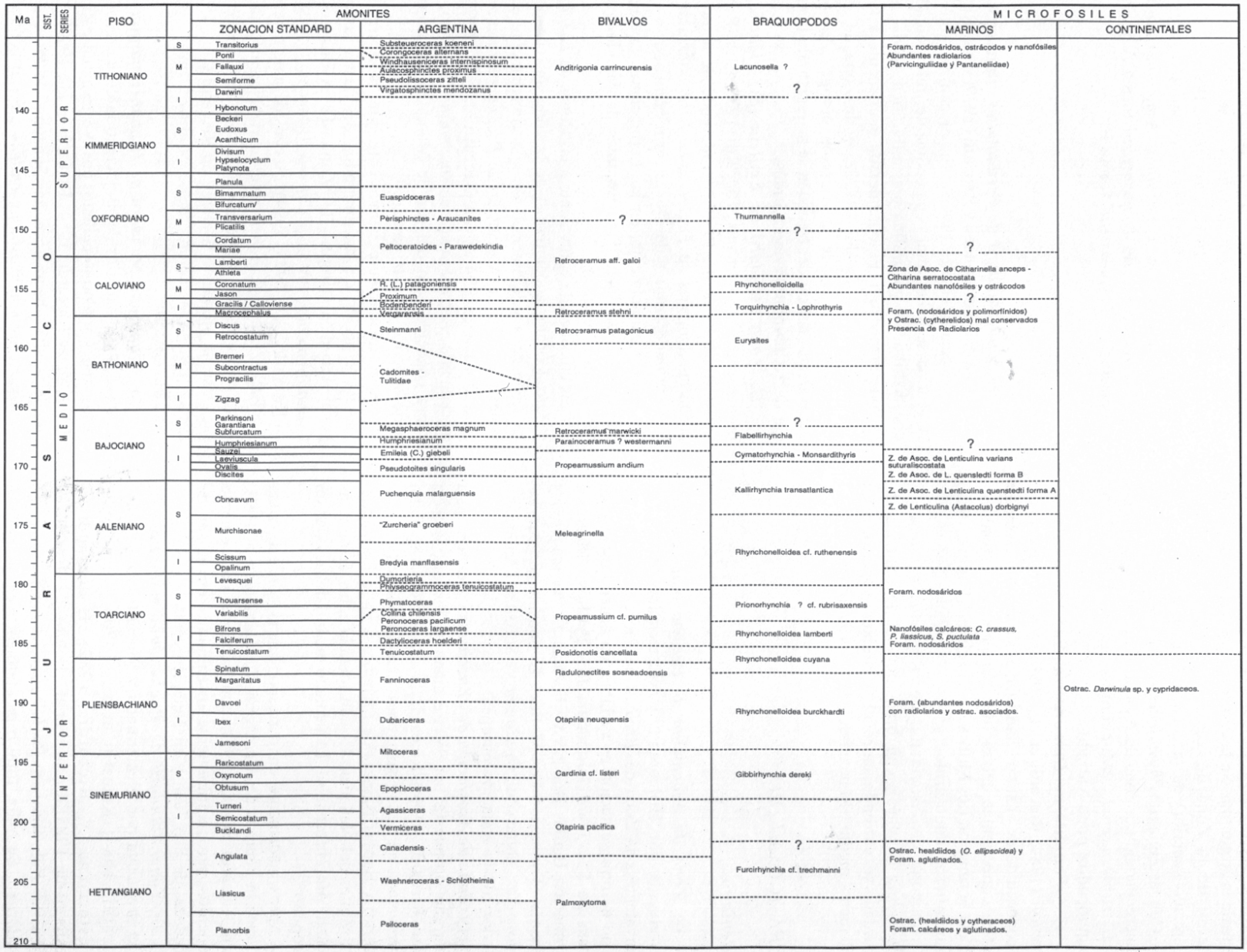
12-14. ***Zonas de Asociación de Peronoceras largaense, P. pacificum y Collina chilensis***. Estas tres zonas fueron introducidas para Chile por Hillebrandt y Schmidt Effing (1981). Han sido reconocidas en todo el centro oeste de la Argentina (Riccardi, 1984; Hillebrandt, 1987; Álvarez 1994a). El conjunto es aproximadamente equivalente a la Zona de *Bifrons* (parte alta del Toarciano inferior) de la zonación europea.

Este intervalo es aproximadamente equivalente a la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea lamberti* (Manceñido, 1991, 1993b), la cual se extiende desde la Zona de *D. hoelderi* hasta la de *C. chilensis* y contiene un conjunto de braquiópodos relativamente variado (Manceñido, 1991).

15. ***Fáunula de Phymatoceras***. Fue reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1990a). Se halla representada en todo el centro oeste de la Argentina. Es equivalente a las Zonas de *Variabilis* y *Thouarsense* (parte inferior del Toarciano superior) de la zonación europea.

La Zona de Asociación de *Propeamussium* cf. *pumilus* (Damborenea, en Riccardi et al., 1990a) aparece en las

CUADRO 1. ZONACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DEL JURÁSICO.



mismas localidades y se extiende desde la Zona de *Hoelderi* hasta la de *Phlyseogrammoceras*.

16. ***Zona de Asociación de Phlyseogrammoceras tenuicostatum***. Fue reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1990a) y se halla presente en todo el centro oeste de la Argentina. Se la considera equivalente a la parte inferior de la Zona de *Levesquei* (parte superior del Toarciano superior) de la zonación europea.

Con las Zonas de *Phymatoceras* y *Phlyseogrammoceras* se ha reconocido la Zona de Asociación de *Prionorhynchia ?* cf. *rubrisaxensis* (Manceñido, 1991, 1993b), con braquiópodos poco variados.

17. ***Fáunula de Dumortieria***. Fue reconocida por Riccardi (1984; Riccardi et al., 1990a) y sus componentes se conocen desde el sur de San Juan al sur del Neuquén. En niveles equivalentes del sur del Neuquén, correspondientes a la Formación Los Molles, se han citado (Ballent, 1987) foraminíferos nodosáridos.

La zona de Asociación de *Rhynchonelloidea* cf. *ruthenensis* (Reynés), con braquiópodos de reducida diversidad, se extiende entre el Toarciano superior y el Aaleniano medio (Manceñido, 1991, 1993b).

JURÁSICO MEDIO

Aaleniano

18. ***Zona de Asociación de Bredyia manflasensis***. Introducida por Hillebrandt y Westermann (1985), es equivalente a la Zona de *Bredyia* de Riccardi (1984). Su grado de representación es variable, en general escaso, en el sur de San Juan (Formación Los Patillos), Mendoza (Formación Bardas Blancas y «Formación Puchenque») y Neuquén (Formación Los Molles). Es considerada equivalente a las Zonas de *Opalinum* y *Scissum* (Aaleniano inferior) de la zonación europea.

19. ***Zona de Asociación de «Zurcheria» groeberi***. Esta zona fue propuesta por Westermann y Riccardi (1979; véase Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990b). Se halla representada en las Formaciones Tres Esquinas (= China Muerta) y Bardas Blancas de Mendoza y en la Formación Los Molles del Neuquén. Es considerada equivalente a las Zona de *Murchisonae* s.l. (Aaleniano medio) de la zonación europea.

Aproximadamente en correspondencia con esta zona se ubica la Fáunula de *Meleagrinella* (Damborenea, 1994, y en Riccardi et al. 1993), con bivalvos probremente conocidos pero ampliamente distribuidos en el sur de Mendoza, de San Juan y en Neuquén central.

20. ***Zona Standard de Puchenquia malarguensis***. Zona propuesta por Westermann y Riccardi (1979; véase Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990b), comprende (Westermann y Riccardi, 1982; Hillebrandt y Westermann, 1985; Riccardi et al., 1990b), de abajo hacia arriba, las Subzonas de *Puchenquia compressa* y de *P. mendozana*. Se halla, total o parcialmente, en las Formaciones Los Patillos del sur de San Juan, Tres Esquinas de Mendoza y Los Molles del Neuquén. Es considerada equivalente al lapso comprendido entre la parte superior de la Zona de *Gigantea* y la parte inferior de la Zona de *Discites* (Aaleniano superior a Bajociano inferior) de la zonación europea.

Entre esta zona y la siguiente se extiende la Zona de Asociación de *Kallirhynchia transatlantica*, que incluye braquiópodos de moderada diversidad (Manceñido, 1993b y en Riccardi et al., 1993, 1994).

En coincidencia aproximada con la Zona de Asociación de *Puchenquia malarguensis*, se han reconocido (Ballent, 1985, 1991, en Riccardi et al., 1994; Kielbowicz, 1987) tres zonas de asociación de foraminíferos, de abajo hacia arriba: Zona de *Lenticulina (Astacolus) dorbignyi*, Zona de Asociación de *L. quenstedti* forma A y Zona de Asociación de *L. quenstedti* forma B.

Bajociano

21. ***Zona Standard de Pseudotoites singularis***. Zona propuesta por Westermann y Riccardi (1979; véase Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990b). En el centro oeste de la Argentina se halla, total o parcialmente, representada con una distribución geográfica y estratigráfica similar a la de la zona precedente. Es considerada equivalente a la parte superior de la Zona de *Discites* y la Zona de *Ovalis* (Bajociano inferior) de la zonación europea. En niveles equivalentes del sur del Neuquén se ha registrado la presencia de foraminíferos nodosáridos.

22. ***Zona Standard de Emileia (E.) giebeli***. Zona propuesta por Westermann y Riccardi (1979; véase Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990b), comprende de abajo hacia arriba las Subzonas de *Emileia giebeli submicrostoma*, de *Emileia multiformis* y de *Dorsetensia blancoensis*. Se halla, total o parcialmente, en las Formaciones Los Patillos del sur de San Juan, Tres Esquinas de Mendoza y Los Molles del Neuquén.

Es considerada equivalente a las Zonas de *Laeviuscula* y *Sauzei* (Bajociano inferior) de la zonación europea.

Esta zona y la anterior son aproximadamente equivalentes a la Zona de Asociación de *Propeamussium andium* (Damborenea, 1994, y en Riccardi et al., 1993). El inocerámido *Retroceramus* cf. *inconditus* (Marw.), hasta ahora conocido sólo del sur de Mendoza, caracteriza la parte superior de esta unidad.

Aproximadamente coincidente con la Zona de *E. giebeli*, especies de braquiópodos de varios ambientes permitieron distinguir la Zona de Asociación de *Cymatorhynchia - Monsardithyris* (Manceñido, 1993b y en Riccardi et al., 1993, 1994), de considerable diversidad.

En la Zona de *E. giebeli*, en el sur del Neuquén, también se ha documentado la presencia de foraminíferos, con los cuales se ha propuesto (Ballent, en Riccardi et al. 1994) la Zona de Asociación de *Lenticulina varians suturaliscostata*.

23. ***Cronozona Standard de Humphriesianum***. Zona standard (parte superior del Bajociano inferior) reconocida en los Andes argentino-chilenos por Westermann y Riccardi (1979; véase Riccardi, 1984; Riccardi et al., 1990b), comprende de abajo hacia arriba las Subzonas de *Romani*, y de *Duashnoceras paucicostatum chilense*. En el centro oeste de la Argentina se la encuentra con un grado de representación variable -generalmente escaso- y con una distribución geográfica y estratigráfica similar a la de la zona precedente.

La Zona de Asociación de *Parainoceramus ? westermanni* (Damborenea, 1994, y en Riccardi et al.,

1993), aproximadamente equivalente a esta zona en Neuquén, no ha sido todavía documentada en Mendoza, donde sin embargo, en facies litorales, hay una fauna relativamente variada con trigoniáceos y otros bivalvos.

La Fáunula de *Flabellirhynchia*, de antigüedad similar, presenta braquiópodos poco variados (Manceñido, 1993b y en Riccardi et al., 1993, 1994).

24. ***Zona de Asociación de Megasphaeroceras magnum***. Zona propuesta por Riccardi et al. (1991a). Se halla representada en la Formación Los Patillos del sur de San Juan, la Formación Tres Esquinas de Mendoza y la Formación Los Molles del Neuquén. Es aproximadamente equivalente a la Zona de *Subfurcatum* (parte inferior del Bajociano superior) de la zonación europea.

La Zona de Asociación de *Retroceramus marwicki* (Damborenea, 1994, y en Riccardi et al., 1993), aproximadamente equivalente a esta zona y parte de la precedente, se halla bien representada en el norte del Neuquén.

Bathoniano

25. ***Asociación Mixta de Cadomites-Tulitidae***. Asociación propuesta por Riccardi et al. (1988b, c, 1990d), equivalente a la Fáunula de *Cadomites* de Riccardi (1984). Se halla representada en el área de Chacay Melehue. Se considera que corresponde a parte del Bathoniano superior, aunque incluye fauna redepositada algo más antigua, del Bathoniano.

26. ***Zona Standard de Steinmanni***. Zona propuesta por Riccardi et al. (1988b; véase Riccardi et al., 1990b, d; 1991a). Se halla representada en la Formación Los Molles (y «Chacay Melehue») en áreas restringidas del sur de Mendoza y noroeste del Neuquén. Se conocen también en la Formación Los Patillos del sur de San Juan. Ha sido considerada equivalente a las Zonas de *Retrocostatum* y *Discus* (Bathoniano superior) de la zonación europea. Pero la presencia en sierra de Reyes de *Morphoceras* aff. *macrescens* es indicativa de términos del Bathoniano inferior.

En una posición estratigráfica equivalente se ubica la Zona de Asociación de *Retroceramus patagonicus* (Damborenea, 1990, 1994), la cual se halla representada en Chacay Melehue y sierra de Reyes. En esta última localidad, sobre la base de braquiópodos, se ha reconocido también la Fáunula de *Eurysites* (Manceñido, 1993b y en Riccardi et al., 1993, 1994), de baja diversidad. En niveles correspondientes al límite Bathoniano-Calloviano se ha documentado la existencia de radiolarios y de foraminíferos y ostrácodos mal conservados (Pujana, en Manceñido 1993c).

Calloviano

27. ***Zona Standard de Vergarensis***. Zona propuesta por Riccardi et al. (1988b; véase Riccardi et al., 1990b, d; 1991a) para los Andes argentino-chilenos. Presenta una distribución geográfica y estratigráfica similar a la de la zona infrayacente. Es considerada equivalente a la base del Calloviano inferior.

28. ***Zona Standard de Bodenbenderi***. Zona propuesta por Riccardi et al. (1988b; véase Riccardi et al., 1990b, d; 1991a). Se ha documentado en la Formación Los Patillos del sur de San Juan, la Formación Tres Esquinas del sur de Mendoza y las Formaciones Los Molles, Lajas y «Chacay Melehue» del Neuquén.

Aproximadamente equivalente a esta zona y la precedente resulta la Zona de Asociación de *Retroceramus stehni* (Damborenea, 1990, 1994), reconocida en Chacay Melehue y sierra de Reyes. Las facies litorales del Calloviano temprano contienen comúnmente una rica fauna de bivalvos, con especies de *Gryphaea*, *Trigonia*, *Vaugonia*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Ctenostreon* y otros.

En depósitos mayormente equivalentes a esta zona de amonites y la siguiente, se presenta la Zona de Asociación de *Torquirhynchia* - *Lophrothyris*, con braquiópodos de moderada diversidad (Manceñido, 1993a, b, y en Riccardi et al., 1993, 1994).

29. ***Zona Standard de Proximum***. Zona propuesta por Riccardi et al. (1988b, c; véase Riccardi et al., 1990b, d; 1991a) para los Andes argentino-chilenos. Ha sido considerada equivalente a la Zona de *Gracilis* (parte alta del Calloviano inferior) de la zonación europea. Se ha documentado en la Formación Los Patillos del sur de San Juan y en la Formación Los Molles del noroeste del Neuquén. En la provincia de Mendoza no existen evidencias claras que certifiquen su presencia.

30. ***Horizonte de Rehmannia patagoniensis***. Introducido por Riccardi y Westermann (1991a, b), se halla representado en depósitos atribuidos a la Formación La Manga del oeste de Mendoza y sur de San Juan (Schiller, 1912; Stipanicic, 1966; Ramos, 1985a; Álvarez, 1994b) y en la Formación Lotena del Neuquén. Ha sido referido al Calloviano medio.

En la región de sierra de Reyes aparece, en depósitos del Calloviano (medio ?), el bivalvo *Retroceramus* aff. *galoi* (Boehm) (Damborenea, 1990).

En Neuquén y San Juan se ha reconocido una Fáunula de *Rhynchonelloidella*, con baja diversidad de braquiópodos (Manceñido, 1993b, y en Riccardi et al., 1994).

En el Horizonte de *Rehmannia patagoniensis* se han hallado también, en el sur del Neuquén, microfósiles, los que han permitido diferenciar la Zona de Asociación de *Citharinella anceps* - *Citharina serratocostata* (Ballent, en Riccardi et al., 1994; Simeoni, en Manceñido 1993c; Simeoni, 1994).

JURÁSICO SUPERIOR

Oxfordiano

31. ***Zona de Asociación de Peltoceratoides-Parawedekindia***. Introducida por Riccardi (en Riccardi et al., 1990c), corresponde a la «Fáunula de *Peltoceras*» de Riccardi (1984). Existen evidencias de la misma en el suroeste de Mendoza (arroyo Santa Elena, río del Cobre, arroyo de La Manga) y norte del Neuquén (Rahueco). Es considerada equivalente al Calloviano más alto y/o al Oxfordiano inferior.

32. ***Zona de Asociación de Perisphinctes - Araucanites.*** Introducida por Riccardi (en Riccardi et al., 1990c), corresponde a la Zona de Asociación de *Perisphinctes* de Riccardi (1984). Se halla representada en la Formación La Manga,

desde el sur de Mendoza hasta el centro del Neuquén. Es considerada aproximadamente equivalente a las Zonas de *Plicatilis* y *Transversarium* (Oxfordiano medio) de la zonación europea.

En niveles equivalentes de dicha formación se conoce una Fáunula de *Thurmannella* sp. (Manceñido y Dagys, 1992; Manceñido, 1993b), y es probable que de similar procedencia sea el material de cnidarios referido a «*Isastrea jaworskii* Gerth y *Latimaeandra caracolensis* Steinm.» (Gerth, en Jaworski, 1926; Gerth, 1928; Mörsch, 1991). En el norte del Neuquén la Fáunula de *Retroceramus* aff. *galoi* se extendería a niveles inferiores de la Formación La Manga, mientras que en la mayor parte de la cuenca esta unidad presenta facies dominadas por ostreáceos del género *Gryphaea*.

Kimmeridgiano

En el centro oeste de la Argentina el Kimmeridgiano se halla representado por facies continentales , i.e. Formación Tordillo, y hasta la fecha no se ha documentado fehacientemente la existencia de amonites ni de bivalvos marinos de tal edad. En una localidad del centro de Neuquén, Leanza (en Leanza y Garate, 1987, en Riccardi et al., 1990c) ha atribuido al Kimmeridgiano una asociación caracterizada por *Trigonia* y *Lambertrigonia* (Leanza y Garate, 1993). Sin embargo, tal fauna proviene en realidad de depósitos callovianos de la Formación Lotena. En la Cuenca Aconcagüina, Aguirre Urreta (Comunicación del 10 de agosto de 1990; Circ. Inf. Asoc. Paleontol. Argent. 18:8) ha comunicado la presencia de amonites ataxiocerátidos del Kimmeridgiano, pero tales identificaciones no han sido corroboradas. Existen, en cambio, hallazgos inéditos de conchóstracos kimmeridgianos en el noroeste del Neuquén.

Tithoniano

33. ***Zona de Asociación de Virgatosphinctes mendozanus***. Diferenciada por Burckhardt (1900, p. 82; 1903, p. 106), en Mendoza caracteriza la base de la Formación Vaca Muerta y marca el comienzo de la sedimentación marina del ciclo Ándico. Se la conoce en la región inmediatamente al sur del cerro Aconcagua y hacia el sur del río Diamante, en una amplia faja que se extiende hasta Carrín Curá (Neuquén). Es considerada equivalente a la parte superior del Tithoniano inferior.

34. ***Zona de Asociación de Pseudolissoceras zitteli***. Diferenciada por Burckhardt (1900, p. 83; 1903, p. 107), en Mendoza corresponde a parte de la Formación Vaca Muerta. Está documentada desde el sur del río Diamante (Mendoza) hasta el cerro Lotena (Neuquén). Es considerada equivalente a la parte inferior del Tithoniano medio.

35. ***Zona de Asociación de Aulacosphinctes proximus***. Diferenciada por Burckhardt (1900, p. 84; 1903, p. 108; véase Groeber, 1946; Leanza y Hugo, 1978), se presenta en niveles de la Formación Vaca Muerta. Se halla representada en la misma región que la zona infrayacente. Es considerada equivalente a la parte media del Tithoniano medio.

36. ***Zona de Asociación de Windhauseniceras internispinosum***. Diferenciada por Weaver (1931), se presenta en niveles de la Formación Vaca Muerta, aproximadamente en la misma región que la zona infrayacente, entre el río Salado (Mendoza) y cerro Lotena (Neuquén). Es considerada equivalente a la parte superior del Tithoniano medio.

37. ***Zona de Asociación de Corongoceras alternans***. Diferenciada por Leanza (1945), se presenta en niveles de la Formación Vaca Muerta. Se la conoce desde la región del río Diamante (Mendoza) hasta Picún Leufú (Neuquén). Es considerada equivalente a la parte inferior del Tithoniano superior.

38. ***Zona de Asociación de Substeueroceras koeneni***. Diferenciada por Gerth (1925), en Mendoza se presenta en niveles de la Formación Vaca Muerta. Se la conoce desde el río Diamante (Mendoza) hasta Picún Leufú (Neuquén). Es considerada equivalente a la parte superior del Tithoniano superior.

La fauna de bivalvos tithonianos comienza a ser variada y está caracterizada por un desarrollo de Myophorellinae y Anditrigoniinae entre las trigonias y *Deltoideum lotenoense* (Weaver) entre los ostreáceos (Weaver, 1931; Riccardi et al. 1990c; Leanza, 1993; Riccardi et al., 1993, y bibliografía allí citada).

Leanza (en Leanza y Garate, 1987 y en Riccardi et al., 1990c) ha reconocido una asociación de *Anditrigonia carrincurensis* en las Formaciones Vaca Muerta, Carrín Curá y Picún Leufú. En facies más marginales (Formaciones Ortiz-Quintuco), una asociación coetánea de *Isognomon nanus* - *Anditrigonia subnodosa* podría extenderse quizás hasta el Berriasiano (Manceñido y Damborenea, 1984). Asimismo, en la Formación Vaca Muerta de Neuquén existen evidencias de una Fáunula de *Lacunosella* ? con escasa diversidad de braquiópodos tithonianos (Riccardi, 1983, Manceñido y Dagys, 1992; Manceñido, 1993b).

CRETÁCICO

CRETÁCICO INFERIOR

La estratigrafía del Cretácico inferior marino de esta región ha podido ser desarrollada con mucho detalle debido a la existencia de una abundante fauna de amonites, cuyo estudio ha resultado en el esquema bioestratigráfico que se presenta más abajo, el cual permite realizar correlaciones locales, regionales e intercontinentales. Información adicional, incluyendo toda la bibliografía correspondiente, se encuentra en Leanza (1945, 1947), Leanza y Hugo (1978), Leanza y Wiedmann (1980), Leanza (1981) y Riccardi (1984, 1988). La fauna de bivalvos es abundante y diversa pero no ha sido objeto de revisiones modernas. No se cuenta con zonaciones formales y, si bien diversos autores (Manceñido y Damborenea, 1984, Leanza y Garate, 1987) han reconocido algunas «asociaciones» que se indican en el Cuadro 2, las mismas revisten carácter informal y requieren estudios más detallados.

Berriasiano

39. ***Zona de Asociación de Argentiniceras noduliferum***. Diferenciada por Leanza (1945), se presenta en niveles de la Formación Vaca Muerta de las provincias de Neuquén y Mendoza. Es considerada aproximadamente

equivalente a la Zona de *Grandis* (Berriasiano inferior) de la zonación europea.

40. ***Zona de Asociación de Spiticeras damesi***. Diferenciada por Gerth (1925), se halla representada en niveles de la Formación Vaca Muerta de las provincias de Neuquén y Mendoza. Es considerada aproximadamente equivalente a la Zona de *Boissieri* (Berriasiano superior) de la zonación europea.

En la Formación Vaca Muerta de Neuquén, hay quienes reconocen una asociación de *Virgotrigonia hugoi* de edad berriasiana s.l. (Leanza y Garate, 1987).

La presencia de microfósiles calcáreos se ha documentado en niveles del Berriasiano (Ballent, 1993), correspondientes a las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco (parte inferior) del sur del Neuquén y Mendoza (Ballent, 1993; Simeoni, en Manceñido, 1993c).

Valanginiano

41. ***Zona de Asociación de Neocomites wichmanni***. Diferenciada por Leanza (1945), caracteriza los niveles más altos de la Formación Vaca Muerta de Mendoza y Neuquén. Es considerada aproximadamente equivalente al Valanginiano inferior.

42. ***Zona de Asociación de Olcostephanus curacoensis.*** Diferenciada por Leanza (1945), se ubica en los niveles más altos de la Formación Vaca Muerta en el Neuquén, y en las Formaciones Mulichinco y Chachao del sur de Mendoza. Se caracteriza por la presencia, junto a *O. atherstoni* (Sharpe) del Valanginiano superior-Hauteriviano inferior, de *Karakaschiceras attenuatum* (Behr.), especie esta última comparable (Riccardi et al. 1971) con *Karakaschiceras biassalense* (Karakasch) de la parte basal (Zona de *Verrucosum*) del Valanginiano superior del Tethys (Kemper et al. 1981; Aguirre Urreta y Rawson, 1994). En ella también se incluyen amonites atribuidos a *Olcostephanus* (Leanza, 1957) o a *Lemurostephanus* (Thieuloy, 1977; Leanza y Wiedmann, 1980; Riccardi, 1984), con especies que en Europa se encuentran en la Zona de *Trinodosum* de la parte media del Valanginiano superior (Thieuloy, 1977) y que se extenderían hasta el límite con el Hauteriviano.

Para los bivalvos, una asociación de *Steinmanella quintucoensis* ha sido mencionada para una localidad de Neuquén y referida al Valanginiano (Leanza y Garate, 1987).

La rica fauna de bivalvos de la Formación Chachao está dominada por ostreáceos. De esta fauna también se conocen gastrópodos, braquiópodos inarticulados, cnidarios, serpúlidos y equinodermos (Damborenea et al., 1979). Niveles equivalentes, ubicados en la Formación Agrio, contienen foraminíferos (Simeoni, 1985; Masiuk y Viña, 1986).

Hauteriviano

43. ***Zona de Asociación de «Lyticoceras» pseudoregale.*** Diferenciada por Gerth (1925), caracteriza la base de la Formación Agrio de Neuquén y Mendoza. Esta zona ha sido tradicionalmente considerada aproximadamente equivalente al Hauteriviano inferior. El género *Olcostephanus*, con la especie *O. laticostatus* (Gerth), alcanza la parte inferior del Hauteriviano (Riccardi, en Riccardi et al., 1993).

44. ***Zona de Asociación de Holcoptychites neuquensis***. Diferenciada por Gerth (1925), caracteriza la parte inferior de la Formación Agrio de Neuquén y Mendoza. De acuerdo con la fauna presente, ha sido referida a las partes alta del Hauteriviano inferior y baja del Hauteriviano superior (Gerth, 1925; Giovine, 1950; Leanza y Wiedmann, 1980; Riccardi, 1984).

45. ***Zona de Asociación de Crioceratites andinus***. Diferenciada por Gerth (1925), caracteriza la parte superior de la Formación Agrio de Neuquén y Mendoza. Es referida aproximadamente al Hauteriviano superior - Barremiano? inferior. Foraminíferos ceratobulimínidos y polimorfínidos han sido documentados (Masiuk y Viña, 1986) en niveles correspondientes a esta zona, en la parte superior de la Formación Agrio en el sur del Neuquén.

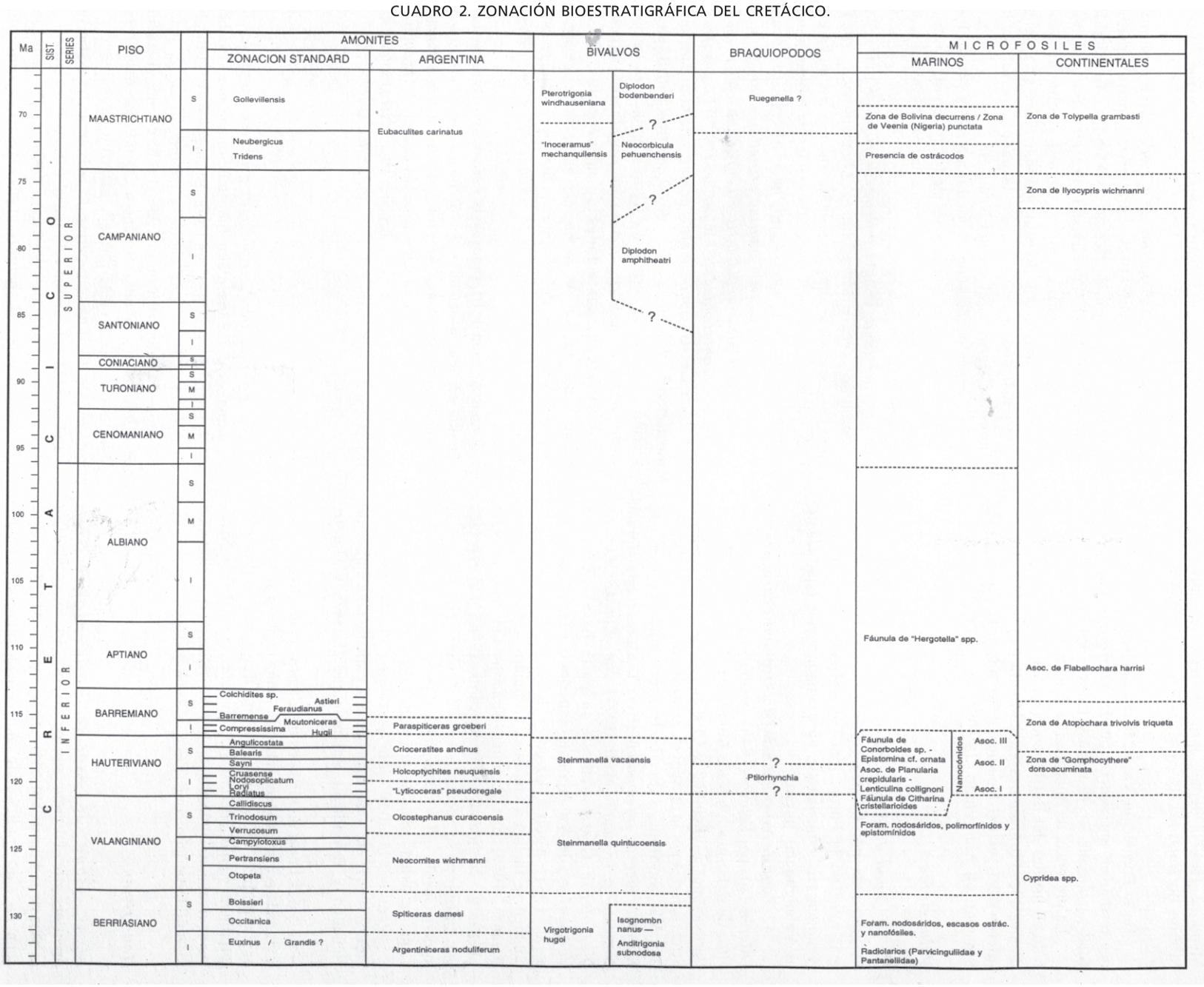
En correspondencia con las dos últimas zonas, Musacchio (1979) estableció dos asociaciones de foraminíferos y ostrácodos. Las asociaciones están compuestas por 54 especies de foraminíferos, con representantes de *Sondagella* y *Rostrocytheridea* Dingle, *Procytherura* Whatley y cytherellidos (véase Musacchio y Abrahamovich, 1984) entre los ostrácodos. Simeoni (1988), por su parte, en base a la distribución estratigráfica de 50 especies de foraminíferos hallados en la Formación Agrio, ha reconocido de abajo hacia arriba: Fáunula de *Citharina cristellarioides*, Asociación de *Planularia crepidularis - Lenticulina collignoni* y Fáunula de *Conorboides* sp. Musacchio (1990) ha propuesto una Zona de «*Gomphocythere» dorsoacuminata* para una asociación no marina de ostrácodos y carofitas hallada en la sección media de la Formación Agrio. También en niveles hauterivianos de la Formación Agrio, Angelozzi (1991) ha reconocido dos asociaciones de nanocónidos. En el Hauteriviano inferior *N. steinmanni* Kamp y *N. globosus* Brönn, y por encima del Miembro Avilé, en el Hauteriviano superior, *N. wassalli*, *N. truitti*, *N. minutus* y *N. bucheri* Brön. spp.

La rica fauna de trigonias de la Formación Agrio ha sido reunida en una asociación de *Steinmanella vacaensis* y asignada al Hauteriviano-Barremiano por Leanza y Garate (1987). En la base de dicha formación del sur de Mendoza se ha recuperado una Fáunula de *Ptilorhynchia*, braquiópodo con afinidades circumpacíficas.

Barremiano

46. ***Fáunula de Paraspiticeras groeberi***. La presencia de amonites del Barremiano fue mencionada por Groeber (1933) para la sierra de Cara Cura. El material fue referido a «*Silesites* aff. *vulpes* Cok.» y «*Holcodiscus Seunesi* Kilian» e incluido (Riccardi, 1984, 1988) en una «Fáunula de *Silesites*» o atribuido al género *Spitidiscus* dentro del Barremiano. Con posterioridad, material probablemente comparable de la parte superior de la Formación Agrio de Neuquén y Mendoza, fue referido al género *Paraspiticeras* Kilian (Aguirre Urreta y Rawson, 1993), del Barremiano. En estos niveles, Angelozzi (1991) ha reconocido una Asociación de nanocónidos, con *N. steinmanni* Kamp., *N. kampteri* Brönn. y *N. bermudezi* Brönn. En facies no marinas de probable edad barremiana se han hallado microfósiles (Musacchio, 1970, 1971a, b).

CUADRO 2. ZONACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DEL CRETÁCICO.



Aptiano - Albiano

El registro fósil del (Barremiano) Aptiano - Albiano corresponde mayormente a taxa de origen continental (Riccardi, 1988). La presencia de moluscos de agua dulce, ostrácodos, foraminíferos, carofitas, palinomorfos, pterosaurios y/o mamíferos, indicando en forma parcial o total el lapso citado, ha sido documentada en las Formaciones La Amarga, Ranquiles y Huitrín (Digregorio, 1972; Musacchio, 1970, 1971a, b, 1979, 1981; Musacchio y Palamarczuk, 1975; Volkheimer, 1978; Montanelli, 1987; Bonaparte, 1986; Simeoni, 1988). Una abundante y variada asociación de ostrácodos y carofitas de las Formaciones La Amarga y Ranquiles, fue incluida (Musacchio, 1990) en las Zonas de *Atopochara trivolvis triquetra* y *Flabellochara harrisi,* referidas respectivamente al Barremiano y Aptiano.

CRETÁCICO SUPERIOR

Cenomaniano - Campaniano

El Cretácico superior del centro-oeste de la Argentina está caracterizado en su mayor parte por fósiles de origen continental (Riccardi 1988). Los mismos se hallan presentes en el Grupo Neuquén y comprenden ostrácodos y carofitas, y abundantes restos de dinosaurios, especialmente en las Formaciones Río Neuquén y Río Colorado (Musacchio, 1973; Bonaparte, 1978; Uliana y Musacchio, 1979). Una asociación de ostrácodos y carofitas hallada en la Formación Río Colorado fue incluida (Musacchio, 1990) en la Zona de *Ilyocypris wichmanni* y referida al Campaniano medio-superior.

Confinada a términos bajos del Grupo Neuquén, se conoce una asociación monotípica de bivalvos: *Diplodon amphitheatri* (Manceñido y Damborenea, 1984).

Maastrichtiano

47. ***Zona de Asociación de Eubaculites carinatus.*** Esta zona fue introducida por Riccardi (1984) para la Patagonia austral, aunque utilizando la denominación «*E. lyelli*». Se halla documentada en el norte de la Patagonia por escasos amonoideos, representantes de *Baculites* spp. y *E. carinatus* (Morton, 1834), esta última incluyendo el material referido a «*E. lyelli*» (d'Orbigny, 1847; Hünicken y Covacevich, 1975), «*E. argentinicus*» Weaver (1927, 1931; Leanza, 1964; Casadío y Leanza, 1991) y «*E. ootacodensis*» (Riccardi, 1974; 1988).

Invertebrados fósiles del Maastrichtiano se conocen del Grupo Malargüe en Neuquén y sur de Mendoza. Las facies continentales, a marino someras, de las Formaciones Allen, Loncoche, Jagüel y equivalentes, han provisto microfósiles, bivalvos, gastrópodos, peces, quelonios, cocodrilos, plesiosaurios y dinosaurios (véase Riccardi 1988 y bibliografía allí citada). La sucesión aflorante en el área incluye taxa, en la parte inferior de agua dulce, y en la superior típicamente marinos. Los bivalvos de agua dulce corresponden a sendas asociaciones (Manceñido y Damborenea, 1984) caracterizadas por *Neocorbicula pehuenchensis* (asignada al Campaniano?-Maastrichtiano) y por *Diplodon bodenbenderi* (referida al Maastrichtiano-Daniano?). Por su parte, los bivalvos marinos corresponden a una fáunula con *«Inoceramus» mechanquilensis*, referida con reservas al pre-Maastrichtiano (Camacho, 1969) y a la asociación de *Pterotrigonia windhauseniana* (Manceñido y Damborenea, 1984), caracterizada por trigoniáceos y a veces también ostreáceos peculiares, de amplia distribución en las provincias de Neuquén, Río Negro, Mendoza, Chubut y aun La Pampa. Entre los braquiópodos, es posible reconocer, sobre la base de información de Camacho (1971) de una localidad surmendocina, una fáunula maastrichtiana de *Ruegenella* ?, de limitada diversidad.

Bertels (1970, 1972) ha establecido especies planctónicas y bentónicas guías, especialmente para el Maastrichtiano medio, donde propuso (Bertels, 1980), sobre la base de foraminíferos bentónicos, la Zona de Rango Local de *Bolivina decurrens* y, para el caso de los ostrácodos, la Zona de Rango Local de *Veenia (Nigeria) punctata*. Musacchio (1990) por su parte, sobre la base de una abundante asociación de ostrácodos y carofitas de la Formación Loncoche, ha reconocido la Zona de *Tolypella grambasti*.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ABERG, G., AGUIRRE, L., LEVI, B., y NYSTROM, J.O., 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin, an example from the Early Cretaceous of Central Chile. En: Kokelaar, B.P. y Howells, M.F. (Eds.): Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publication 16: 185-193.

AGUIRRE LE BERT, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas 9: 1-70.

AGUIRRE URRETA, M.B., 1993. Neocomian ammonite biostratigraphy of the Andean Basins of Argentina and Chile. Revista Española de Paleontología, 8(1): 57-74.

AGUIRRE URRETA, M.B. y RAWSON, P.F., 1993. The Lower Cretaceous ammonite *Paraspiticeras* from the Neuquén basin, West-Central Argentina. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen 188(1): 51-69.

AGUIRRE URRETA, M.B. y RAWSON, P.F., 1994. Biostratigraphy of the Agrio Formation, Neocomian of the Neuquén basin. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 72. Trelew.

ÁLVAREZ, P.P., 1994a. Jurassic ammonite assemblages of the Principal Cordillera of San Juan, Argentina. 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Abstracts: 8. Mendoza.

ÁLVAREZ, P.P., 1994b. The La Manga Formation in the High Andes of San Juan (70º W, 32º S), Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 1: 7-8.

ANGELOZZI, G., 1988. Nannofósiles toarcianos en la Formación Los Molles del perfil Picún Leufú. Cuenca del Neuquén. República Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 137-144.

ANGELOZZI, G., 1991. Asociaciones de nanocónidos de la Formación Agrio, Cuenca Neuquina. Argentina. Ameghiniana 28 (3-4): 259-265.

ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J.C., PALAMARCZUK, S. y SEILER, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral, 3, distribución de las especies y conclusiones. Ameghiniana 21: 15-33.

ARREGUI, C., 1993. Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la cuenca Neuquina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 165-169.

ASMUS, H.E., 1981. Geologia das bacias marginais atlanticas Mesozóicas-Cenozóicas do Brasil. En: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité suramericano del Jurásico y Cretácico, 1: 127-155.

BALLENT, S.C., 1985. Taxonomía y Bioestratigrafía de los microfósiles calcáreos del Jurásico inferior y medio de la República Argentina. Tesis Universidad Nacional de La Plata. 272 pp. (inédita).

BALLENT, S.C., 1987. Foraminíferos y Ostrácodos del Jurásico inferior de Argentina. Museo de La Plata, Revista, Paleontología 9 (53): 43-118.

BALLENT, S.C., 1991. Ostrácodos del Jurásico medio (Límite Aaleniano-Bayociano) en la provincia del Neuquén, centrooeste de Argentina. Revista Española de Micropaleontología 23 (3): 21-56.

BALLENT, S.C., 1992. Metacopina (Ostracoda) del Hettangiano superior en el sudoeste de la provincia de Mendoza. Argentina. Ameghiniana 29 (2): 153-157.

BALLENT, S.C., 1993. Microfaunas mesozoicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 2 (11): 325-328.

BALLENT, S.C., 1994. New marine microfaunas from the Triassic-Jurassic boundary in the Atuel river area (Mendoza, Argentina). 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Abstracts: 55. Mendoza.

BERTELS, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario de la Patagonia septentrional. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (1): 45-54.

BERTELS, A., 1970. Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantrai-có Provincia del Neuquén. Ameghiniana 4 (4): 253-290.

BERTELS, A., 1972. Buliminacea y Cassidulinacea (Foraminiferida) guías del Cretácico superior (Maastrichtiano medio) y Terciario inferior (Daniano inferior) de la República Argentina. Revista Española de Micropaleontología 4 (3): 327-353.

BERTELS, A., 1980. Estratigrafía y Foraminíferos (Protozoa) bentónicos del límite Cretácico-Terciario en el área tipo de la Formación Jagüel, provincia del Neuquén, República Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 47-91.

BLANCO IBÁÑEZ, S. y ORCHUELA, I.A., 1990. El Grupo Malargüe en Barda Baya, Departamento de Puelén, Provincia de La Pampa. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 50-55.

BONAPARTE, J.F., 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. Fundación Miguel Lillo, Opera Lilloana 26: 596 pp.

BONAPARTE, J.F., 1986. Sobre *Mesungulatum houssayi* y nuevos mamíferos cretácicos de Patagonia. Cuarto Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas 2: 48-61.

BURCKHARDT C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillére Argentino-Chilienne. Anales Museo La Plata, Sección Geología y Mineralogía 2: 1-136, láms. 1-32.

BURCKHARDT, C., 1903. Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. Palaeontographica 50: 1-114.

CAMACHO, H.H., 1969. Nota sobre fósiles del Cretácico superior de Mechanquil, Provincia de Mendoza (Argentina). Ameghiniana 6(3): 219-222.

CAMACHO, H.H., 1971. Nuevos fósiles del Cretácico superior (Maestrichtiano) del Departamento Malargüe, Provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 7(4): 329-334.

CAROZZI, A.V., BERCOWSKI, F., RODRÍGUEZ SCHELOTTO, M., SÁNCHEZ, M. y VONESCH, T., 1981. Estudio de microfacies de la Formación Chachao (Valanginiano), Provincia de Mendoza. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 545-565.

CASADIO, S., 1990. Estratigrafía secuencial del límite Cretácico-Terciario en el occidente de la Provincia de La Pampa. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 87-93.

CASADIO, S. y LEANZA, H., 1991. *Eubaculites argentinicus* (Weaver) (Cephalopoda-Ammonoidea) del Maastrichtiano del oeste central de la Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 46 (1-2):26:35

CAZAU, L.B. y ULIANA, M.A., 1973. El Cretácico Superior continental de la cuenca Neuquina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.

CHARRIER, R., 1984. Áreas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de trasarco jurásico-cretácica. Cordillera Principal Chilena entre 34º y 34º 30' S. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 107-124.

CONDAT, P., CRUZ, C., KOZLOWSKI, E., y MANCEDA, R., 1990. Ambiente deposicional de las sedimentitas del Grupo Neuquén inferior en el suroeste de Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 65-68.

CORNEJO CARREÑO, C., MUÑOZ, J., y COVACEVICH, V., 1982. Presencia de Jurásico sedimentario marino en el Cajón Troncoso, Alta Cordillera de los Andes, VII Región, Chile: Noticia Preliminar. 3º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A84-A110.

CRISTALLINI, E. y CANGINI, A., 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 85-92.

CRISTALLINI, E., KAY, S.M. y RAMOS, V.A., 1994. Las volcanitas cretácicas y terciarias de la Cordillera del Límite Argentino-Chileno a los 32º de Latitud Sur. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1311-1315.

CRUZ, C.E., 1993. Facies y Estratigrafía secuencial del Cretácico Superior en la zona Río Diamante Provincia de Mendoza, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 46-54.

CRUZ, C.E., CONDAT, P., KOZLOWSKI, E., y MANCEDA, R., 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el valle del río Grande, Provincia de Mendoza. 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 689-714.

DAMBORENEA, S.E., 1987a, b. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical Introduction and Superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. Palaeontographica A199(1-6): 23-216

DAMBORENEA, S.E., 1990. Middle Jurassic inoceramids from Argentina. Journal of Paleontology 64(5): 736-759.

DAMBORENEA, S.E., 1994. Circum-Pacific correlation of Argentine Early and Middle Jurassic bivalve zones. Geobios, Mem. Spec. 17:141-147.

DAMBORENEA, S.E. y MANCEÑIDO, M.O., 1987. Primer Glypheidae (Crustacea, Decapoda) de América del Sur en el Toarciano de la Provincia de Mendoza, Argentina. Notas del Museo de La Plata 21, Paleontología 106: 40-65.

DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. y RICCARDI, A.C., 1975. Biofacies y estratigrafía del Liásico de Piedra Pintada, Neuquén, Argentina. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 173-228.

DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. y RICCARDI, A.C., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito. 150 pp.

DAVIDSON, M.J. y VICENTE, J.C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina), (Cordillera Principal, 35º a 35º 15' de Latitud Sur). Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas 5:11-55.

DE FERRARIIS, C.I.C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Asociación Geológica Argentina, Revista 2 (3):256-283.

DE FERRARIIS, C.I.C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 121-144.

DELLAPE, D.A., MOMBRÚ, C., PANDO, G.A., RICCARDI, A.C., ULIANA, M.A., y WESTERMANN, G.E.G., 1979. Edad y Correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Obra Centenario Museo La Plata, 5: 81-105.

DESSANTI, R.N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.

DIGREGORIO, J.H., 1963. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los «estratos marinos subyacentes» en la cuenca Neuquina. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 119-146.

DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p.439-505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

DIGREGORIO, J.H. y ULIANA, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina (J. C. M. Turner Coordinador). Tomo 2: 985-1032. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

EISNER, P., 1987. Estudio geológico de la vertiente occidental del cerro México, Alta Cordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), 67 pp.

FERELLO, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila y sus relaciones. Boletín Informaciones Petroleras 24 (278): 248-261.

FERRARI, E., 1988. Geología de la comarca de la Mina Matienzo, Alto Río Cuevas, Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (inédito), 113 pp.

FOUCAULT, J.E., VAILLARD, L.C., y VIÑES, R.F., 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río Limay, Provincias del Neuquén y Río Negro, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 157-160.

GALLI, C.A., 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones réticoliásicas de la Patagonia septentrional. Asociación Geológica Argentina, Revista 8 (4): 220-235.

GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé. Provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 108: 1-55.

GERTH, E., 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos I: Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos de los Andes Argentinos. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, 9(1-2): 7-55, Córdoba.

GERTH, E., 1928. Beiträge zur Kenntnis der Mesozoischen Korallen faunen von Südamerika. Leidsche Geol. Meded. 3(1): 1-15.

GERTH, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas 10(2): 125-172. Córdoba.

GIOVINE, A., 1950. Algunos cefalópodos del Hauterivense de Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina 5 (2): 35-76.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Geologic cross section of the Cordillera de Los Andes at about parallel 33º S L. (Argentina-Chile). Geological Society of America, Bulletin 61: 17-26.

GROEBER, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, Serie B (Geología), Boletín 18: 1-81.

GROEBER, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 38: 1-72.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. 1 Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1 (3): 117-208.

GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. 2 Hojas Sosneao y Maipo. Sociedad Geológica Argentina, Revista 2(2): 141-176.

GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34º y 29º 30'. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas) 1(5): 1-352.

GROEBER, P., 1953. Ándico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Estudios Geográficos GAEA 2(1): 349-541.

GROEBER, P., 1955. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. Asociación Geológica Argentina, Revista 10(4): 234-261.

GROEBER, P., 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista Asociación Geológica Argentina 11(4): 281-292.

GROEBER, P., STIPANICIC, P.N., y MINGRAMM, A., 1953. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina, II Primera Parte, 541 pp. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos.

GULISANO, C.A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592.

GULISANO, C. A. y GUTIÉRREZ-PLEIMLING, A.R., 1988. Depósitos eólicos del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico Inferior) en el norte del Neuquén, Argentina. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 120-124.

GULISANO, C.A. y HINTERWIMMER, G., 1986. Facies deltaicas del Jurásico Medio en el oeste del Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, Setiembre 1986: 2-31.

GULISANO, C.A. y PANDO, G.A., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collon Cura, Provincia del Neuquén. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577.

GULISANO, C. A., GUTIÉRREZ-PLEIMLING, A.R., y DIGREGORIO, R.E., 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259.

GULISANO, C. A., GUTIÉRREZ-PLEIMLING, A.R., y DIGREGORIO, R.E., 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la Provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., y VAIL, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.P., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.): Sea level changes: An integrated approach . Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 71-108.

HILLEBRANDT, A., 1987. Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. With description of new genera and species of ammonites. En: Volkheimer, W. (Ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 111-157.

HILLEBRANDT, A., 1989. The Lower Jurassic of the Rio Atuel region, Mendoza Province, Argentina. Actas 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 4: 39-44.

HILLEBRANDT, A., 1990. Der Untere Jura im Gebiet des Río Atuel (Provinz Mendoza, Argentinien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 181 (1-3): 143-157.

HILLEBRANDT, A. y SCHMIDT EFFING, R., 1981. Ammoniten aus dem Toarcium (Jura) von Chile (Südamerika). Die Arten der Gattungen *Dactylioceras*, *Nodicoeloceras*, *Peronoceras* und *Collina*. Zitteliana 6: 1-74.

HILLEBRANDT, A. y WESTERMANN, G.E.G., 1985. Aalenian (Jurassic) Ammonite Faunas and Zones of the Southern Andes. Zitteliana 12: 3-55.

HUENE, F. V., 1929. Los Saurisquios y Ornitisquios del Cretáceo Argentino. Anales Museo La Plata, Paleontología 2(3): 1-196.

HÜNICKEN, M.A. y COVACEVICH, V., 1975. Baculitidae en el Cretácico superior de la Isla Quiriquina, Chile y consideraciones paleontológicas y estratigráficas. Primer Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 141-172.

JAWORSKI, E., 1914-1915. Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika. Teil I: Allgemeiner Teil. Teil II. Spezieller, paläontologischer Teil. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, B. Bd. 37: 285-342; B.Bd. 40: 364-456.

JAWORSKI, E., 1925. Contribución a la paleontología del Jurásico sudamericano. Publicación de la Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, sección Geología, 4: 1-160.

JAWORSKI, E., 1926. La fauna del Lias y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas Academia Nacional de Ciencias 9: 135-317. Córdoba.

KEMPER, E., RAWSON, P.F. y THIEULOY, J.-P., 1981. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. Palaeontology 24(2): 251-311.

KIELBOWICZ, A., 1987. Foraminíferos del Toarciano inferior y del Aaleniano-Bayociano de la Formación Los Molles. Cuenca Neuquina, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 139-141.

KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto Investigaciones Geológicas (Chile) Boletín 8: 1-95.

LAMBERT, L., 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacayco (Neuquén). Revista Sociedad Geológica Argentina 1(4): 231-256.

LAMBERT, L. y GALLI, C.A., 1950. Observaciones geológicas en la región situada entre Piedra del Águila y Paso Flores (Neuquén). Asociación Geológica Argentina, Revista 5(4):227-232.

LEANZA, A.F., 1945. Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Anales Museo La Plata 1: 1-99.

LEANZA, A.F., 1947. Upper limit of the Jurassic system. Geological Society of America, Bulletin 58: 833-842.

LEANZA, A.F., 1957. Acerca de la existencia de *Simbirskites* en el Neocomiano argentino. Revista Asociación Geológica Argentina 12 (1): 5-17.

LEANZA, A.F., 1964. Los estratos con *Baculites* de Elcaín (Río Negro, Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos. Revista Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba 25 (3-4): 93-107.

LEANZA, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácico entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 28 (2): 97-132.

LEANZA, H.A., 1981. Faunas de Ammonites del Jurásico superior y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 2: 559-597.

LEANZA, H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (3-4): 272-299.

LEANZA, H.A., 1993. Jurassic and Cretaceous Trigoniid bivalves from West-Central Argentina. Bulletins of American Paleontology 105(343): 1-95.

LEANZA, H.A., y GARATE ZUBILLAGA, J.I., 1987. Fauna de trigonias (Bivalvia) del Jurásico y Cretácico inferior de la Provincia del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. En: Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur 1: 201-255. Mendoza.

LEANZA, H.A. y HUGO, C.A., 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 39º y 40º l.s., Cuenca Neuquina-

Mendocina. Revista Asociación Geológica Argentina 32(4): 248-264.

LEANZA, H.A. y HUGO, C.A., 1985. Los biohermas ostreros de la Formación Roca (Paleoceno) en el SW de la provincia de La Pampa, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 21 (2-4): 143-149.

LEANZA, H.A. y WIEDMANN, J., 1980. Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. Eclogae Geologicae Helvetiae 73(3): 941-981.

LEANZA, H.A. y ZEISS, A., 1990. Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and fossils. Facies 22: 169-186.

LEANZA, H.A., MARCHESE, H.G., y RIGGI, J.C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35º y 40º l.s., Cuenca Neuquina-Mendocina. Asociación Geológica Argentina, Revista 32 (3): 190-208.

LEGARRETA, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral: 197 pp. (inédito).

LEGARRETA, L., 1986. Litogénesis de la secuencias depositacionales de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia de Mendoza. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos: 173-176.

LEGARRETA, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén basin of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. Sedimentary Geology 70: 209-240.

LEGARRETA, L. y GULISANO, C.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-244.

LEGARRETA, L. y KOZLOWSKI, E., 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 521-543.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.): Sedimentation Tectonics and Eustasy. International Association Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450.

LEGARRETA, L., KOZLOWSKI, E., y BOLL, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito del sur mendocino de la cuenca Neuquina. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409.

LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D.A., y BOGGETTI, D.A., 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous-Lower Tertiary), Neuquén basin, Argentina. Cretaceous Research 10: 337-356.

LEGARRETA, L., GULISANO, C.A., y ULIANA, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. 12º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (9): 87-114.

LO FORTE, G. y PÉREZ, D., 1991. Geología de la comarca del arroyo Relincho, Aconcagua, Mendoza, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 737-741.

LO FORTE, G. y SANGUINETTI, A., 1994. Caracterización ambiental de la Formación Mulichinco en el borde oriental de la cuenca aconcaguina (Andes Centrales, 32º 50' L.S., Argentina): sus implicancias tectónicas. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 471-475.

LO FORTE, G.L., ANSELMI, G. y AGUIRRE URRETA, M.B., 1994. Tithonian Paleogeography of the Aconcagua Basin, West Central Andes of Argentina. 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy, Proceedings Geo Research Forum 1-2. Mendoza.

MACELLARI, C.E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. Journal of South American Earth Sciences 1 (4): 373-418.

MANCEÑIDO, M.O., 1991. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from Argentina: correlations and affinities. En: Mackinnon, D., et al.. (Eds.): Brachiopods through Time, 397-404. A.A. Balkema, Rotterdam.

MANCEÑIDO, M.O., 1993a. Braquiópodos calovianos del perfil de Vega de la Veranada, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47(3): 267-268.

MANCEÑIDO, M.O., 1993b. Bioestratigrafía de los braquiópodos jurásicos: estado del conocimiento en Argentina y su relevancia para el ámbito andino. IGCP 322 Correlation of Jurassic Events in South America, Boletín 1: 15-20.

MANCEÑIDO, M.O., 1993c. Paleontology and Biostratigraphy. IGCP 322 Correlation of Jurassic Events in South America, Boletín 1: 48-65.

MANCEÑIDO, M.O., 1994. Jurassic brachiopod biostratigraphy of western Argentina: overview and relations. 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Abstracts: 28-29. Mendoza.

MANCEÑIDO, M.O. y DAGYS, A.S., 1992. Brachiopods of the Circum-Pacific region. In: Westermann, G.E.G., (Ed.): The Jurassic of the Circum-Pacific, 328-333. Cambridge University Press, Cambridge.

MANCEÑIDO, M.O. y DAMBORENEA, S.E., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino: 413-465.

MARCHESE, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (3): 343-410.

MARCHESE, H.G. y BLOCKI, R.R., 1981. Yacimiento de hidrocarburos no convencional en rocas volcánicas del Grupo Choiyoi y sus reservorios asociados (25 de Mayo - Medanito S.E.), La Pampa - Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 34: 148-159.

MASIUK, V. y VIÑA, F., 1986. Estratigrafía de la Formación Agrio de la Cuenca Neuquina. Boletín Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, 3 (6): 2-38.

MITCHUM, R.M. y ULIANA, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Seismic Stratigraphy II: an integrated approach to hydrocarbon exploration (B.R. Berg y D.G.Wolverton Editores). American Association Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274.

MONTANELLI, S.B., 1987. Presencia de Pterosauria (Reptilia) en la Formación La Amarga (Hauteriviano-Barremiano), Neuquén, Argentina. Ameghiniana 24(1-2): 109-113.

MÖRSCH, S.M., 1991. Corales (Scleractinia) de la extremidad sur de la Sierra de la Vaca Muerta, Formación La Manga (Oxfordiano), provincia del Neuquén, Argentina. Ameghiniana 27 (1-2): 19:28.

MORTON, S. G., 1834. Synopsis of the organic remains of the Cretaceous groups of the United States. Illustrated by nineteen plates, to which is added an appendix containing a tabular view of the Tertiary fossils discovered in America, 88 pp., 18 pls., Key and Biddle, Philadelphia.

MUSACCHIO, E.A., 1970. Ostrácodos de las superfamilias Cytheracea y Darwinulacea de la Formación La Amarga (Cretácico inferior) en la provincia de Neuquén, Argentina. Ameghiniana 7(4):301-316.

MUSACCHIO, E.A., 1971a. Hallazgo del género *Cypridea* en Argentina y consideraciones estratigráficas sobre la Formación La Amarga (Cretácico inferior) en la provincia del Neuquén, Argentina. Ameghiniana 8 (2): 105-125.

MUSACCHIO, E.A., 1971b. Charophytas de la Formación La Amarga (Cretácico inferior), provincia del Neuquén, Argentina. Revista Museo La Plata, N.S., Paleontología 6 (37): 19-38.

MUSACCHIO, E.A., 1973. Charophytas y ostrácodos no-marinos del Grupo Neuquén (Cretácico superior) en algunos afloramientos de las provincias de Río Negro y Neuquén. Revista Museo La Plata, N.S., Paleontología 8 (48): 1-32.

MUSACCHIO, E.A., 1979. Datos paleobiogeográficos de algunas asociaciones de foraminíferos, ostrácodos y carófitas del Jurásico medio y el Cretácico inferior de Argentina. Ameghiniana 16 (3-4): 247-271.

MUSACCHIO, E.A., 1981. South American Jurassic and Cretaceous Foraminifera, Ostracoda, and Charophyta of the Andean and Subandean regions. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 2: 461-498.

MUSACCHIO, E.A., 1990. Non-marine Cretaceous ostracods from Argentina and their palaeobiogeographical relationships. En: R. Whatley y C. Maybury. (Eds.): Ostracoda and Global Events: 557-569. Chapman & Hall. Londres.

MUSACCHIO, E.A., y ABRAHAMOVICH, A.H., 1984. Early Cretaceous Platycopina (marine ostracods) from the Andean Neuquen Basin, Argentina. Neues Jahrbuch für Palaeontologie Abhandlungen 167 (2): 251-274.

MUSACCHIO, E. y PALAMARCZUK, S., 1975. Microfósiles calcáreos de la Formación Ranquiles (Cretácico inferior) en la Provincia del Neuquén, Argentina. Ameghiniana 12 (4): 306-314.

ORBIGNY, A. d', 1847. Paléontologie, pls. 1-6 (Géologie pls. 4-9). En Dumont

D'Urville, M. de, 1846-1854. Voyage au Pôle Sud et dans l'Océanie sur les corvettes l'Astrolabe et la Zélée pendant les années 1837 - 1838 - 1839 - 1840 sous le commandement de M. Dumont D'Urville Capitaine de Vaisseau, pls. 1-9. Gide et J. Baudry (Eds.): Imprimerie de J. Claye et Cie, Paris.

ORCHUELA, I.A. y PLOSZKIEWICZ, J.V., 1984. La Cuenca Neuquina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (7): 163-188.

ORCHUELA, I.A., CIBANAL, C., y PALADE, S., l987. Sismoestratigrafía del Ciclo Cuyano en el sector central del Engolfamiento Neuquino, Provincia del Neuquén, Argentina. Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 157-160.

PERONI, G.O., DI MARIO, J., y ARREGUI, C., 1984. Estudio estadístico de perfiles de buzamiento, aplicado al análisis de paleocorrientes, Formación Tordillo, Provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 243-258.

POLANSKI, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 24 a-b, Cerro Tupungato, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128: 1-98.

RAMOS, V.A., 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 492-513.

RAMOS, V.A., 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (2): 104-118

RAMOS, V.A. y AGUIRRE URRETA, M.B., 1992. El Neocomiano de los Andes Centrales de Argentina y Chile. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas Simposios 4: 75-79.

RAMOS, V.A., RIVANO, S., AGUIRRE URRETA, M.B., GODOY, E. y LO FORTE G.L. , 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 43-46.

RICCARDI, A.C., 1974. *Eubaculites* Spath (Ammonoidea) del Cretácico superior de Argentina. Ameghiniana 11 (4): 379-399.

RICCARDI, A.C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic, B.Ch.8: 201-264. Elsevier. Amsterdam.

RICCARDI, A.C., 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 559-595.

RICCARDI, A.C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. Geological Society America, Memoir 168: 161 pp. Boulder.

RICCARDI, A.C., 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 87: 155-189.

RICCARDI, A.C. y DAMBORENEA, S.E. (Eds.), 1993. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 9. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie «B» 21: 1-477.

RICCARDI, A.C, y GULISANO, C.A., 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (3-4): 346-364.

RICCARDI, A.C. y WESTERMANN, G.E.G., 1991a, b. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine -Chilean Andes. Part III: Bajocian - Callovian Eurycephalitinae, Stephanoceratáceae. Part IV: Bathonian- Callovian Reineckeiidae. Palaeontographica A 216 (1-6): 1-145, 50 pls.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. y LEVY, R., 1971. The Lower Cretaceous Ammonitina *Olcostephanus*, *Leopoldia* and *Favrella* from west-central Argentina. Palaeontographica 136A (1-6): 83-121.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. y BALLENT, S.C., 1988a. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Chileno 2: C359-C373.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. y ELMI, S., 1988b. Zonas de Amonites del Bathoniano - Caloviano inferior de los Andes Argentinos - Chilenos. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: C415-C426.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. y ELMI, S., 1988c. The Bathonian - Callovian Ammonite Zones of the Argentine - Chilean Andes. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, 1: 347-358. Lisboa.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E. y MANCEÑIDO, M.O., 1990a. Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En: Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific. Newsletters on Stratigraphy, 21(2): 75-103.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E. y WESTERMANN, G.E.G., 1990b. Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En: Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific. Newsletters on Stratigraphy, 21(2): 105-128.

RICCARDI, A.C., LEANZA, H.A. y VOLKHEIMER, W., 1990c. Upper Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En: Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific. Newsletters on Stratigraphy, 21(2): 129-147.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. y ELMI, S., 1990d. The Middle Jurassic Bathonian - Callovian Ammonite Zones of the Argentine - Chilean Andes. Geobios 22 (5): 553-597.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. y ELMI, S., 1991a. Biostratigraphy of the upper Bajocian-middle Callovian (Middle Jurassic), South America. Journal of South American Earth Sciences 4(3): 149-157.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. y BALLENT, S.C., 1991b. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 4(3): 159-170.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O., 1993. Invertebrados Mesozoicos. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino: 329-340.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. y BALLENT, S.C., 1994. Middle Jurassic Biostratigraphy of Argentina. Geobios, Mémoire Speciale 17: 423-430.

RIVANO, S., SEPÚLVEDA, P., HERVÉ, M. y PUIG, A., 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31º-32º latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile 24: 63-74.

ROBLES,D., 1984. Yacimientos de Hidrocarburos. En: Geología y Recursos naturales de la Provincia de Río Negro. Noveno Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 675-692.

ROLLERI, E.O., MANCEÑIDO, M.O., y DELLAPÉ, D.A., 1984. Relaciones estratigráficas y correlación de la Formación Ortiz en el sur de la cuenca Neuquina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 498-524.

ROSENFELD, U. y VOLKHEIMER, W., 1980. Turbidite und andere Rhythmite im tieferem Jura des Neuquén-Beckens (Argentinien). Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh.158 (3): 379-421.

SANGUINETTI, A., 1987a. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:264-271.

SANGUINETTI, A., 1987b. El «Tordillolitense» y la extensión del volcanismo neojurásico en la cuenca neuquino-aconcaguina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 279-282.

SANGUINETTI, A.S., 1990. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (1-4): 381-393.

SANGUINETTI, A. y CEGARRA, M., 1991. El volcanismo Jurásico superior al este de Las Cuevas, Cordillera Principal de Mendoza, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 872-876.

SANGUINETTI, A.S. y RAMOS, V. A., 1993. El volcanismo de arco mesozoico. En: Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12º Congreso Geológico Argentino 1(10): 115-122.

SCHILLER, W., 1912. La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7 (5): 1-68.

SIMEONI, M., 1985. Foraminíferos del Cretácico inferior en los niveles basales de la Formación Agrio, Perfil El Marucho, Neuquén, Argentina. Ameghiniana 21 (2-4) 285-293.

SIMEONI, M., 1988. Foraminíferos del Cretácico inferior de la Formación Agrio en el perfil Villa del Agrio, Cuenca del Neuquén, Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 147-162.

SIMEONI, M., 1994. Microfósiles calcáreos marinos calloviano-oxfordianos en Picún Leufú (Cuenca del Neuquén). 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 69. Trelew.

STIPANICIC, P.N., 1966. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo diveseano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (4): 403-478.

STIPANICIC, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (4): 367-388.

STIPANICIC, P.N. y BONETTI, M.I.R., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras liásicas. Ameghiniana 7 (1): 57-78.

STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULIÉS, O., y MARTÍNEZ, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2): 67-98.

STIPANICIC, P.N., WESTERMANN, G.E.G., y RICCARDI, A.C., 1975. The Indo-Pacific ammonite Mayaites in the Oxfordian of the Southern Andes. Ameghiniana 12 (4): 281-305.

SUÁREZ, M., DE LA CRUZ, R., y EMPARAN, C., 1990. El Jurásico de Lonquimay, Chile: Facies occidentales de cuenca de Neuquén. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 260-269.

THIELE, R., 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, 39: 1-51.

THIELE, R. y NASI, C., 1982. Evolución tectónica de los Andes a la latitud 33º-34º S (Chile Central) durante el Mesozoico-Cenozoico. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 403-426.

THIEULOY, J.P., 1977. Les Ammonites boréales des formations Néocomiennes du sud-est francais (Province Subméditerranéenne). Géobios 10 (3): 395-461.

ULIANA, M.A. y DELLAPÉ, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiano-eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.

ULIANA, M.A. y MUSACCHIO, E., 1979. Microfósiles calcáreos no-marinos del Cretácico superior en Zampal, Provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 15(1-2): 111-135.

ULIANA, M.A., DELLAPÉ, D.A., y PANDO, G.A., 1975. Estratigrafía de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 1: 177-196.

ULIANA, M.A., DELLAPÉ, D.A., y PANDO, G.A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio, Cretácico inferior de las provincias del Neuquén y Mendoza. Instituto Argentino del Petróleo, Petrotecnia 1977-2: 31-46, 1977-3: 25-33.

VEIGA, R.D. y ORCHUELA, I.A., 1988. Técnicas de perfilaje para identificar niveles generadores de hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca 13: 76-94.

VEIGA, R. y ROSSI, G., 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes, Depto. Malargüe, Prov. de Mendoza. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 71-78.

VEIGA, R. y VERGANI, G., 1993. Depósitos de nivel bajo: Nuevo enfoque sedimentológico y estratigráfico del Miembro Avilé en el norte del Neuquén, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 55-65.

VERGARA, M., RIVANO, S. y ANEX, P., 1993. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres, Cordillera Principal (31º - 32º); estudio preliminar. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 166-170.

VOLKHEIMER, W., 1978. Microfloras fósiles. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Séptimo Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 147-161.

VOLKHEIMER, W. y SALAS, A., 1976. Estudio Palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. Sexto Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-456.

VOLKHEIMER, W., MANCEÑIDO, M.O. y DAMBORENEA, S.E., 1978. Zur Biostratigraphie des Lias in der Hochkordillere von San Juan, Argentinien. Munster Forsch. Geologie Palaeontologie 44-45: 205-235.

WEAVER, CH., 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science 5 (13): 417-434.

WEAVER, CH., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West-Central Argentina. Memoirs University of Washington I: 1-469.

WESTERMANN, G.E.G. y RICCARDI, A.C., 1979. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 2: Bajocian Stephanocerataceae. Palaeontographica A164: 85-188.

WESTERMANN, G.E.G. y RICCARDI, A.C., 1982. Ammonoid fauna from the early Middle Jurassic of Mendoza Province, Argentina. Journal of Paleontology 56(1): 11-41.

WICHMANN, R., 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30: 383-405.

WINDHAUSEN, A., 1918. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary in South America and the stratigraphic position of the San Jorge Formation in Patagonia. American Journal of Science 45 (265): 2-53.

YRIGOYEN, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.

YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: 2º Simposio de Geología Regional Argentina 1: 651-694. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

ZAMBRANO, J.J., 1987. Las cuencas sedimentarias de América del Sur durante el Jurásico y el Cretácico. Su relación con la actividad tectónica y magmática. En: Volkheimer, W. (Ed.) Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur 1: 1-48. Comité Suramericano del Jurásico y Cretácico. Buenos Aires.

ZILLI, N., ORCHUELA, I.A., DELLAPÉ, D., y OTAÑO, R., 1979. Análisis de las Formaciones Quintuco y Loma Montosa en el sector centro oriental de la cuenca Neuquina. Séptimo Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 609-615.

Recibido: enero 1996; revisado junio 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (17): 433-556 , BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 17

EL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA PATAGONIA Y ANTÁRTIDA

1. ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CORDILLERA PATAGÓNICA SEPTENTRIONAL

Antonio Lizuain

INTRODUCCIÓN

El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional está caracterizado por la existencia de ciclos volcánicos y sedimentarios y la presencia de plutonitas que conforman el batolito andino (Figura 1). Resulta necesario resaltar las investigaciones realizadas en las primeras décadas de este siglo, por Quensell (1911, 1913) y Ljungner (1930) quienes individualizaron y describieron secuencias volcánicas y sedimentarias de edad jurásica y extensión regional, afectadas por intrusivos graníticos. Las secuencias sedimentarias del Jurásico inferior caracterizan al segmento norte entre los 39º y 43º S, mientras que aquellas mesojurásicas a cretácicas tienen un dominio paleogeográfico en el segmento sur (43º a 45º S). El volcanismo del Jurásico medio y del Cretácico inferior asociado a la sedimentación de igual edad, traslapa hacia el norte los 43º S extendiéndose hasta los 42º S con ausencia de los términos sedimentarios.

Igual valor presentan los trabajos realizados por González Bonorino (1944, 1970, 1973, 1974, 1979, 1981), sobre la estratigrafía en la región de San Carlos de Bariloche, y su contribución al conocimiento de la evolución de la Cordillera Nordpatagónica.

A partir de 1975 el Servicio Geológico Nacional efectúa trabajos sistemáticos en la región con aportes importantes para la estratigrafía, estructura, y la evolución geológica de la Cordillera Patagónica. Cabe mencionar a Haller (1979, 1985), Lapido (1979 a y b), Pesce (1979), Lizuain (1979, 1980, 1981, 1983), Ramos (1976, 1978, 1981), González Díaz (1979, 1982) y Diez y Zubia (1981). Trabajos de integración regional fueron realizados por González Bonorino (1979), González Díaz y Nullo (1980), González Díaz y Lizuain (1984), Haller y Lapido (1980, 1982) y Haller et al. (1981) .

UNIDADES SEDIMENTARIAS Y VOLCÁNICAS

SEDIMENTITAS LIÁSICAS

Formación Piltriquitrón

Rocas de edad eojurásica desarrolladas sobre un zócalo ígneo-metamórfico del Precámbrico superior, afloran en forma aislada al norte de los 43º de latitud sur (Figura 1). Son secuencias sedimentarias marinas y continentales de edad liásica ubicadas entre la región del lago Nahuel Huapí y la localidad de Esquel, y que fueron denominadas Formación Cerro El Fuerte (Greco, 1975) en el sector del cerro Tronador; Formación Montes de Oca (González Díaz, 1979) al norte del lago Nahuel Huapí; "Serie de Millaqueo" (Ljungner, 1930) en el sector del lago Nahuel Huapí; Formación Millaqueo (Diez y Zubia, 1981) en el área de El Bolsón; Formación Epuyen-Cholila (Miró, 1967) en el lago Epuyen; Formación Lepá (Rolleri, 1969) al sur de la localidad de Leleque, Formación Millaqueo (González Bonorino, 1974 y 1979); "Serie de Piltriquitrón" (González Bonorino, 1944) en los cordones Serrucho y Piltriquitrón; Formación Piltriquitrón (González Bonorino, 1974, emend. Lizuain, 1980 y 1983).

En general los afloramientos están formados por pelitas negras a veces bandeadas, limolitas, areniscas cuarzo feldespáticas finas a gruesas, calizas, microconglomerados y conglomerados oligomícticos y polimícticos. En sectores hay intercalaciones de volcanitas mesosilíceas a ácidas.

La sedimentación liásica se desarrolla al norte de los 42º 30' sobre un zócalo ígneo metamórfico, mientras que al sur lo hace sobre rocas neopaleozoicas (Cordón de Esquel).

En el cordón de Piltriquitrón la asociación de facies indica un ambiente de llanura de mareas con pasaje a la zona mixta y supramareal que evoluciona a canales submareales distributarios de sistemas deltaicos (Gabaldón y Lizuain, 1982).

En el faldeo norte del cordón de Leleque los sedimentos corresponden a llanura de mareas que pasan a términos similares como en el cerro Piltriquitrón.

En el cordón de Esquel afloran depósitos de playa asociados a sistemas de canales fluviales con facies de desbordamiento.

Cazaubón (1947), Rolleri (1969), Greco (1975) y González Bonorino (1974), coinciden en un ambiente marino litoral para lo asomos ubicados entre Bariloche y Esquel.

La sedimentación se produjo en una cuenca marina de transición, de rumbo NNO, (Gabaldón y Lizuain, 1982; Uliana et al., 1985), con aportes clásticos del continente retrabajados por el oleaje y llanura de mareas en diferentes sectores.

Gabaldón y Lizuain (1982) mencionaron un área fuente hacia el oeste e indicaron un borde de cuenca al poniente. Hacia el norte la cuenca presentaría una conexión con el océano Pacífico (Gabaldón y Lizuain, 1982; Riccardi, 1983, Uliana y Biddle, 1987; Figura 2).

Una posible vinculación con la cuenca neuquina fue señalada por Lesta et al. (1980) y Gabaldón y Lizuain (1982). En tal sentido pueden mencionarse las secciones descriptas por Gulisano y Pando (1981) para el Liásico de las cercanías de Piedra del Águila (provincia del Neuquén) y su correlación con los asomos del cerro Piltriquitrón (provincia de Río Negro); similar correlación efectuó Cuerda et al. (1981) con volcanitas y sedimentitas liásicas de la Formación Aluminé en la provincia del Neuquén.

Asociados a las sedimentitas de la Formación Piltriquitrón se han descripto secuencias volcanogénicas (González Bonorino, 1944, 1974, 1979, 1981; Lizuain, 1980, 1983; Diez y Zubia, 1981; González Díaz, 1979), integradas por andesitas, dacitas, riodacitas y riolitas que mayoritariamente sobreyacen a los términos sedimentarios, como se observa en el cordón de Piltriquitrón (Lizuain, 1980, 1983) y hacia el sur del mismo en

Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, 10º piso, Buenos Aires.

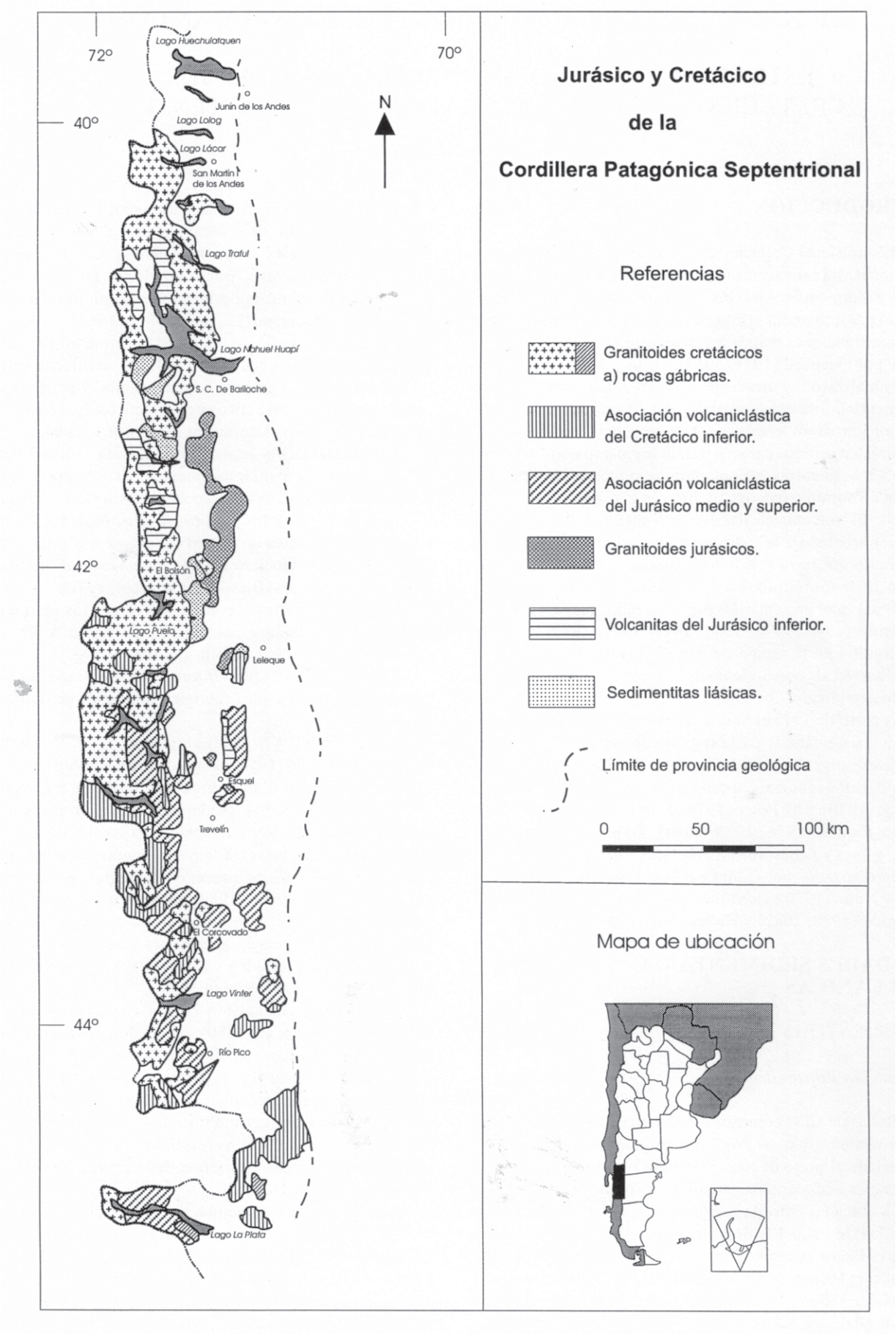


Figura 1. Distribución de las unidades jurásicas y cretácicas.

el cerro Pirque (González Bonorino, 1981). Tomando el conjunto de asomos sedimentarios entre las localidades de Esquel y Bariloche, las intercalaciones piroclásticas y lávicas aumentan su presencia hacia el norte y oeste de la cuenca. Los estudios realizados hasta el momento no permiten precisar, al norte de los 42º S, que parte de este volcanismo pertenece a secuencias volcánicas más jóvenes, correlacionables a las Formaciones Lago La Plata (Jurásico medio a superior) y Divisadero (Cretácico inferior).

La Formación Piltriquitrón y el volcanismo asociado se encuentran intruidos por el plutonismo jurásico y cretácico e infrayacen, en el cordón de Esquel, al volcanismo jurásico (Formación Lago La Plata) y cretácico (Grupo Divisadero). La utilización del término Formación Piltriquitrón para caracterizar las sedimentitas marinas y continentales aflorantes en el cerro homónimo y para los situados entre las localidades de San Carlos de Bariloche y Esquel es lo más conveniente por el momento. Resulta evidente que las características litológicas, facies y ambiente de sedimentación, más el hallazgo de material paleontológico, contribuyen al mejor conocimiento de los términos sedimentarios y permiten considerar al cordón de Piltriquitrón como localidad tipo de la unidad, manteniendo la denominación de Formación Piltriquitrón, nombre que con acierto fuera propuesto por González Bonorino (1944).

En la región se han detectado varias localidades fosilíferas, siendo la de mayor relevancia la del cordón de Piltriquitrón, con la presencia de invertebrados marinos: *Weyla alata* (v. Buch), *Chlamys textoria* Schloth var. *torulosa* Quenst, *Cardium azafum* Leanza. Al sur del cerro Piltriquitrón: *Cladophlebis* y *Otozamites*. En Lago Puelo: *Ptyllophyllum* aff. *antarcticum* (Halle) Serword (Cucchi y Baldoni, 1977). En el cordón de Esquel: invertebrados marinos (en estudio, Lizuain, 1999) y cicadofitas y filicales (Cazaubón, 1947).

La cuenca liásica puede vincularse con una etapa de distensión que afectó al retroarco. Durante su desarrollo se depositaron las sedimentitas que caracterizan a la Formación Piltriquitrón, (Figura 3 A). Hacia el oeste se habría emplazado un arco volcánico calcoalcalino intermitente, con el desarrollo de islas, originado por la misma etapa de distensión que actuó sobre el retroarco y evidenciado por las intercalaciones de material volcánico en las sedimentitas liásicas.

ASOCIACIÓN VOLCÁNICA DEL JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR

Formación Lago La Plata

Se reúnen con esta denominación a secuencias volcánicas de edad jurásica media a superior que afloran en la línea de altas cumbres con mayor desarrollo al sur de los 45º S, en forma más aislada entre los 42º y 42º 30' S (Haller et al., 1981; Lizuain, 1981) y a través de datos puntuales entre El Bolsón y el lago Nahuel Huapí (Lizuain, 1983), provincia de Río Negro, y que en el segmento sur de la Cordillera Patagónica Septentrional presenta en su tramo superior términos sedimentarios interdigitados con las volcanitas (Figura 1).

En la región de los lagos La Plata y Fontana las volcanitas fueron denominadas Formación Lago La Plata por Ramos (1976) formalizando el nombre de «Serie de Lago La Plata» propuesto por Quartino (1952).

Haller y Lapido (1980) reunieron a distintas unidades aflorantes entre los 43º y 47º S en territorio argentino y chileno bajo el nombre de Grupo Lago La Plata; recibieron además otras denominaciones locales como «Serie de Ibañez'' (Heim, 1940), «Complejo Porfírico de la Cordillera» (Feruglio, 1949), Formación Huemul (Thiele et al., 1979), Formación Lago La Plata (Ramos, 1976 y 1981), Formación Arroyo Cajón (Pesce, 1979 a) y Formación Elizalde (Skarmeta y Charrier, 1976).

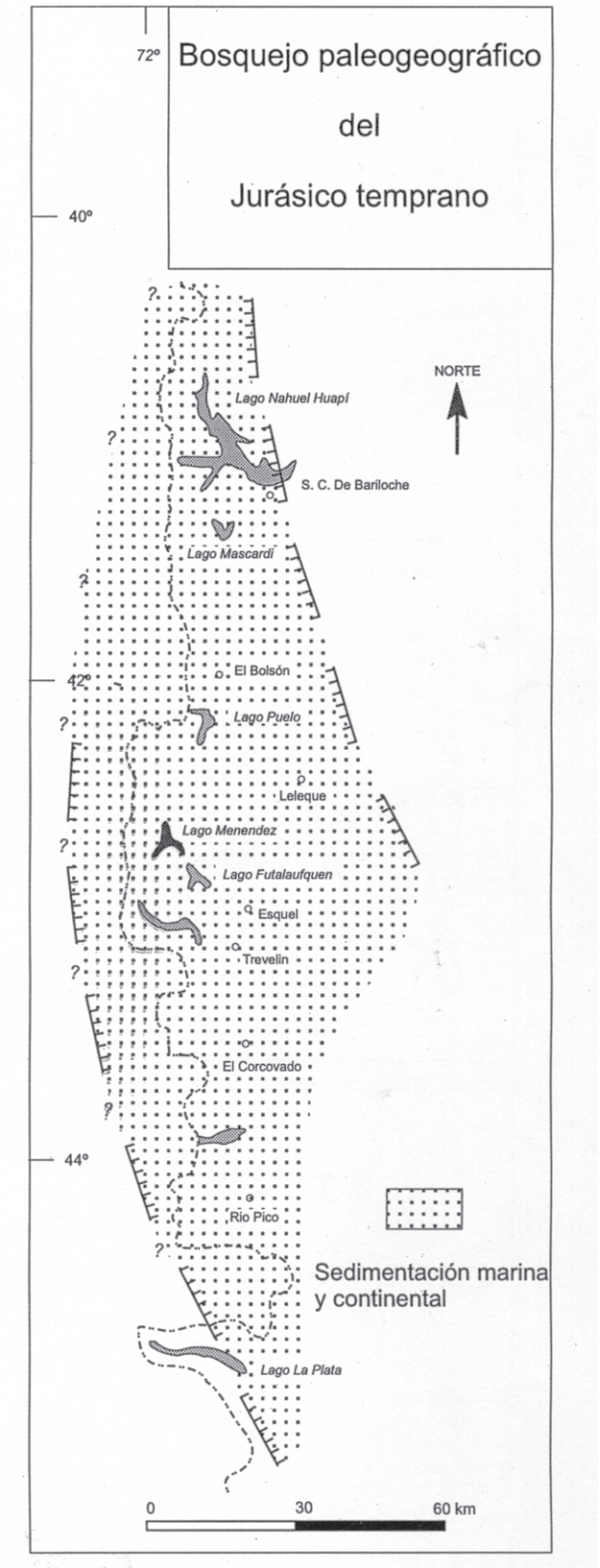


Figura 2. Bosquejo paleogeográfico de la cuenca liásica

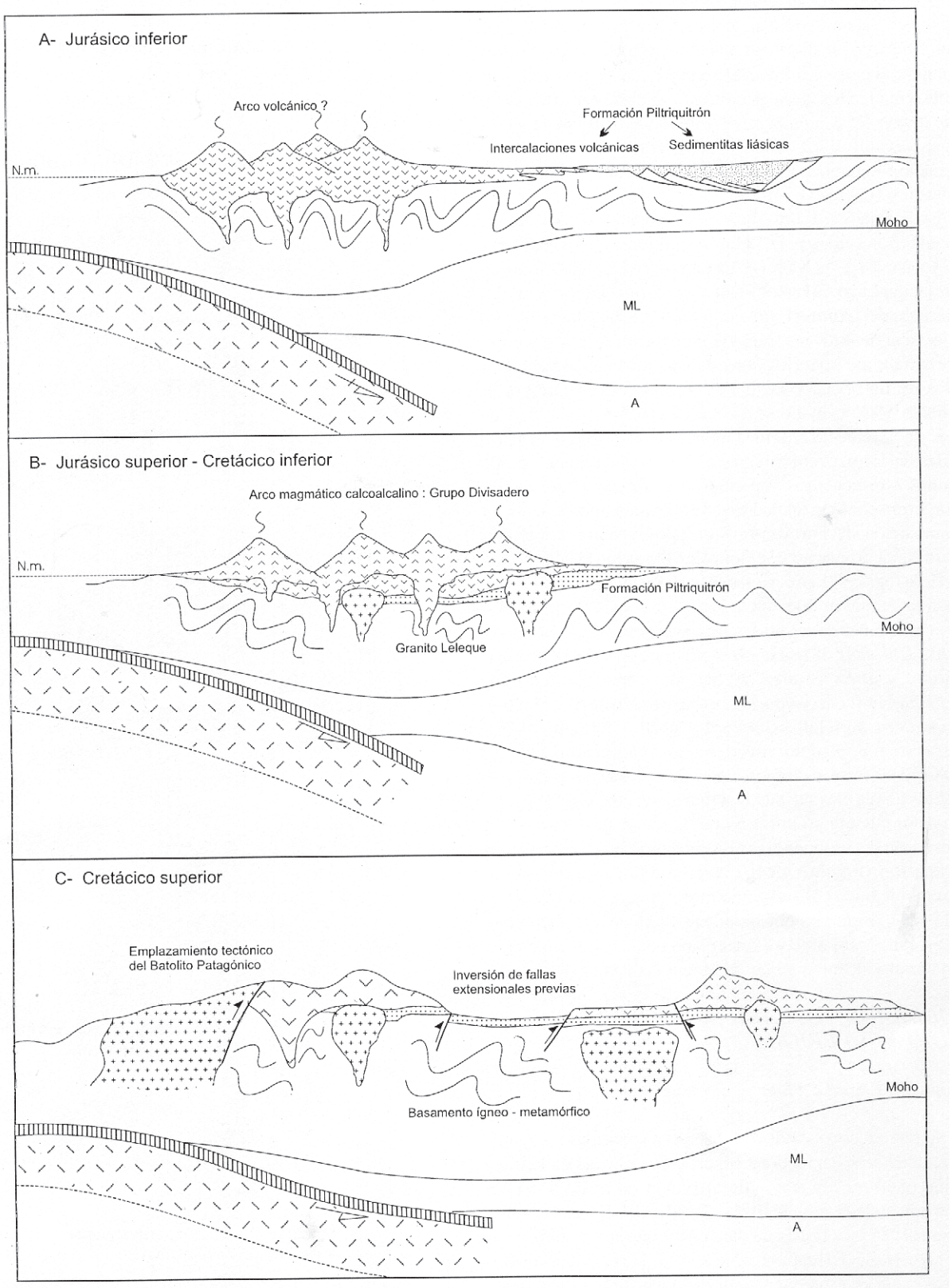


Figura 3. Esquemas geotectónicos de la Cordillera Patagónica Septentrional en el Jurásico y Cretácico a los 42° S (modificado de Lizuain, 1983). A: astenósfera, ML: manto litosférico

La ***Formación Lago La Plata*** está integrada por mantos andesíticos, tobas líticas andesíticas, intercalaciones de mantos dacíticos con una potencia entre 800 y 1500 m (Ramos, 1976 y 1981). Haller y Lapido (1980) describieron una composición andesítica con intercalaciones ácidas entre los 43° y 45° S, y una mayor presencia de volcanitas ácidas al sur de los 45° S. Ramos (1981) describe un miembro sedimentario formado por lutitas y conglomerados polimícticos que contiene *Othozamites* y *Cladophebis*.

La secuencia se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas marinas liásicas (Malumián y Ploszkiewicz, 1976) y es cubierta en discordancia por sedimentitas

tithonianas (Formación Tres Lagunas de Ramos, 1976) en la región del Lago La Plata, con valores radimétricos de 129±10 y 145±10 Ma. Al norte del lago Buenos Aires habría una relación concordante con las sedimentitas tithono-neocomianas del Grupo Coyhaique y discordante en la localidad de Coyhaique (Haller y Lapido, 1980) y en la región de lago Vintter (Pesce, 1979 a). La unidad tendría una edad post-toarciana y pre- neocomiana. Andesitas del cerro Nahuelpan al sudeste de Esquel dieron un valor de 160±6 Ma (Linares y González, 1990). En Trevelín, cerro Ver, se obtuvo una edad de 171±5 Ma (Haller y Lapido, 1982). Al este del lago Epuyen, cerro Condorcanqui, andesitas consideradas como parte del volcanismo del Terciario inferior, dan una edad de 152±10 Ma, Jurásico superior (Lizuain, 1983; Linares y González, 1990).

En el Jurásico medio a superior se desarrolló un amplio volcanismo vinculado a un arco volcánico calcoalcalino (Figura 4 A), y en respuesta a una paleozona de Benioff con un ángulo intermedio a bajo y una velocidad de convergencia moderada (Dickinson y Snider, 1978). En el sector interno las volcanitas se interdigitaron con calizas arrecifales de la Formación Cotidiano y en el sector externo presentan tobas y volcanitas con niveles plantíferos (Quartino, 1952; Ramos, 1976; Ramos y Palma, 1983).

Formación Cotidiano

En una región tectónicamente activa y áreas volcánicas positivas se desarrollaron pequeñas cuencas sin conexión entre las mismas en donde se depositaron sedimentitas marinas con alto contenido calcáreo, las cuales fueron denominas Formación Cotidiano por Ramos (1976, 1981). Con anterioridad fueron reconocidas por Quartino (1952) y Llorente (1968), quien las habrían integrado con las sedimentitas tithono-neocomianas.

Son depósitos aislados integrados por calizas micríticas con estromatopóridos, coquinas recristalizadas (*Gryphaea* sp), micrisubesparitas a esparitas fosilíferas con restos de pelecípodos, braquiópodos y algas, y areniscas calcáreas, con un espesor entre 15 y 31 m (Ramos, 1980).

Las sedimentitas muestran una interdigitación con los términos superiores de la Formación Lago La Plata. Idéntica relación fue descripta por Niemeyer (1975) al sur de Coyhaique, en territorio chileno.

Las sedimentitas se depositaron en un ambiente marino arrecifal con desarrollo de cordones litorales. La edad sería sincrónica con las facies superiores del volcanismo jurásico (Formación Lago La Plata). En tal sentido podría considerarse una edad oxfordiana a kimmeridgiana.

SEDIMENTITAS TITHONO-NEOCOMIANAS

Grupo Coyhaique

Con posterioridad a los movimientos intermálmicos se produce la habilitación de una cuenca donde se depositan secuencias sedimentarias tithonianas y neocomianas formando distintas unidades que se incluyeron en el Grupo Coyhaique. Esta denominación propuesta por Ramos (1981) incluyó las secuencias reconocidas por Heim (1940) al sur de lago Fontana. Para esta región Ramos (1980) incluye las Formaciones Tres Lagunas (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), Katterfeld (Ramos, 1976) y Apeleg (Ploszkiewicz y Ramos, 1977).

En el mismo grupo son incluidas por Haller y Lapido (1980) unidades aflorantes en territorio argentino y chileno tales como Formación Cotidiano (Ramos, 1976), el Miembro Tres Monjas de la Formación Tamango y la Formación Alto Palena (Thiele et al., 1979), «Sedimentitas Cerro Ver» (Haller, 1979), Formaciones Aserradero, El Aceite, Río Palena y Cerro Díaz (Fuenzalida, 1968), Formación Cerro Campamento (Pesce, 1979 a), Formación Coyhaique (Skarmeta y Charrier, 1976). Además incluyen las formaciones propuestas por Ramos (1981) para el Grupo Coyhaique.

El tramo inferior (***Formación Tres Lagunas***) está integrada por un conglomerado basal, calizas con pelecípodos (*Inoceramus* sp.), lutitas negras (*Trigonia* aff. *T. cassiope*), areniscas calcáreas con intercalaciones rítmicas de calizas. Calizas conglomerádicas a brechosas, calizas lumachélicas (*Gryphaea* cf. *G. usta* y *Rynchonella* sp.), conglomerados finos, areniscas calcáreas con intercalaciones de conglomerados lumachélicos y lutitas laminadas, alternacia de areniscas y lutitas (*Rynchonella* sp., *Belemnopsis patagoniensis*), caliza micrítica (*Exógira* cf. *couloni*), areniscas gruesas con intercalaciones de lutitas y escasas calizas y areniscas limosas. Los depósitos muestran un pasaje concordante con las volcanitas de la Formación Lago La Plata en una posición del tramo inferior más interna dentro de la cuenca (Ramos, 1981), con un espesor medio de 160 metros. Este tramo contiene niveles tithonianos (*Aulacosphinctes manguensis, Trigonia [Trigonia] carinata* Agassiz), niveles berrasianos (Riccardi, 1976), neocomianos a hauterivianos (Blasco, 1976), y neocomianos (Feruglio, 1949). La edad podría considerarse tithoniana y barresiana hasta hauteriviana.

El tramo medio (***Formación Katterfeld***), en los asomos más externos de la cuenca, consta de 300-350 m de lutitas negras con concreciones (*Favrella americana* [Favre], *Favrella steinmanni* [Favre]) que culmina con lutitas grises y areniscas con estratificación lenticular, que pasan en transición al tramo superior (Formación Apeleg). Las facies occidentales están formadas por lutitas pizarreñas laminadas, conglomerados polimícticos, sabulitas conglomerádicas cuarcíticas. La secuencia está intruida por cuerpos básicos, granitoides y pórfidos dacíticos. Por el contenido fosilífero la Formación Katterfeld puede asignarse al Valanginiano-Hauteriviano.

El tramo superior comienza con areniscas, limolitas con restos de plantas y pelecípodos de agua dulce, que representan el pasaje transicional entre la Formación Katterfeld y la ***Formación Apeleg***. Ésta continúa con 700 a 1.200 m de areniscas, areniscas lítico-cuarzosas, fangolitas (*Cladophebis* sp.), alternacia de capas finas de areniscas y fangolitas estratocrecientes. Sobreyacen 200 m de areniscas gruesas con lentes de conglomerados que aumentan su presencia hacia el techo.

El Grupo Coyhaique muestra una interdigitación entre las Formaciones Tres Lagunas y Katterfeld y un pasaje lateral entre la segunda y la Formación Apeleg. Esto concuerda con el desarrollo de un sistema deltaico con facies subácueas y subaéreas de plataforma deltaica (Formación Apeleg), un frente deltaico progradante (Formación Katterfeld), y complejos turbidíticos de prodelta (Formación Tres Lagunas; Ramos y Palma, 1983). Hacia el poniente aumenta el volcanismo en la secuencia de pelitas.

En afloramientos más occidentales del Grupo Coyhaique, Skarmeta (1976) y Skarmeta y Charrier (1976) describen la

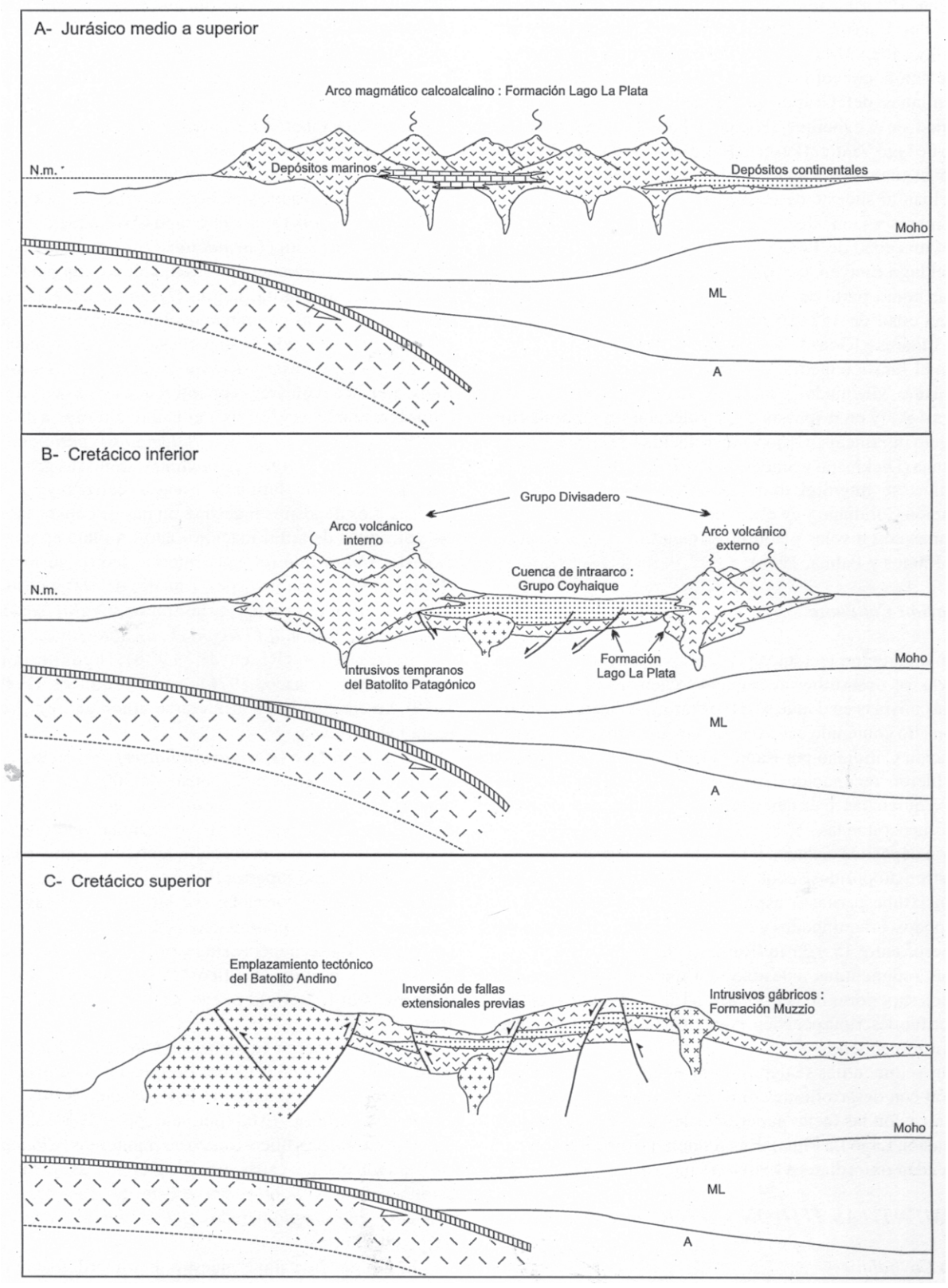


Figura 4. Esquemas geotectónicos de la Cordillera PatagónicaSeptentrional a los 45ºS durante el Jurásico y el Cretácico (modificado de Ramos y Palma, 1983) A: astenósfera, ML: manto litosférico.

presencia de intercalaciones volcánicas en las sedimentitas, con la presencia de *Spiticeras* (*Spiticeras*), que para Ploszkiewicz y Ramos (1977) representa un ambiente más distal en el Berriasiano de esa región, que coexiste con un volcanismo intermitente activo del Cretácico inferior. La unidad sobreyace a las lutitas con *Favrella* de la Formación Katterfeld y sobre la Formación Tres Lagunas, y es portadora de flora de *Ptylophylum* y *Pterophylum* (Cretácico inferior) y *Cladophebis* (Jurásico y Cretácico). Su techo es cubierto por volcanitas del Barremiano superior (Grupo Divisadero). La presencia de *Trigonia* (Masiuk y Nakayama, 1978) permite confirmar una edad neocomiana.

Fuenzalida (1968) en la región de Palena asigna al grupo una edad valanginiana inferior, mientras que distintos autores, en Haller y Lapido (1980), asignan al Grupo Coyhaique una edad kimmeridgiana a barremiana.

Un probable aumento del ángulo de la paleozona de Benioff produjo la migración del arco magmático hacia el oeste durante el Jurásico medio y la extensión dentro del mismo. Se desarrolla así la cuenca de intrarco (Dickinson, 1974) cuyo relleno sedimentario conforma el Grupo Coyhaique (Figura 4 B).

ASOCIACIÓN VOLCÁNICA DEL CRETÁCICO INFERIOR

Grupo Divisadero

Con esta denominación autores como Lapido (1979 b) y Ramos (1976, 1978, 1981) caracterizan a secuencias volcanogénicas del Cretácico inferior aflorantes en el segmento sur de la Cordillera Patagónica Septentrional (Figura 1), y que con anterioridad se denominó «Serie Divisadero» (Heim, 1940).

Bajo el nombre del epígrafe se agrupó las siguientes unidades: Formación Cordón de las Tobas (Fuenzalida, 1968), Miembro Ventisquero de la Formación Tamango (Thiele et al., 1979), Formación Carrenleufú (Pesce, 1979 a), Formación Chile Chico (Charrier et al., 1979), Formación Payaniyeu (Ploszkiewicz y Ramos, 1978), Formación Ñirehuao (Skarmeta y Charrier, 1976; Ramos, 1981), Formación El Gato (Ploszkiewicz y Ramos, 1978), Formación Pico Solo (Lizuain, 1983 y 1987).

Entre los 42º y 42º 30'S afloran andesitas, riodacitas y riolitas intruidas por granitoides del Cretácico superior. En la región de Trevelín son andesitas, dacitas y riolitas con facies piroclásticas. Los términos basales se emplazaron en un ambiente subácueo (Thiele et al., 1979; Haller, 1979). Andesitas, dacitas, brechas dacíticas, pelitas y areniscas integran los asomos en el sector de Carrenleufú (Pesce, 1979 a; Fuenzalida, 1968), mientras que el sector de Río Pico afloran andesitas y dacitas (Lapido, 1979 a).

En la región de los lagos La Plata y Fontana, Ramos (1981) describió un sector oriental integrado por 780 m de piroclastitas ácidas con facies de areniscas conglomerádicas, que en parte se interdigitan con los términos superiores del Grupo Coyhaique, y en sectores se apoyan en forma concordante. Las piroclastitas también se interdigitan con la ***Formación Ñirehuao***, integrada por mantos de andesitas, aglomerados volcánicos, ignimbritas ácidas, piroclastitas andesíticas estratificadas, basaltos olivínicos, tobas dacíticas, tobas líticas, basandesitas, con un espesor de 315 m, y que sobreyacen en forma discordante al Grupo Coyhaique (Formación Apeleg).

El sector occidental está formado por 450 m de tobas andesíticas con intercalaciones de dacitas y tobas dacíticas. La secuencia se apoya en discordancia angular sobre el volcanisno del Jurásico medio a superior, y por medio de una discordancia erosiva sobre el Grupo Coyhaique (Formación Katterfeld). Para el sector oeste también se describen tres facies: lávico-ignimbríticas, subvolcánicas y filonianas, de composición ácida (***Formación El Gato***). La secuencia se apoya e intruye a la Formación Ñirehuao.

En el sector oriental se han obtenido valores de 117±10 Ma y 115±5 Ma, mientras que para el sector occidental citan 111±5 Ma y 113±5 Ma, que ubica la edad entre el Barremiano superior y el Aptiano. En la Formación El Gato se obtuvieron edades más jóvenes, 105±10 y 92±5 Ma, que corresponden al Aptiano-Albiano (Ramos, 1981).

Haller y Lapido (1980) mencionaron una relación de concordancia entre el Grupo Divisadero y el Grupo Coyhaique, y consideraron un desarrollo local para las relaciones discordantes citadas por Pesce (1979 a) y Ramos (1981). Asignan una edad aptiana para el pulso mayor del volcanismo cretácico. Para los asomos entre los 42º y 42º 30' S se obtuvo un valor de 101±10 Ma (Albiano, Lizuain, 1987). Los estudios realizados permitieron extender el dominio paleogeográfico de este volcanismo al norte de Esquel y hasta los 42º S, y su probable extensión hasta la región del lago Nahuel Huapí. Para la cordillera patagónica de la provincia de Río Negro se determinaron valores entre 120±5 y 155±10 Ma, Aptiano a Tithoniano (González Díaz y Lizuain, 1984)

En el Cretácico inferior se emplazó un arco magmático calcoalcalino, integrado por un arco interno con predominio andesítico y un arco externo de naturaleza ácida (Figura 4 B). Entre ambos ocurre el desarrollo de una cuenca de intraarco donde se depositan los términos sedimentarios del Grupo Coyhaique (Ramos y Palma, 1983). Hacia el norte de Esquel el volcanismo continúa en forma amplia, no diferenciándose el arco externo del interno y con la ausencia de la cuenca de intraarco (Figura 3 B).

Ramos y Palma (1983) consideraron la existencia de una zona de extensión ensiálica que controló este volcanismo. Al sur de la latitud del golfo de Penas el volcanismo disminuye fuertemente su presencia.

En forma sincrónica con el volcanismo calcoalcalino cordillerano se desarrolló, en sectores occidentales de la precordillera del Chubut, un importante volcanismo que ha sido dividido en tres episodios volcanogénicos (Franchi y Page, 1980) de edad cretácica e integrados por 1) basaltos, tobas, e ignimbritas (62±3 - 83±10 Ma), 2) dacitas, riodacitas, tobas e ignimbritas (73±2 Ma) y 3) dacitas, andesitas y basaltos (91±3 - 137±2 Ma) y que pueden correlacionarse con las volcanitas del Grupo Divisadero.

UNIDADES PLUTÓNICAS

BATOLITO PATAGÓNICO

La Cordillera Patagónica Septentrional presenta como característica común a las plutonitas que afloran a lo largo de su eje axial con edades paleozoicas, jurásicas, cretácicas y terciarias (Figura 1). El reconocimiento de granitoides mesozoicos en esta región lo inicia Ljungner (1931) quien denomina "Serie Granodiorítica" a intrusivos que cortan a sedimentitas liásicas, asignándole una edad jurásica superior.

En el segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional el plutonismo mesozoico fue estudiado por González Díaz (1979), Greco (1975), González Díaz y Valvano (1979), Lizuain (1981, 1983), Diez y Zubia (1981). Estos estudios modifican a aquellos que indicaban una posición entre el Precámbrico y el Triásico para los granitoides cordilleranos.

En el segmento sur de esta región la presencia del plutonismo mesozoico fue reconocida por Quartino (1952), Ramos (1976, 1981, 1983), Thiele et al. (1979), Haller (1979), Pesce (1979b) y Lapido (1979a).

Plutonismo Jurásico: Formación Leleque

Esta denominación fue propuesta por Lizuain (1983) para caracterizar a rocas graníticas que afloran en el sector oriental del segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, diferenciándolo del plutonismo cretácico. Afloran en los cordones de Leleque y Esquel. Pequeños cuerpos y diques, no mapeables fueron ubicados al norte de la estancia Leleque (Figura 1).

La presencia de granitoides jurásicos también se han detectado a través de fechados radimétricos de granitoides extraídos de diferentes puntos de la región: Lago Moreno, cerro Catedral y norte de Esquel (Toubes y Spikerman, 1973), lago Vintter (Linares, 1981), NE y O del lago Puelo (Lizuain, 1981 y 1983).

González Díaz (1982) y González Díaz y Lizuain (1984) diferenciaron una faja oriental en la cordillera de la provincia de Río Negro integrada por plutonitas de probable edad mesozoica a terciaria. Gordon y Ort (1993) al estudiar los granitoides de Leleque y de las cabeceras del alto río Chubut ratificaron la existencia de plutonitas jurásicas en el sector oriental de la Cordillera Patagónica Septentrional, y las reunieron bajo el nombre de ***Batolito Patagónico Subcordillerano***.

La unidad está integrada por granitos, tonalitas y granodioritas en el sector de Leleque (Lizuain, 1983). Para el mismo lugar Gordon y Ort (1993) describieron gabros y rocas granodioríticas a monzograníticas. Los mismos autores para el sector del alto río Chubut, al este del cordón del Serrucho, mencionaron granodioritas, tonalitas y monzogranitos con características geoquímicas calcoalcalinas, metaluminosas a transicionales.

Los granitoides jurásicos afectan o intruyen a las sedimentitas liásicas de la Formación Piltriquitrón, al volcanismo de la Formación Lago La Plata (Jurásico medio a superior) e infrayacen los mantos andesíticos del Grupo Divisadero (Cretácico inferior).

Las relaciones estratigráficas permiten asignarle una edad posterior a la sedimentación liásica y previa al volcanismo del Jurásico medio a superior y del Cretácico inferior.

Las primeras dataciones radimétricas dieron valores de 141±5 Ma (Jurásico superior) en el cordón de Leleque (Lizuain, 1983) y 174±20 Ma (Jurásico medio) en el cordón de Esquel (Toubes y Spikerman, 1973). Para las plutonitas del alto río Chubut se determinaron dos isocronas de 182, 5 Ma (Jurásico medio) y 200, 1 Ma (Jurásico inferior) (Gordon y Ort, 1993). Para el plutón de Carrenleufú (Stanzione et al., 1991) establecieron una edad de 138±10 Ma, ubicando el inicio del plutonismo en ese sector durante el Tithoniano tardío.

Edades jurásicas se obtuvieron en diferentes localidades, en afloramientos con dominio de plutonitas cretácicas:

- Sureste del cerro Morrudo, norte del lago Puelo. Diorita. 177±5 Ma (Jurásico medio)*
- Norte del cerro Morrudo, norte del lago Puelo. Diorita. 173±10 Ma (Jurásico medio)*
- Margen norte del lago Puelo. Tonalita. 173±10 Ma (Jurásico medio)*
- Cerro Catedral. Granito. 157±45 Ma (Jurásico superior?, Toubes y Spikerman, 1973)
- Cerro Coihue, norte del lago Epuyen. Tonalita. 172±10 Ma (Jurásico medio. González Díaz, 1982)
- Río Villegas, norte de El Bolsón. Granito. Isocrona de 170 Ma (Jurásico medio, Halpern et al., 1975)

* Lizuain (1981)

El plutonismo jurásico reconocido en el cordón de Leleque (Lizuain, 1983) presenta un mayor dominio paleogeográfico, cubriendo una faja entre el lago Mascardi y Leleque, ubicada en la parte oriental de la Cordillera Patagónica Septentrional (Gordon y Ort, 1993). Su extensión no quedaría limitada al sector oriental de la cordillera, dado que hacia el oeste, en sectores más centrales, hay edades radimétricas del Jurásico medio y superior. Esto coincidiría con una migración hacia el oeste de los focos magmáticos (González Díaz, 1982; Rapela 1987), por lo menos para el segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional.

En el Jurásico medio y superior a favor de una etapa de mayor evolución del proceso de distensión se produjo la intrusión de cuerpos ígneos que podrían corresponder al primer estadio del emplazamiento del Batolito Patagónico. (Figura 3 B).

Plutonismo Cretácico

El plutonismo cretácico representa el emplazamiento de mayor importancia y extensión, del Batolito Patagónico de la cordillera. En general se distribuye según su eje axial (Figura 1) en forma continua, salvo en el segmento sur en donde los afloramientos son discontinuos, en parte por el diseño del límite internacional con Chile. El emplazamiento alcanzó su mayor desarrollo hace 98 Ma (Ramos et al., 1982).

En el segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional los granitoides fueron denominados "Serie Granodiorítica (Ljungner, 1931), "Granitos y Granófiros" y "Dioritas y Dioritas Cuarcíferas" (Feruglio, 1941), "Pórfiros Graníticos" y "Granodioritas y Dioritas" (Greco, 1975), Formación Pirque (Miró, 1967). Formación Los Machís (González Díaz, 1979), "Plutones Graníticos y Tonalíticos" (González Bonorino, 1973), Complejo Granítico Intrusivo (González Bonorino, 1979), Complejo Granítico Lago Puelo (Lizuain, 1981), Granodiorita Lago Moreno y Granodiorita Los Machís (Rapela, 1987), Formación Huechulafquen (Turner, 1973).

Para la región septentrional se han descripto granodioritas, granodioritas horblendo-biotíticas, dioritas, tonalitas, adamellitas, granitos y cuerpos de composición gábrica.

En el segmento sur, han sido denominados "Plutonitas Lago Menéndez" (Sepúlveda y Viera, 1980), Granito Palena (Haller, 1979), Granito Lago General Vintter, Granito Corcovado y Formación Morro Serrano (Pesce, 1979 a y b), Granito La Plata Chico y Formaciones Cerro Victoria y Muzzio (Ramos, 1976 y 1981), Granito La Magdalena (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), Formaciones Morro Grande y Lago 5 (Lapido, 1979), Complejo Granítico Patagónico (Skarmeta, 1976), Intrusivos Graníticos (Skarmeta, 1978), Granito Futalaufquen (Haller et al., 1997), Intrusivos Dioríticos (Skarmeta y Charrier, 1976).

En el tramo austral se han reconocido granodioritas, adamellitas, monzodioritas, granitos, dioritas y gabros. Para el mismo sector Haller y Lapido (1980) agruparon a los granitoides en plutonitas sobresaturadas y saturadas, las primeras ubicadas en las zonas de altas cumbres y las segundas, conformando cuerpos aislados en el sector del límite con Chile. Stanzione et al. (1991) y Barbieri et al. (1991) establecieron que los granitoides aflorantes entre los 43º y 46ºS

varían de gabro a granitos. Haller et al. (1997) mencionó la presencia de granitos, sienitas y dioritas en la constitución del "Granito Futalaufquen".

Las plutonitas cretácicas tienen una relación de intrusividad con las sedimentitas liásicas (Formación Piltriquitrón) y las asociaciones volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico medio a superior (Formación Lago La Plata, Formación Cotidiano) y del Cretácico inferior (Grupos Coyhaique y Divisadero) que se mantiene de la Cordillera Patagónica.

En el segmento norte afecta al zócalo ígneo-metamórfico de edad precámbrica a paleozoica (Formación Colohuincul, parte de la Formación Huechulafquen, Formación Cushamen) y a sedimentitas neopaleozoicas (Formación Esquel).

En la región del Lago Nahuel Huapí González Díaz (1979) y González Díaz y Valvano (1979) establecieron dos eventos, a los 101±4 Ma (Cretácico inferior) y a los 80±4 Ma (Cretácico superior). González Díaz (1982) describe la existencia de una faja media de edad cretácica superior en el segmento norte de la cordillera y postuló una migración de los focos magmáticos con rocas más jóvenes hacia el oeste.

Entre los lagos Puelo y Cholila, Lizuain (1981) estableció dos eventos, uno entre los 72±2 y 91±5 Ma (Cretácico superior), y un segundo entre los 100±2 y 135±5 Ma (Cretácico inferior).

En la Cordillera Patagónica de la provincia de Río Negro los estudios radimétricos agrupan estas plutonitas entre los 102±5 a 131±10 Ma (Cretácico inferior) y entre 71±10 y 93±10 Ma (Cretácico superior) de acuerdo con González Díaz y Lizuain (1984).

Rapela et al. (1987) entre los lagos Nahuel Huapí y Lacar obtienen valores de 111-112 Ma (Cretácico inferior). Más al norte en las inmediaciones del lago Huechulafquen, Párica (1986) sobre granodioritas hornblendíferas obtuvo un valor de 116±12 Ma (Cretácico inferior). Estos granitoides fueron considerados como parte de la Formación Huechulafquen (Precámbrico-Paleozoico inferior). Esto confirmaría la extensión hacia el norte de granitoides del Cretácico inferior y superior hasta los 39º 30' S. Rapela et al. (1987) reúne en un histograma de frecuencias (K-Ar) valores obtenidos en diferentes trabajos entre los 39º y 42º 15' S. En el mismo se observan un pulso entre los 120 – 140 Ma y otro entre los 80 – 110 Ma.

Para el segmento sur de la región Haller y Lapido (1980) describieron dos ciclos eruptivos uno a los 100 – 102 Ma (Cretácico inferior) y otro a los 82 – 84 Ma (Cretácico superior). Pesce (1979 a y b) para la región de Lago Vintter-Corcovado definió dos episodios intrusivos: 101±5 - 81±5 Ma (fase plutónica principal) y 72±10 - 78±4 Ma (Cretácico superior).

En la zona de lago La Plata-lago Fontana las plutonitas fueron asignadas al Cretácico inferior (126±10 Ma) y al Cretácico superior (85±5 - 90±5), en coincidencia con la etapa final de los movimientos patagonídicos principales (98 Ma; Ramos, 1981).

En la región del lago Menéndez, Sepúlveda y Viera (1980) asignaron los granitoides al Cretácico (98±5). Haller et al. (1997) en la región del lago Futalaufquen establecieron un valor de 125±3 Ma (Cretácico inferior). Stanzione et al. (1991) entre los 43º y 46º S datan un evento magmático a los 117±7 Ma (Cretácico inferior).

Edades obtenidas en la Cordillera Patagónica Septentrional por Toubes y Spikerman (1973) en las plutonitas indicaron el Cretácico inferior y superior (84 – 131 Ma). Valores coincidentes obtuvieron Halpern et al. (1975) para esta región entre los 41º y 43º S: 80 Ma (Cretácico superior) y 116 Ma (Cretácico inferior).

Ramos (1976) caracterizó a cuerpos plutónicos gábricos (Formación Muzzio) que intruyen al Grupo Coyhaique. Considera una edad post-barremiana a aptiana por intruir a la Formación Ñirehuao (Figura 1). Son cuerpos compactos de composición gábrica que pasan por hibridación a dioritas gábricas. Afloran desde la región del lago Pueyrredón, por la vertiente chilena de la Cordillera Patagónica, hasta la región de Carrenleufú. En esta región fueron denominadas Formación Morro Serrano (Pesce, 1979 a), con un valor de 78±4 Ma (Campaniano). Los gabros de la Formación Muzzio son correlacionados con los cuerpos diabásicos de Pampa de Agnia descriptos por Nullo (1983) y denominados Formación Peña Velázquez.

A partir de los estudios realizados sobre el plutonismo de la Cordillera Patagónica Septentrional se han localizado y descripto rocas gábricas que han sido asignadas al Cretácico y Jurásico por estar asociados a eventos plutónicos mesozoicos (Haller y Lapido, 1980; Lizuain, 1981; Haller, 1985; Stanzioni et al., 1991; Barbieri et al., 1991; Gordon y Ort, 1993).

Estas rocas gábricas son sincrónicas con las descriptas en la sierra de Tepuel (Precordillera del Chubut) y que Suero (1948, 1953) denominó "Diabasas Jurásicas". Page (1984) las agrupó bajo la denominación de Formación Cresta de Los Bosques y estableció la presencia de gabros tholeíticos jurásicos y gabros alcalinos cretácicos.

El aumento en la velocidad de convergencia, que originó la fase patagonídica principal, habría generado una disminución del ángulo de la paleozona de Benioff y como consecuencia el cese de la actividad volcánica. Se instaló un régimen compresivo con una estructuración de las unidades más antiguas y el emplazamiento del Batolito Patagónico (Figuras 3 C y 4 C).

Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento al Dr. Victor Ramos por las valiosas sugerencias aportadas y a Claudia Negro, Alejandra Coluccia y David Repol por su colaboración durante la elaboración y corrección del presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BARBIERI, M., GODOY, E., HALLER, M. J., STANZIONE, D., GHIARA, M. R. y TRUDU, C., 1991. Cristalización fraccionada y contaminación cortical en el batolito Patagónico. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas, 1: 626-630, Chile.

BLASCO, G., 1976. Estudio paleontológico de los fósiles de las Formaciones Tres Lagunas y Katterfeld, Hoja 47ab Lago Fontana, en Servicio Geológico Argentino, inédito, BuenosAires.

CAZAUBÓN, A., 1947. Una nueva flórura jurásica en el cordón de Esquel, en el Chubut meridional. Asociación Geológica Argentina, Revista 2 (1): 41-59, Buenos Aires.

CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H. y SKARMETA, J., 1979. Edades Potasio-Argón de volcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile, y su significado geológico. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-41, Buenos Aires.

CUCCHI, R. y BALDONI, A., 1977. Hallazgo de plantas Mesozoicas en la Formación Epuyén-Cholila, Epuyén provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina. Revista 35 (1): 155-156, Buenos Aires.

CUERDA, A. J., SCHAUER, O. C. y SUNESEN, A.A., 1981. Formación Aluminé. Asociación Vulcanítico-sedimentaria de edad Liásica en la Provincia de Neuquén. Centro de Investigaciones Geológicas. CIC. pág .9, La Plata.

DICKINSON, W. R., 1974. Tectonics and sedimentation. SEMP, Special Publication, 22, 204 pp., Tulsa.

DICKINSON, W. R. y SNEIDER, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. En: Laramide asociated with basement block jaulting in the western United States. Geological Society of America, Memoir 151:355-366, Boulder.

DIEZ, O. M. y ZUBIA, M., 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de "El Bolsón", provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 36 (1): 19-28, Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja geológica San Carlos de Bariloche (Patagonia). Boletín de Informaciones Petrolíferas 4: 111-119, Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia, Y. P. F., contr., 1 y 2, Buenos Aires.

FUENZALIDA, R., 1968. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé continental). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, publicaciones 31, Santiago.

FRANCHI, M.R. y PAGE, R.F.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2): 208-229, Buenos Aires.

GABALDÓN, V. y LIZUAIN, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del Noroeste del Chubut. Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología Actas, 2: 509-526, Buenos Aires.

GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 108:1-45.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b-Río Foyel (Prov. de Río Negro). Dirección Minería, Geología e Hidrogeología, Boletín 56:1-124, Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento Geología. Publicación 37: 1-67, Santiago.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche, publicación 16: 1-53, Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1974. La Formación Millaqueo y la "Serie Porfirítica" de la Cordillera Patagónica. Asociación Geológica Argentina, Revista 19 (2): 145-154. Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Patagónica. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (3): 184-202, Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1981. Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras formaciones más antiguas y más modernas en la región de El Bolsón, en Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 36 (3): 319-321, Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F.y GONZÁLEZ BONORINO, G., 1978. Geología de la Región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las Formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí. Asociación Geológica Argentina, Revista 33 (3): 175-210, Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ, F. E., 1979 . Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40º 30' y 41º de latitud sur (Provincia del Neuquén). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 525-537, Neuquén.

GONZÁLEZ DÍAZ, F. E., 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40º y los 42º sur: la migración de los ciclos intrusivos. Acta Geológica Lilloana, 16 (1): 5-22, Tucumán.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y LIZUAIN, A., 1984. El complejo volcanoclástico y plutónico del sectorcordillerano. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (5): 119-138, Bariloche.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y NULLO, F., 1980. Cordillera Neuquina. En: Geología Regional Argentina, 2, Academia Nacional de Ciencias, 1090-1147, Córdoba.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. y VALVANO, J., 1979. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapí y el lago Traful, (provincia del Neuquén). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 227-242, Buenos Aires.

GORDON, A. y ORT, M. H., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41º-42º 30' latitud sur). 12º Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, 4: 120- 127, Buenos Aires.

GRECO, R., 1975. Descripción geológica de la Hoja 40 a, Cerro Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, Buenos Aires.

GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí. Physis, 4 (17): 208-240, Buenos Aires.

GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41º a 44º y entre los meridianos 69º y 71º. Anales Primer Congreso Panamericano de Ingeniería, Minería y Geología, 2:368-379, Santiago de Chile.

GULISANO, C. y PANDO, C. A., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:553-557, Buenos Aires.

HALLER, M. J., 1979. Descripción geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, Buenos Aires.

HALLER, M. J., 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelin, Cordillera Patagónica, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas, 3 (4): 215-234, Chile.

HALLER, M. J. y LAPIDO, O. R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2): 230-247, Buenos Aires.

HALLER, M. J. y LAPIDO, O. R., 1982. The Jurasic-Cretaceous volcanism in the septentrional Patagonian Andes. En: Linares y Cordani (Eds.): Symposiun Magmatic Evolution of the Andes Hearth Science Reviews 18: 395-410, Amsterdam.

HALLER. M.J., LAPIDO, O.R., LIZUAIN, A. y PAGE, R.F., 1981. El mar tithonoeocomiano en la evolución de la cordillera patagónica. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. Eds.: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. 1: 221-238. Buenos Aires.

HALLER, M. J., BARBIERI, M., GHIARA, M. R., STANZIONE, D., CASTORINA, F., TRUDU, C. y MEISTER, C. M., 1997. Génesis y evolución del granito de Futalaufquen, Andes Patagónicos, (42º 40'-42º 50'S). 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 507-514, Buenos Aires.

HALPERN, M., STIPANICIC, P. N. y TOUBES, R. O., 1975. Geocronología (Rb/Sr) en los Andes australes argentinos. Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (2):180-192. Buenos Aires.

HEIM, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). Eclogae Geologicae Helvetiae, 33 (1): 25-51, Zurich.

LAGE, J., 1982. Descripción geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 189:1-72, Buenos Aires.

LAPIDO, O. R., 1979a. Descripción geológica de la Hoja 46 a, Río Pico. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos aires.

LAPIDO, O. R., 1979b. Descripción Geológica de la Hoja 51 a, Los Antiguos, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.

LESTA, P. J., FERELLO,R. y CHEBLI, W., 1980. Chubut Extrandino. En Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 2, 1307-1387, Córdoba.

LINARES, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina 2) años 1972-1974. Realizadas por INGEIS sin publicar 1) años 1972-1974. Asociación Geológica Argentina, publicaciones especiales, serie B, Nº 4, Buenos Aires.

LINARES, E., 1981. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. 3) años 1977-1978. 4) años 1979-1980. Asociación Geológica Argentina, Publicación especial, Serie B(9): 63. Buenos aires.

LINARES, E. y GONZÁLEZ, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Publicación de la Asociación Geológica Argentina. Publicación especial 19: 1-628, Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1979. La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 69-72, Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1980. Las formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2): 174- 186, Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo. Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 607-616. San Luis.

LIZUAIN, A., 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires (Inédito), Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1987. El volcanismo Cretácico de la Cordillera Patagónica entre los lagos Puelo y Cholila. Provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 213-216, Tucumán.

LIZUAIN, A., 1999. Hoja Geológica 4372-2, Esquel. Provincia del Chubut. Inédito, SEGEMAR. Buenos Aires.

LJUNGNER, E., 1930. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Bulletin Geological Institiut, Upsala, 28: 203-242. Upsala.

LLORENTE, R.A., 1968. Observaciones geológicas en los arroyos Pedregoso y Flores, flanco occidental de la cuenca del lago Fontana. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.

MALUMIÁN, N. y PLOSZKIEWICZ, J.V., 1976. El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 31 (4): 279-280, Buenos Aires.

MASIUK, V. y NAKAYAMA, C., 1978. Sedimentitas marinas mesozoicas del lago Fontana, provincia del Chubut, su importancia. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2 (11): 361-378, Buenos Aires.

MIRÓ, R., 1967. Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 22 (3), Buenos Aires.

NIEMEYER, H., 1975. Geología de la región entre Lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aisen, Chile. Tesis de grado, Universidad de Chile: 309 pp, Santiago.

PAGE, S., 1984. Los gabros bandeados de la Sierra de Tepuel. Cuerpos del sector suroeste, provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 584-589. Bariloche.

PARICA, C.A., 1986. Resultados geológicos preliminares de las Formación Colohuincul y Huechulafquen, de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (1-2): 201-205, Buenos Aires.

PESCE, A. H., 1979a. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43º 30' y 44º de latitud sur y sus áreas mineralizadas. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 257-270, Buenos Aires.

PESCE, A., 1979b. El plutonismo cretácico superior y sus relaciones con las áreas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Geología, Port of Spain. Preprint.

PLOSZKIEWICZ, J. V. y RAMOS, V.A., 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista 22 (3): 209-226, Buenos Aires.

QUARTINO, B., 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana, Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires, inédito, Buenos Aires.

QUENSEL, P.D., 1911. Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera, Bulletin Geological Institiut Upsala, 11: 1-114, Upsala.

QUENSEL, P.D., 1913. Die Quartzporphyr und Porphyroid Formation in Sudpatagonien und Feuerland. Bulletin Geological Institiut, Upsala, 12: 9-40.

RAMOS, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Provincia del Chubut. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (A): 43-64. Santiago, Chile.

RAMOS, V.A., 1978. El volcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica de Argentina y Chile. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 1 (3): 423-436, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 183:1-130, Buenos Aires.

RAMOS, V.A. y PALMA, M., 1983. Las lutitas pizarreñas fosilíferas del cerro Dedo, Lago La Plata, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 38 (2): 148-160, Buenos Aires.

RAMOS, V., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUÑOZ, J., 1982. The magmatic evolution of the austral Patagonian Andes. Earth Science Reviews 18 (3-4): 411-443. Amsterdam.

RAPELA, C. W., 1987. El Batolito Patagónico entre los 40º 30'y 41º 15'de latitud sur, estudio geoquímico preliminar. International Symposium on Circum-Pacific Phanerozoic Granites. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas. Tomo 4, 20-23, Tucumán.

RAPELA, C. W., MUNIZAGA, F., DALLA SALDA, L., HERVÉ, F., PARADA, M. A. y CINGOLANI, C., 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas. Tomo 4, 18-19, Tucumán.

RAPELA, C. W., SPALLETTI, L.A., MERODIO, J.C. y ARAGÓN, E., 1987. Temporal evolution and spatial variation of lower Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40º- 42º 30'S). Journal of South American Earth Sciences, 1 (1): 75-88.

RICCARDI, A.C., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (C): 41-46, Santiago, Chile.

SEPÚLVEDA, E. G. y VIERA, R. M., 1980. Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut Noroccidental. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2): 230-247, Buenos Aires.

SKARMETA, J., 1976. Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aysén (Chile) durante el Neocomiano. 1 Congreso Geológico Chileno, Actas, 1 (B): 1-15, Santiago.

SKARMETA, J., 1978. Geología de la región continental de Aysén, entre el lago General Carrera y la Cordillera Castillo. Carta geológica de Chile; escala 1:250.000, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Nº 29, Santiago.

SKARMETA, J. y CHARRIER, R., 1976. Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45º y 46º de latitud sur, Chile. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 267-286, Buenos Aires.

STANZIONE, D., BARBIERI, M., GODOY, E., HALLER, M. J., GHIARA, M. R. y TRUDU,C., 1991. Geoquímica del estroncio y de Tierras Raras en el Batolito Patagónico (43º- 46º latitud sur). 6º Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos, 679-683.

SUERO, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extrandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petrolíferas 25 (287):31-48

SUERO, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 8 (1): 37-53, Buenos Aires.

THIELE, R., CASTILLO, J.C., HEIN, R., ROMERO, G. y ULLOA, M., 1979. Geología del sector fronterizo de chiloé continental entre los 43º y 43º 45', latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 557-591, Buenos Aires.

TOUBES, R.O. y SPIKERMAN, J.P., 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40º y 44º de latitud sur. Asociación Geológica Argentina, Revista 28 (4): 382-396, Buenos Aires.

TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (2): 153-184, Buenos Aires.

TURNER, J. C. M., 1973.Descripción geológica de la hoja 37 a-b, Junín de los Andes, Provincia de Neuquén. Boletín 138:1-86. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1987. Permian to late Cenozoic evolution of Nothern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics. American Geophysical Union, Monograph 40:271-286.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D.A., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4): 231-253, Buenos Aires.

VOLKHEIMER, W. y LAGE, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja42 c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Boletín 181:1-71. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

Recibido: noviembre 1999

2. JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CORDILLERA PATAGÓNICA SEPTENTRIONAL Y PRECORDILLERA PATAGÓNICA

Raúl E. Giacosa y Marcelo J. Márquez

INTRODUCCIÓN

Las rocas mesozoicas, especialmente las del período Jurásico y Cretácico, están ampliamente representadas en varias provincias geológicas de la Patagonia Argentina. En este trabajo se describen las rocas plutónicas, volcanosedimentarias y sedimentarias del Jurásico y el Cretácico que constituyen una parte esencial de la cordillera y precordillera patagónica (Figura 5a). En primer término se hará una breve referencia a las rocas que componen el sustrato pre-mesozoico, posteriormente las rocas del Jurásico y Cretácico se describirán de acuerdo a su carácter plutónico, volcánico y sedimentario, en cada uno de los ambientes tratados. Por último, se describirán los eventos geológicos del Mesozoico de la región, en el contexto de la evolución geodinámica del sur del continente Sudamericano.

La provincia geológica de la Cordillera Patagónica Septentrional es la porción de los Andes Patagónicos ubicada entre los 39º y 45º S y cuyo límite oriental oscila alrededor de los 71º O (Figura 5b). Es una región con alturas máximas promedios de 2.000 a 2.300 m s.n.m., que está caracterizada por la presencia del Batolito Andino en su parte axial e importantes acumulaciones volcanosedimentarias mesozoicas.

La Precordillera Patagónica y su continuación sur los Bernárdides (cf. Ramos, este volumen) conforman una faja preandina de rumbo nor-noroeste entre el sector norte del río Limay y el extremo sur de la sierra de San Bernardo (Figura 5b). Se caracteriza por la presencia de acumulaciones volcánicas y sedimentarias del Jurásico y del Cretácico que apoyan sobre terrenos neopaleozoicos o más antiguos y que orográficamente conforman serranías de orientación general nor-noroeste, cuyas alturas máximas oscilan entre 1.300 y 1.800 metros sobre el nivel del mar (Figura 6).

La tectónica andina (Figuras 7 y 8a) en la Cordillera Patagónica Septentrional está caracterizada por una faja corrida y plegada de vergencia general hacia el este, con algunas estructuras retrovergentes asociadas (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa et al., 1999). En la estructura de la Precordillera Patagónica (Figuras 7 y 8b) se reconocen corrimientos vergentes hacia el oeste muchos de los cuales producen inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas (Homovc et al., 1995; Figari et al., 1993; Peroni et al., 1995; Márquez y Giacosa, 1998).

La zona límite entre ambas provincias morfoestructurales se encuentra cubierta por los depósitos sedimentarios terciarios de la cuenca de Collón Curá- Ñirihuau-Ñorquinco (Cazau et al., 1989), y cuya génesis se encuentra ligada a la evolución hacia el este del frente orogénico terciario (Giacosa y Heredia, 1999)

EL SUSTRATO PRE-MESOZOICO

Las rocas pre-mesozoicas (Figura 5b) en la Cordillera Patagónica Septentrional son metamorfitas y plutonitas del Precámbrico - Eopaleozoico pertenecientes al ***Complejo Colohuincul*** (Turner, 1965; Dalla Salda et al., 1991). Sus principales afloramientos se encuentran en el cordón Serrucho al nordeste del El Bolsón y al sur de San Carlos de Bariloche; exposiciones de menores dimensiones se conocen en la sierra de Cuyín Manzano y en los cordones al oeste de Junín de los Andes. El complejo está constituido por metamorfitas de grado medio en transición a grado alto, tales como esquistos y gneises micáceos y cuarzo micáceos, anfibolitas hornbléndicas, ortogneises dioríticos e intrusivos tardío tectónicos de naturaleza granodiorítica a tonalítica (Giacosa et al., 1999).

En el sector norte de la Precordillera Patagónica y constituyendo el sustrato de la cuenca terciaria en los alrededores de Río Chico, Cushamen y Cordón del Mogote aflora la ***Formación Cushamen*** (Volkheimer, 1964) del Precámbrico superior. Son rocas metamórficas de grado medio como esquistos micáceo-granatíferos, metacuarcitas, anfibolitas hornbléndicas, ortogneises tonalíticos y graníticos y pegmatitas graníticas. Esta unidad está intruida por granitoides foliados del Ordovícico de la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977). Estas dos unidades vuelven a aflorar en la región de Gastre y sierras de Calcatapul, Taquetrén y Pichiñanes.

El basamento premesozoico en la región neuquina está representado por los granitoides neopaleozoicos de la Formación Huechulafquen (Turner, 1965) y la asociación volcaniclástica continental del Grupo Choiyoi (Groeber, 1946). Los granitoides son abundantes en la región fronteriza entre los 38º y 39º S, y en el sector preandino de Piedra del Águila y sierra del Chachil. Las volcaniclastitas se distribuyen en la región de la sierra de Catan Lil, en cuyo frente oriental se hallan las metamorfitas del Devónico-Carbonífero del Complejo Piedra Santa (Franzese, 1995).

El sustrato triásico en los alrededores del río Limay está integrado por las sedimentitas continentales de la Formación Paso Flores (Fossa Mancini, 1937), y en la región de Lipetrén por ignimbritas y tobas riolíticas asignadas a la Formación Garamilla (Nullo, 1979).

Hacia el sur de los 43º S las rocas metamórficas están ausentes y el basamento está dominado por sedimentitas marinas y continentales del Carbonífero y del Pérmico, incluidas en el Grupo Tepuel (Suero, 1948) y en el Grupo Río Genoa (Lesta y Ferello, 1972).

PLUTONITAS JURÁSICAS

Se reconocen dos grandes conjuntos de plutonitas graníticas *s.l.* del Jurásico y un evento discreto de plutones de composición gábrica, que pueden ser agrupados de la siguiente manera: el Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993), el Batolito de la Patagonia Central (Rapela y Kay, 1988), cuyos términos iniciales comienzan en el Triásico superior y Gabroides Precordilleranos jurásicos asignados al

Servicio Geológico Minero Argentino. Delegación Patagonia, Barrio Don Bosco Km 8, Comodoro Rivadavia, Chubut.

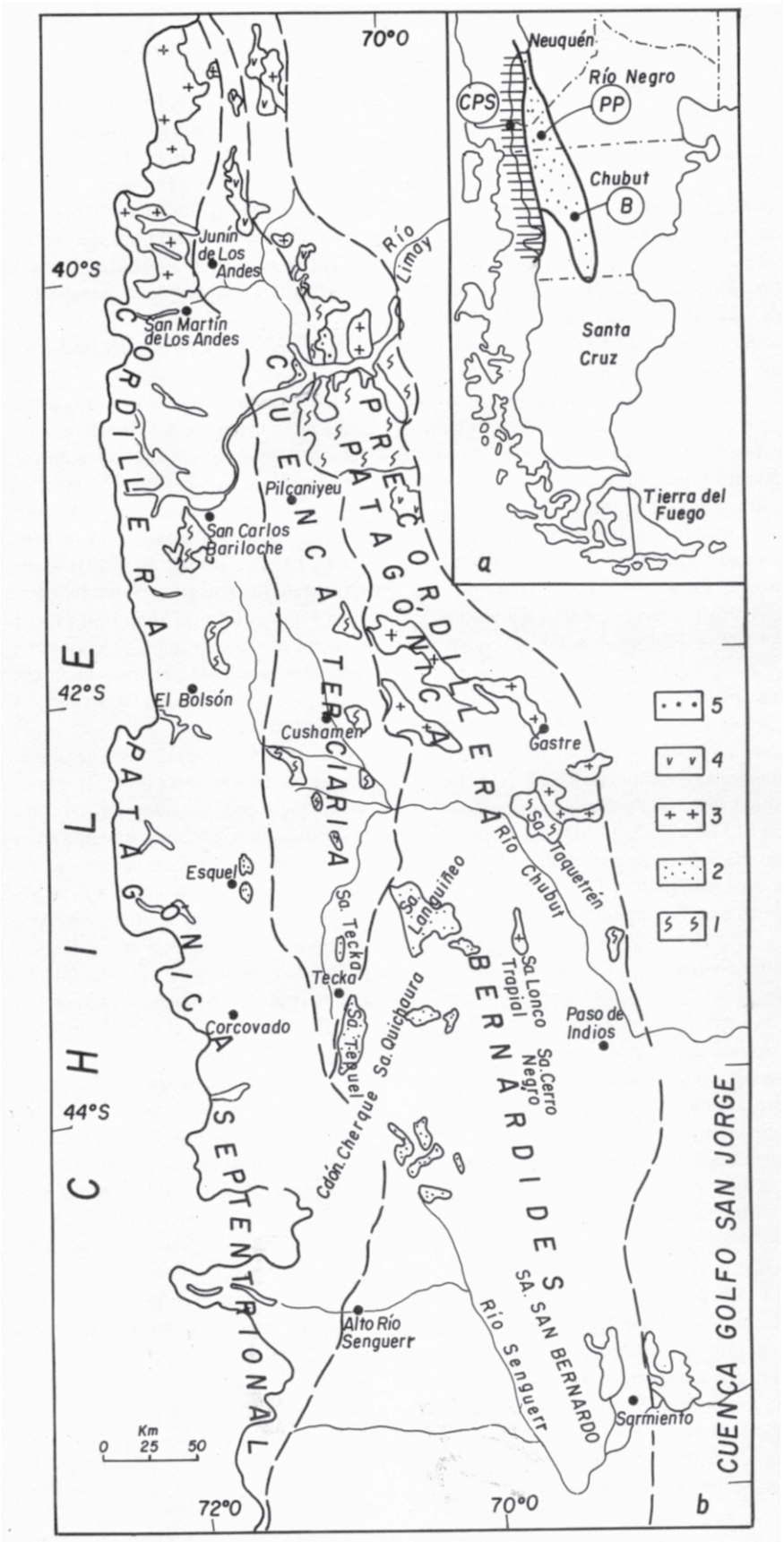


Figura 5. a) Mapa de ubicación de la Cordillera Patagónica Septentrional (CPS), Precordillera Patagónica (PP) y Bernárdides (B). b) Distribución de las rocas pre-jurásicas en la Cordillera Patagónica Septentrional , Precordillera Patagónica, Bernárdides y en la cuenca de Collón Curá-Ñirihuau-Ñorquinco. Referencias: 1) Metamorfitas y plutonitas del Precámbrico-Eopaleozoico; 2) Sedimentitas neopalezoicas; 3) Granitoides paleozoicos; 4) Volcanitas permotriásicas y 5) Sedimentitas triásicas. Tomado del Mapa Geológico 1:2.500.000 de la República Argentina.

Complejo Cresta de los Bosques (Freytes, 1970; Franchi y Page, 1980).

GRANITOIDES S.L.

Batolito Patagónico Subcordillerano

Reúne un conjunto de granitoides de edad jurásica cuyos principales afloramientos están al este de la ruta 258, entre los 41º y 42º de latitud sur (Giacosa et al., 1999). Incluyen a los ***Granitos del Alto Río Chubut***, parte de las ***Plutonitas de Basamento*** de Feruglio (1941) y González Bonorino (1944), ***Granito Leleque*** (Lizuain, 1983) y ***Formación José de San Martín*** (Franchi y Page, 1980).

Las rocas dominantes son granodioritas y tonalitas hornblendo-biotíticas y granitos y monzogranitos hornblendo-biotíticos con intrusiones de pórfidos granodioríticos y aplíticos. Son rocas calcoalcalinas de carácter metaluminoso con contenidos normales a altos en potasio (Gordon y Ort, 1993). En José de San Martín las rocas varían entre granitos y dioritas, aunque dominan composiciones granodioríticas y monzodioríticas (Busteros et al., 1993). En conjunto, las plutonitas jurásicas precordilleranas presentan afinidades de rocas de arco magmático relacionadas a un ambiente de subducción.

Estratigráficamente intruyen a las metamorfitas del Complejo Colohuincul, unidad con la que también mantienen relaciones tectónicas, a su vez, son cubiertas por volcanitas paleógenas. Determinaciones isotópicas Rb-Sr (Gordon y Ort, 1993) permiten ubicarlos en el Jurásico inferior a medio (200, 1±24 Ma, 182, 5±13 Ma, 195, 3±12 Ma). La Formación José de San Martín se ubicaría en la parte alta del Triásico superior (207±10 Ma, K-Ar; Franchi y Page, 1980) hasta el Jurásico inferior (197±10 Ma, K-Ar; Linares, 1977).

Batolito de la Patagonia Central

Es de edad triásica superior-jurásica inferior-media. Está integrado por rocas eruptivas dispuestas en una faja de orientación noroeste, que se extiende desde el sur del río Limay hasta la región de Gastre, pasando por Pilcaniyeu y Lipetrén (Rapela y Kay, 1988). Se incluyen bajo esta denominación las siguientes unidades formales e informales: ***Superunidad Pilcaniyeu*** (Rapela y Alonso, 1991), ***Plutonitas Pilcaniyeu*** (Giacosa et al., 1999) y ***Superunidad Lipetrén*** (Rapela et al., 1991), entre otras.

En el área de Gastre fue estudiada una secuencia magmática completa y allí se reconoce una composición granítica dominante: granitos y granodioritas con hornblenda y biotita, granitos leucocráticos y pórfidos monzodioríticos (Rapela et al., 1991). El magmatismo es de filiación calcoalcalina típica con características transicionales de meta a peraluminosas, aunque volumétricamente predomina esta última; en los diagramas discriminantes pueden ser comparados con granitoides de arcos magmáticos continentales (Rapela y Alonso, 1991).

Evidencias de intensa deformación se observan en los granitos cataclásticos de Pilcaniyeu y en los granitos miloníticos del área de Gastre. Las rocas plutónicas intruyen metamorfitas del Precámbrico superior o granitoides de edad paleozoica. Son cubiertas mediante discordancia de erosión por volcanitas de la Formación Lonco Trapial y por ignimbritas y tobas terciarias de las Formaciones Ventana y Collón Cura, unidades que en el área de Pilcaniyeu fosilizan la deformación de los granitoides.

Las edades de emplazamiento basadas en isocronas Rb-Sr, ocupan el intervalo triásico superior (límite Carniano-Noriano; 220 Ma) hasta el Jurásico medio (Bayociano; 172 Ma); las rocas de Pilcaniyeu y de la sierra de Lipetrén corresponden al Jurásico inferior alto (Rapela y Alonso, 1991). Tectónicamente las plutonitas son rocas de emplazamiento epizonal, localizadas en sectores extensionales de grandes fallas de desplazamiento lateral (Rapela et al., 1991).

GABROIDES PRECORDILLERANOS

La presencia de extensos afloramientos de rocas plutónicas básicas en la región precordillerana del Chubut fue reconocida e investigada por diferentes autores, entre los que deben destacarse a Suero (1947, 1948), Freytes (1970) y Page (1984). Estas rocas recibieron distintas denominaciones formales tales como ***Formación Cresta de los Bosques*** (Freytes, 1970, 1973), ***Formación Tecka*** (Turner, 1982) y ***Complejo Cresta de los Bosques*** (Franchi y Page, 1980). Su distribución está restringida al ámbito precordillerano y los afloramientos más importantes se localizan en las sierras de Tecka, Tepuel y Quichaura; asomos menores atribuibles a esta unidad aparecen al sur de Gobernador Costa en la región de Nueva Lubecka.

Petrográficamente son rocas gábricas compuestas por proporciones variables de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, que adoptan una clara estructura bandeada o estratificada. Geoquímicamente se caracterizan como una asociación ultramáfica, máfica y mesosilícea con un alto contenido en magnesio (hasta 27% MgO) y bajos contenidos de hierro, que en el diagrama AFM se ubican en el campo toleítico (Page, 1984; Page y Page, 1990a). Estos autores postulan condiciones petrogenéticas relacionadas con una fuente profunda y escasa a nula contaminación cortical y un emplazamiento a velocidad relativamente elevada en un contexto extensional.

Los gabros intruyen discordantemente a las sedimentitas del Grupo Tepuel y concordantemente a las sedimentitas liásicas de la Formación Osta Arena, unidades en las que provocan importantes aureolas de metamorfismo térmico (Márquez et al., 1999b). A su vez están intruidas por granitoides del Cretácico y por enjambres de diques mesosilícicos del Grupo Divisadero. Fechados radimétricos por el método K-Ar sobre roca total, cubren un rango de edades de entre 243 Ma y 60 Ma, con algunos datos de 171 Ma y de 178 Ma, que por las relaciones estratigráficas apuntadas se consideran los más probables (Márquez et al., 1999b).

El ambiente extensional en el que se intruyen los gabros, su compatibilidad composicional y la coincidencia parcial con respecto a su edad y distribución geográfica, permitiría asociar a estas rocas plutónicas con las rocas efusivas de las Formaciones El Córdoba y Lonco Trapial.

PLUTONITAS CRETÁCICAS

La mayoría de las plutonitas cretácicas son de composición granítico-granodioríticas hasta tonalíticas y se encuentran ubicadas en la zona más interna de la Cordillera Patagónica Septentrional en el denominado Batolito Andino, el que se

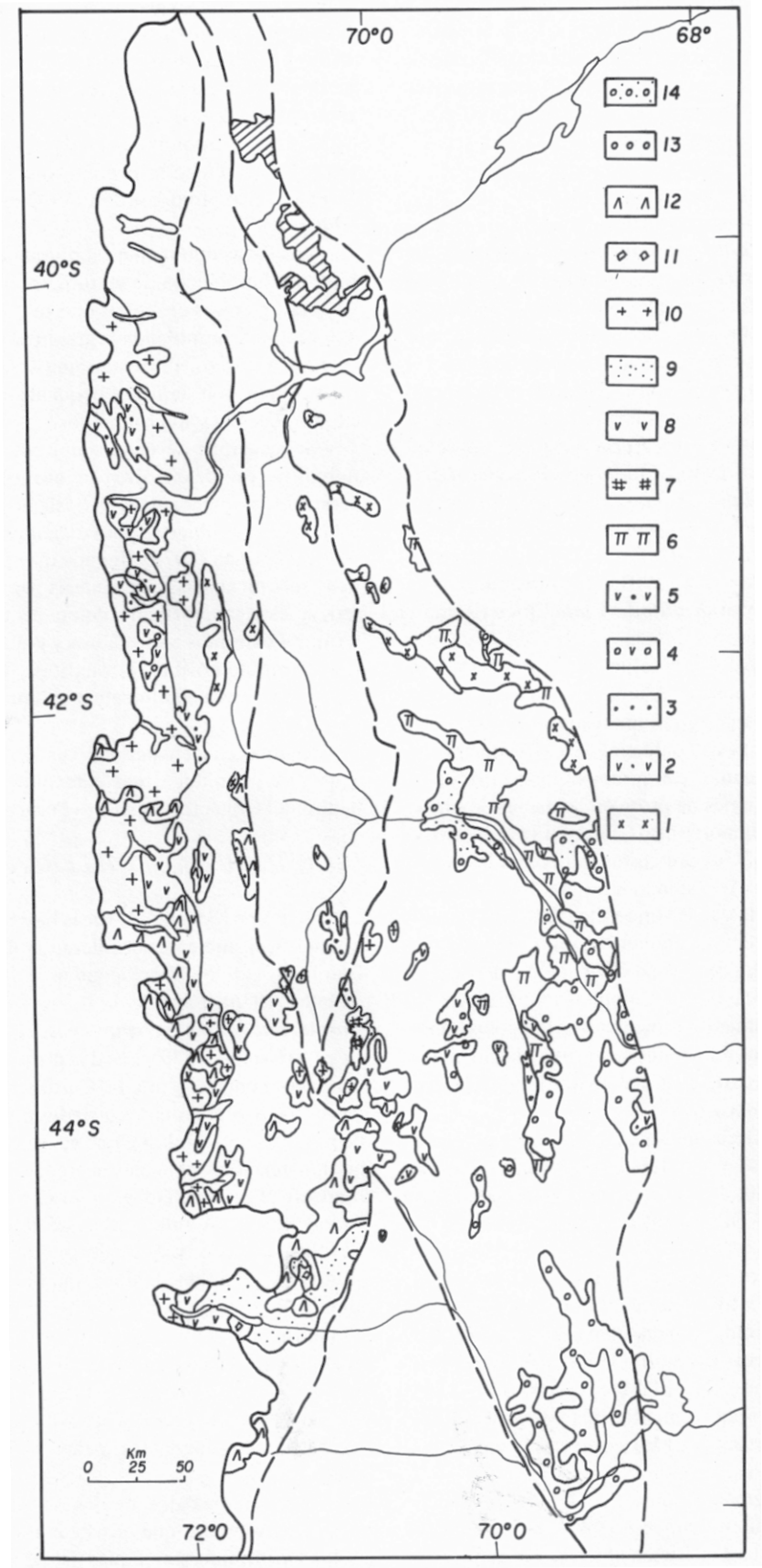


Figura 6. Distribución de las rocas jurásicas y cretácicas en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional , Precordillera Patagónica, Bernárdides y cuenca de Collón Curá-Ñirihuau-Ñorquinco. Referencias: 1) Granitoides del Triásico tardío-Jurásico inferior, 2) Volcanitas y sedimentitas liásicas, 3) Sedimentitas liásicas, 4), 5) y 6) Volcanitas y sedimentitas jurásicas precordilleranas, 7) Gabros, 8) Volcanitas jurásicas cordilleranas, 9) Sedimentitas tito-neocomianas, 10) Granitoides cretácicos, 11) Dioritoides, 12) Volcanitas cretácicas, 13) Sedimentitas del Grupo Chubut, 14) Sedimentitas del Cretácico superior alto. Tomado del Mapa Geológico 1:2.500.000 de la República Argentina.

extiende ampliamente hacia territorio chileno. También está representado por granitoides ubicados un poco más al este, en la zona de transición a la Precordillera Patagónica y dentro de la misma. En forma subordinada se reconocen rocas intrusivas cretácicas de composición básica, en el sector cordillerano cercano a los 45º S de latitud.

GRANITOIDES

1) El término ***Batolito Patagónico Cordillerano*** fue acuñado por Gordon y Ort (1993) para agrupar a los granitoides cretácicos ubicados preferentemente en las altas cumbres del sector más interno de la Cordillera Nordpatagónica, por contraposición a las rocas graníticas jurásicas agrupadas en el Batolito Patagónico Subcordillerano. Incluye de manera total o parcial a las siguientes unidades formales e informales en sentido geográfico norte a sur: ***Formación Los Machis*** (González Díaz y Nullo, 1980), ***Complejo Granítico Lago Puelo*** (Lizuain, 1981), ***Plutonitas Lago Menéndez*** (Sepúlveda y Viera, 1980), ***Granito Futalaufquen*** (Haller et al., 1996), ***Formación Lago General Vintter*** (Pesce, 1979), ***Formación La Magdalena*** (Ploszkiewicz, 1987), ***Formación Morro Grande*** (Lapido, 1979) y el ***Granito La Plata Chico*** (Ramos, 1981), entre otras.

El volumen principal del batolito está compuesto por granodioritas y tonalitas con hornblenda y biotita y en menor medida por granitos, pórfidos graníticos e intrusivos menores andesíticos, con signatura calcoalcalina. Son frecuentes las inclusiones subredondeadas de composición diorítica o basáltica, las diseminaciones de pirita en las facies de grano fino y fenómenos de metamorfismo térmico en sus contactos.

Al norte de los 42º S las plutonitas intruyen a las rocas volcano sedimentarias jurásicas –uno de los criterios geológicos para separarlas de las plutonitas jurásicas- mientras que hacia el sur su emplazamiento es en términos de la Formación Lago La Plata, del Grupo Coyhaique y del Grupo Divisadero. Estructuralmente las plutonitas en territorio argentino integran dos láminas de corrimiento principales transportadas hacia el este y las relaciones de intrusividad mencionadas se verifican en la parte cuspidal de los plutones como *roof pendants* (Figuras 8 a y b).

Las edades radimétricas de los intrusivos son numerosas y fueron sintetizadas y ponderadas por varios autores (Haller y Lapido, 1980; Lizuain, 1981; González Díaz, 1982; Rapela et al., 1987), entre otros. Los histogramas de frecuencias de edades en el sector norte de la cordillera muestran dos agupamientos (Rapela et al., 1987): uno en el Cretácico inferior (120-140 Ma) y otro en el Cretácico superior (80-110 Ma), ambos muy cercanos a dos de los pulsos establecidos por Lizuain (1981) en la región noroccidental del Chubut: 127-135 Ma y 78-100 Ma. Al sur de los 43º S están mejor representados dos pulsos de intrusión, uno en el Albiano (100-102 Ma) y otro en el Santoniano (82-84 Ma).

La cronología magmática al sur de los 45º S puede seguirse en territorio chileno donde los plutones cretácicos presentan edades de 100 a 128 Ma en el Cretácico inferior y de 70 a 95 Ma en el Cretácico superior (Suárez y de la Cruz, 1997).

2) Hacia el este, ya fuera de la faja batolítica, granitoides cretácicos afloran en cercanías del frente de corrimientos y en la Precordillera Patagónica, constituyendo un arco magmático externo (Franchi y Page, 1990). Entre ellos cabe mencionar el ***Complejo Granodiorítico del Cordón Caquel*** (Márquez, 1989) y el ***plutón de la Tapera de Burgos*** (Spikerman, 1978) ambos reunidos en la ***Formación Aleusco*** (Turner, 1982). El ***Granito de Tepuel***, el ***Granito Putrachoique*** (Spikerman, 1978) y los cuerpos ubicados al sur y suroeste de Gobernador Costa fueron luego incorporados como la fase intrusiva del Complejo Eruptivo Cordón del Cherque (Franchi y Page, 1990).

Las rocas dominantes son granodioritas y tonalitas con biotita y hornblenda de textura granosa y porfírica (cordón Caquel), granitos biotíticos (sierra de Tepuel), granodioritas con biotita y hornblenda y granitos biotíticos hasta dioritas (plutón Aleusco). Presentan una fase plutónica tardía muy desarrollada con diques y pequeños cuerpos hipabisales de riolitas, dacitas y microgranitos.

Son cuerpos de emplazamiento epizonal de contactos netos y con desarrollo de aureolas metamórficas en sedimentitas paleozoicas y liásicas y volcanitas jurásicas; están a su vez cubiertos por volcanitas paleógenas. De acuerdo a Spikerman (1978) algunos intrusivos son de características subvolcánicas. Una síntesis petrológica permite caracterizar este magmatismo como de tipo calcoalcalino con términos extremos entre gabros y granodioritas con predominio de granodioritas y tonalitas, derivadas de magmas metaluminosos a débilmente peraluminosos (López de Luchi et al., 1993).

Algunas edades radimétricas K-Ar que varían entre 103 a 75 Ma permiten situar este plutonismo principalmente dentro del Cretácico superior (Turner, 1982).

DIORITOIDES CORDILLERANOS

Un grupo reducido de rocas básicas de diferentes edades afloran en el ambiente cordillerano sobre el borde oriental del Batolito Andino. Corresponden a la ***Formación Muzzio*** (Ramos, 1976), ***Formación Cerro Victoria*** (Ramos, 1976), ***Formación Morro Serrano*** (Pesce, 1979) y la ***Formación Lago 5*** (Lapido, 1979). Las dos primeras afloran en la región del lago Fontana y en la Cordillera de Sakmata, donde constituyen afloramientos aislados distribuidos en una franja de posición nor-nordeste, que se continúa en territorio chileno. Las restantes unidades aparecen más al norte en la zona limítrofe al oeste de Gobernador Costa, en la zona de Corcovado y del lago Vintter y al oeste de la localidad de Esquel.

Son stocks y diques de gabros y dioritas de textura granosa y grano mediano a grueso, con bordes enfriados afaníticos. Presentan plagioclasa de composición media y clinopiroxeno como minerales esenciales. Están afectadas por procesos deutéricos que uralitizan los piroxenos y muestran evidencias de mezcla de magmas, tales como enriquecimiento en cuarzo y feldespato potásico en las facies tardías, las que poseen abundantes enclaves gábricos (Márquez et al., 1996; 1999a).

Están emplazados en las sedimentitas marinas neocomianas, sobre las que provocan metamorfismo térmico; a su vez son intruidos por diques y stocks dacíticos y andesíticos asignados a la fase final del Grupo Divisadero (Márquez et al., 1996; 1999a). Determinaciones radimétricas de 120 Ma y de 125 Ma permiten ubicarlos en el Cretácico inferior alto, en forma coetánea con las fases iniciales del Grupo Divisadero, unidad a la que se relacionan genéticamente.

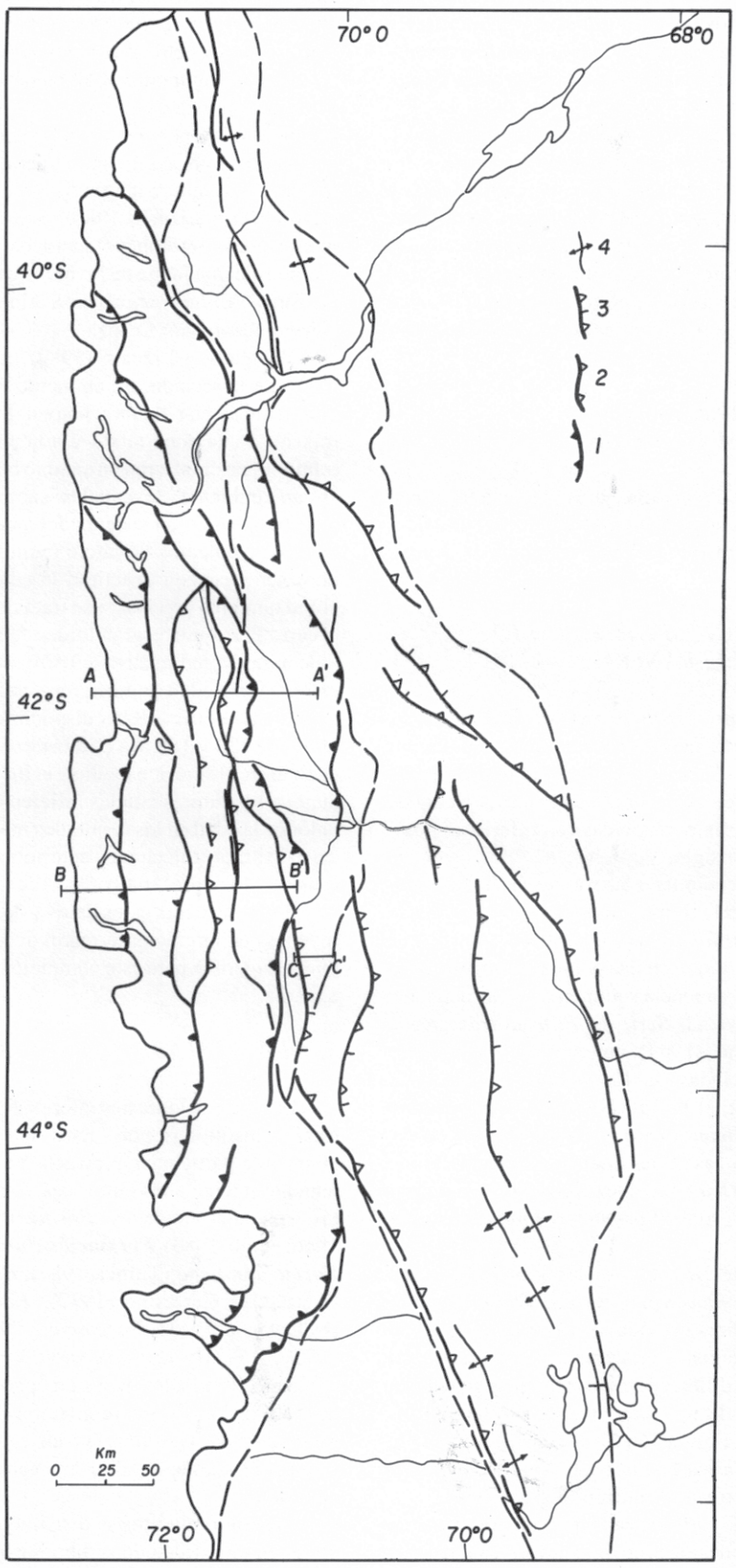


Figura 7. Principales estructuras terciarias que deforman rocas mesozoicas. 1) Corrimientos vergentes hacia el este; 2) Retrocorrimientos; 3) Estructuras extensionales invertidas de la Precordillera Patagónica y Bernárdides y 4) Fajas de liegues en la sierra de San Bernardo y cuenca Neuquina.

Las rocas de la Formación Muzzio son químicamente gabros, mientras que la Formación Cerro Victoria tiene rocas que se distribuyen en los campos dioritas-granodioritas y granitos. Ambas son rocas calcoalcalinas que pueden compararse con granitoides de arco volcánico (diagrama Rb/Y+Nb; Márquez et al., 1999a).

Las rocas del oeste de Esquel y Corcovado son stocks, diques y filones capa de dioritoides de textura granosa y alto índice de color. Intruyen rocas volcaniclásticas jurásicas y cretácicas y fueron datadas en 78±4 Ma (Pesce, 1981). Estas relaciones, asi como los enclaves y los fenómenos de *mingling* con los granitoides del Batolito Andino, sugieren una relación comagmática con el plutonismo del Cretácico superior, y por lo tanto son más jóvenes que los dioritoides del Lago Fontana.

VOLCANOSEDIMENTITAS Y SEDIMENTITAS JURÁSICAS

Las rocas volcanosedimentarias jurásicas de la cordillera y precordillera, si bien con algunas diferencias en sus características, reconocen el mismo origen y ambiente de deposición.

COMPLEJO VOLCANOSEDIMENTARIO JURÁSICO CORDILLERANO

Reúne un conjunto estratificado de volcanitas y sedimentitas de edad jurásica que se encuentran intruidas por granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano. El mejor desarrollo se encuentra en el sector cordillerano de Neuquén y Río Negro, donde fueron reconocidas con diferentes nombres desde principios de siglo.

Entre éstos cabe mencionar a las rocas volcánicas identificadas por Quensel (1911) con el nombre de *porphyrite und porphyrittuffe der ostkordillera* o Serie porfírica o porfirítica de Ljungner (1931), autor que crea la denominación de ***Serie de Millaqueo*** para una secuencia sedimentaria que asigna al Liásico. También incluye a la ***Serie del Piltriquitrón*** creada por González Bonorino (1944) aunque excluyendo sus intrusivas básicas asociadas, la ***Formación Piltriquitrón*** (*emend.* Lizuain, 1980), el ***Grupo Huemul***, (*sensu* Diez y Zubia, 1981) y la ***Formación Cerro El Fuerte*** (Greco, 1975). Al norte de los 41º S las rocas fueron descriptas como ***Formación Montes de Oca*** (González Díaz, 1979), mientras que al sur de los 42° S, como ***Formación Epuyén-Cholila*** (Miró, 1967).

Los afloramientos se encuentran en la región cordillerana al oeste de los 71º 20'O y hasta el límite con Chile, especialmente en las altas cumbres ubicadas al oeste de la ruta 258 (Figura 6). Las rocas se disponen como parte del techo del Batolito Patagónico Cordillerano a manera de *roof-pendants*, aunque también se hallan sobrecorridas junto con los granitoides por sobre la Formación Colohuincul, como en lo alrededores del lago Mascardi o por sobre las sedimentitas terciarias como en el cerro Piltriquitrón (Figura 8a).

Este complejo está caracterizado por la presencia de lavas y piroclastitas andesíticas a riodacíticas asociadas a pelitas, areniscas, conglomerados y escasas calizas. Si bien en algunos mapas aparecen las sedimentitas como la litología más importante, una reciente revisión sugiere que las rocas volcánicas son más abundantes que las sedimentitas (Giacosa et al., 1999). Entre las volcanitas se reconocen lavas y brechas andesíticas (cerro Alcorta), ignimbritas riodacíticas y lavas andesíticas (cerro Perito Moreno) y lavas y brechas andesíticas e ignimbritas dacíticas (cerro Piltriquitrón).

Los afloramientos sedimentarios en la zona del cordón Piltriquitrón están integrados por una sección inferior con predominio de pelitas negras bandeadas y pelitas calcáreas con laminación algal; una superior con areniscas cuarzo-feldespáticas, microconglomerados y calizas, alcanzando un total de 200 m (Lizuain, 1980). Este autor halló en sedimentitas intercaladas con bancos dacíticos, restos de invertebrados marinos de una fauna de bivalvos con formas de *Weyla alata* (v. Buch), *Chlamys textoria* Schloth var. *torulosa* Quenst y *Cardium asaphum* Leanza.

Gabaldón y Lizuain (1982) interpretan para el primer tramo de la sección, un ambiente de sedimentación correspondiente a una llanura mareal fangosa con términos de tránsito a una zona mixta y a la zona supramareal. Para el tramo superior infieren un cambio brusco en la sedimentación en un ambiente de canales submareales, probablemente distributarios de un sistema deltaico.

Los elementos de juicio reunidos hasta el momento no permiten fijar con exactitud la edad de esta secuencia, así como tampoco precisar si se trata de una o más unidades. En el cerro Piltriquitrón granitoides de 130±10 Ma intruyen a las volcanitas y sedimentitas fosilíferas, relación que permite estimar una edad mínima pre-cretácica inferior. Algunas edades radimétricas K/Ar disponibles en las volcanitas, oscilan entre 120 y 155 Ma (González Díaz y Lizuain, 1984), es decir entre el Jurásico medio y el límite Barremiano-Aptiano, aunque los autores citados infieren efectos térmicos sobre el valor de la edad en los resultados más jóvenes. Los fósiles del cerro Piltriquitrón citados anteriormente fueron asignados al Liásico (Lizuain, 1980; González Díaz y Lizuain, 1984). Teniendo en cuenta estos datos y descartando las edades más jóvenes por los efectos térmicos de los granitoides cretácicos, puede sugerirse para este complejo una edad jurásica inferior a media.

SEDIMENTITAS PRECORDILLERANAS

Las rocas del Jurásico inferior de la región precordillerana, están constituidas por facies sedimentarias clásticas con abundante participación piroclástica, que aparecen frecuentemente intercaladas con rocas volcaniclásticas. Incluyen a las siguientes unidades: ***Formación Osta Arena*** (Herbst, 1966; Nullo, 1983), ***Formación Puntudo Alto*** (Herbst, 1966), ***Formación Lepá*** (Turner, 1982), ***Formación Mulanguiñeu*** (Fernández Garrasino, 1977), ***Formación Las Leoneras*** (Nakayama, 1973), ***Formación Puesto Lizarralde*** (Chebli 1972 y 1973) y la ***Formación Velázquez*** (Turner, 1983). Algunas dificultades para su mapeo e identificación resultan de su relación de interdigitación con las volcanitas de la Formación El Córdoba; en un estudio regional previo, la cuenca liásica fue dividida en cuatro sectores por Franchi et al. (1989).

Los afloramientos se distribuyen entre los 42º 30'y 44º 30' S, en una franja de rumbo noroeste situada en posición diagonal el eje cordillerano y que paulatinamente se ensancha hacia el sur. Asoman en el sector suroccidental en la zona de Ferrarotti-Nueva Lubecka con espesores de 490 m a 875 m (Fernández Garrasino, 1977); en la región suroriental

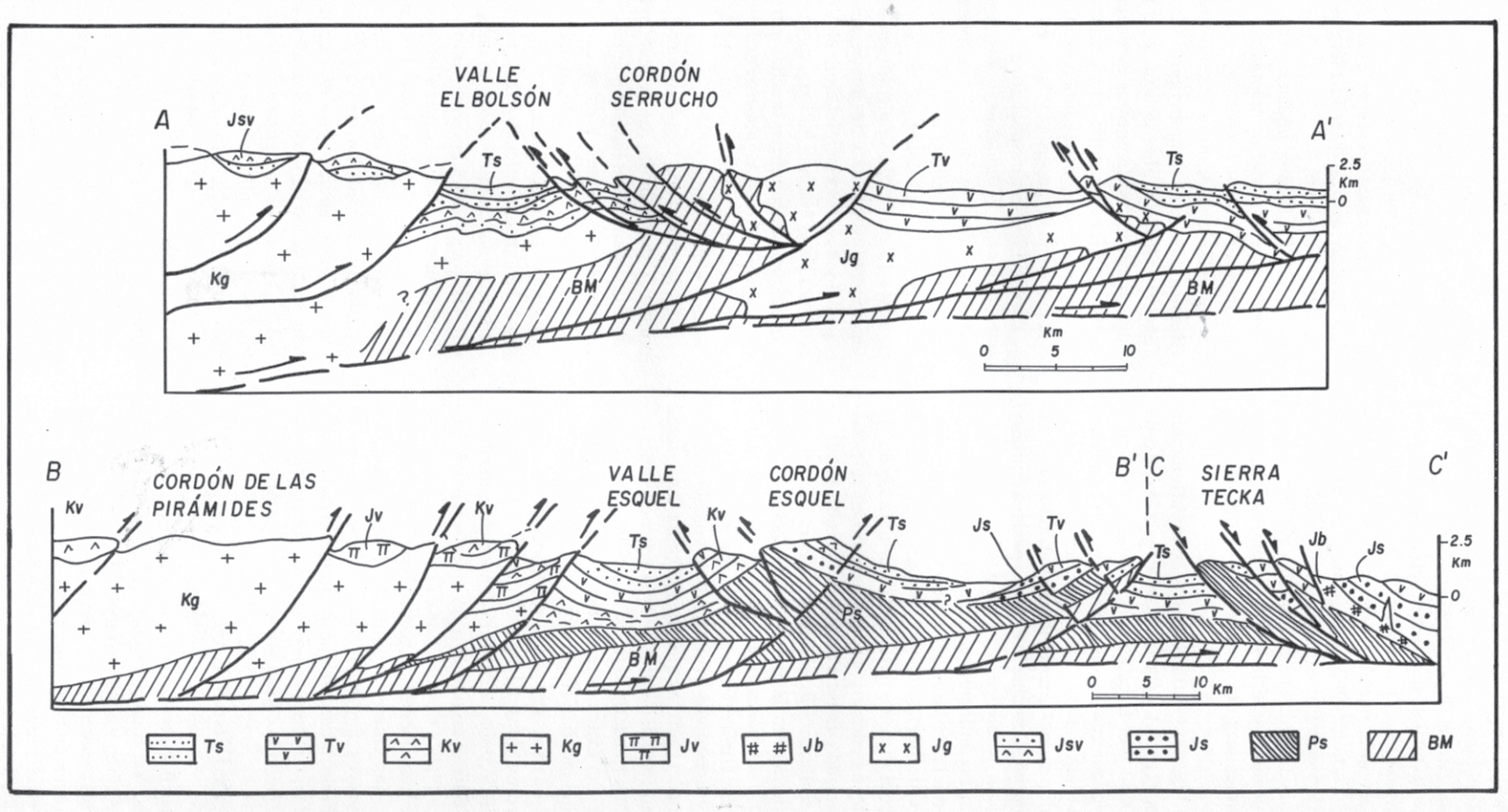


Figura 8. Secciones estructurales que muestran la posición de las rocas mesozoicas en la Cordillera y Precordillera Patagónicas; ubicación de los perfiles en figura 7. a: Sección estructural A-A' en la Cordillera Patagónica Septentrional algo al norte de los 42° S de latitud (tomado de Giacosa et al., 1999); b: Sección estructural generalizada en la Cordillera Patagónica Septentrional a los 43° S (sección B-B', realizada con observaciones de los autores sobre el mapa geológico del Chubut) y sector occidental de la Precordillera Patagónica a la latitud de 43° 25' S (sección C-C', tomado de Márquez y Giacosa, 1998). Referencias: BM) Basamento ígneo-metamórfico precámbrico-paleozoico inferior; Ps) Sedimentitas carboníferas y pérmicas; Js) Liásico sedimentario; (Jsv) Sedimentitas y volcanitas jurásicas; Jg) Granitoides jurásicos; Jb) Gabros jurásicos; Jv) Volcanitas jurásicas; Kg) Granitoides cretácicos; Kv) Volcanitas cretácicas; Tv) Volcanitas terciarias y Ts) Sedimentitas terciarias.

en la sierra del Cerro Negro, donde distintas unidades liásicas que engranan lateralmente, alcanzan espesores individuales de entre 30 m y 463 m (Formación Puntudo Alto; Musacchio, 1981), entre 180 m y 250 m para la Formación El Córdoba (Robbiano, 1971) y 30 m a 190 m para la Formación Osta Arena (Nullo, 1983). Las exposiciones continúan al norte en las sierras de Tepuel y Tecka con espesores máximos de 500 m para la Formación Lepá (Turner 1982), mientras que en el extremo norte de la sierra de Languiñeo, Turner (1983) midió un espesor de 100 metros. En la sierra de Taquetrén aflora una secuencia de 372 m (Nakayama, 1973) en tanto que en el afloramiento más oriental ubicado al sureste de Paso de Indios la secuencia volcanosedimentaria tiene entre 50 m y 100 m (Cortés, 1990).

En general las sedimentitas liásicas de los afloramientos occidentales y centrales constituyen secuencias de espesor inferior a 200 m, con delgados bancos basales de conglomerados polimícticos con abundantes fragmentos de cuarzo e intercalaciones de calizas. Continúan areniscas finas a medianas de coloraciones amarillentas a borravino portadoras de fósiles marinos, que hacia el techo pasan a pelitas y/o tufitas grises con estratificación bien marcada, que incluyen restos de fósiles continentales. Estas rocas sedimentarias poseen un importante aporte piroclástico, con intercalaciones y dominio de volcanoclastitas y volcanitas mesosilíceas hacia el este. En el extremo norte de la sierra de Tecka una secuencia similar a la descripta se repite rítmicamente cada 60 a 70 m, alcanzando un total de 500 m (Turner, 1982). El paleoambiente sedimentario se interpreta como correspondiente a un medio marino de transición con acción de oleaje y mareas, canales submareales, lóbulos y ambientes someros protegidos por barras (Gabaldón y Lizuain, 1982).

Cuando hay un franco dominio de rocas volcaniclásticas como en la sierra del Cerro Negro y de Quichura, las rocas se identifican como Formación El Córdoba y tienen composición andesítica a basandesítica. Ésta posee sectores lávicos, piroclásticos y depósitos interpretados como de flujos gravitarios de tipo lahárico (Figari y Courtade, 1993).

Las rocas liásicas apoyan discordantemente sobre granitoides y sedimentitas del Neopaleozoico, mientras que la Formación El Córdoba es cubierta concordantemente por rocas volcaniclásticas asignadas a las Formaciones Lonco Trapial, Lago La Plata y Chacay. Entre el abundante registro fosilífero marino y continental que poseen las unidades liásicas, pueden citarse numerosos amonites como *Harpoceras, Hildoceras*, bivalvos como *Trigonia* y *Vola* y flora de *Otozamites* y *Elatocladus,* lo que permite ubicarlas en el Liásico (Pliensbaquiano superior-Toarciano inferior); asignación que es coherente con su posición estratigráfica.

VOLCANITAS JURÁSICAS

En los Andes Patagónicos y Fueguinos, las rocas volcánicas del Jurásico se disponen en una franja que bordea por el este al Batolito Andino y constituyen el zócalo de las secuencias sedimentarias cretácicas. En la Precordillera Patagónica las rocas constituyen un grupo litológico más complejo, que ha motivado descripciones e interpretaciones estratigráficas disímiles entre los muchos autores que abordaron el tema.

a) Las volcanitas jurásicas de la cordillera presentan un marcado dominio riolítico hacia el sur (***Formación El Quemado***); en el sector chileno se conocen como Formación Ibáñez (Niemeyer et al., 1984). En la Cordillera Patagónica Septentrional sus depósitos fueron agrupados en el ***Grupo Lago La Plata*** (*sensu* Haller y Lapido, 1980), el que reúne a la ***Formación Lago La Plata*** y ***Formación Cotidiano*** (Ramos, 1976), ***Formación Arroyo Cajón*** (Pesce, 1979) y ***Formación Chacay*** (Franchi y Page 1990).

Los afloramientos comienzan al oeste y noroeste de Esquel, continúan hacia el sur por el sector limítrofe internacional, se extienden hacia el este de Corcovado, en el Cordón del Cherque, finalizando en las márgenes de los lagos La Plata y Fontana (Figura 6).

Las rocas más abundantes son lavas y piroclastitas andesíticas y dacíticas de colores verdes a violáceos, que se disponen como mantos de estratificación grosera con espesores variables, que alcanzan un total de entre 800 m y 1500 m (Ramos, 1981). Presentan típicas texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta microgranuda, con frecuentes evidencias de fluidalidad; en su mayoría son erupciones en ambiente continental**,** a veces subácueos o bien sobre sedimentos húmedos lo que da lugar a la presencia de peperitas y lavas en almohadilla (Márquez y Parisi, 1996)**.** Composiciones riolíticas, al igual que intercalaciones de conglomerados, areniscas y pelitas con flora fósil fueron reconocidas en diversos sectores (Olivero, 1982; Scasso, 1989; Quartino, 1952). Hacia el techo se reconocen intercalaciones de calizas y sedimentos calcáreos de hasta 15 m, donde se identifican corales en posición de crecimiento asociados con restos de crinoideos, equinodermos y pelecípodos (Formación Cotidiano; Ramos, 1981). Al sureste del Lago Fontana**,** al igual que en la región chilena de Coyhaique**,** se reconocen brechas y/o lavas almohadilladas de volcanitas dacíticas jurásicas que pasan a las sedimentitas calcáreas marinas titoneocomianas de la Formación Toqui (Súarez y de la Cruz, 1994).

En la mayoría de los asomos no se observa la base de la unidad. Al norte de Alto Río Senguer apoya discordantemente sobre las sedimentitas liásicas marinas, al noroeste de Tecka y en la sierra de Tepuel y en el Cordón del Cherque cubre discordantemente a las sedimentitas neopaleozoicas. En la Cordillera Patagónica Austral y Fueguina las rocas sobreyacen discordantemente a metamorfitas y sedimentitas paleozoicas. En la zona del Lago Fontana son cubiertas discordantemente por las rocas sedimentarias titoneocomianas del Grupo Coyhaique o pueden presentar intercalaciones de las calizas de la base del grupo (Scasso, 1989). Con frecuencia las rocas son intruidas por diques riolíticos, dacíticos y andesíticos, atribuidos al Cretácico inferior, que hacia el norte corresponden al magmatismo eoterciario y son dominantemente básicos. Muestran una relación de intrusión con los granitoides cretácicos, por encima de cuyos plutones yacen como *roof pendants*; localmente son intruidas por las dioritas de la Formación Muzzio de 120 a 125 Ma (Márquez et al., 1996 y 1999a).

Hacia el norte en la zona de Corcovado y Esquel resulta difícil la separación entre las rocas volcaniclásticas jurásicas y cretácicas, ya que constituyen una secuencia subconcordante con similares características litológicas y composicionales. Contribuyen a la identificación los delgados niveles de sedimentos neocomianos marinos intercalados y el incremento de los términos piroclásticos de la secuencia cretácica. Para marcar el límite oriental que alcanzan las volcanitas andinas y separarlas de las rocas de la precordillera se tuvo en cuenta la asociación de las volcanitas precordilleranas con las sedimentitas liásicas.

Datos geoquímicos de la Formación Ibáñez, unidad homologable al Grupo Lago La Plata, permiten caracterizar una asociación de composición bimodal riolítica a andesítica-basandesítica, donde las riolitas presentan bajo contenido en Nb y Zr; son rocas con una signatura geoquímica similar a las plutonitas del Batolito Andino (Baker et al., 1981). Esto permite una comparación más favorable con un ambiente de arco continental, más que un ambiente de riolitas continentales o de rift oceánico (Macdonald et al., 1992).

Su edad está basada exclusivamente en determinaciones radimétricas, datos que pueden estar afectados por sucesivos episodios térmicos; dos datos K-Ar sobre roca total arrojan los siguientes resultados: 129±10 Ma para una andesita del lago Fontana y 145±10 Ma para una roca similar en la mina Toqui de Chile (Ramos, 1981). Al nordeste de Alto Río Senguerr sobre rocas jurásicas homologables, hay edades de 132±10 Ma, 140±10 Ma, 142±10 Ma y 160±10 Ma (Cortiñas, 1984). Hacia el norte de la cordillera las dataciones radimétricas no muestran coincidencia con la posición estratigráfica, mientras que hacia el sur, rocas en similar contexto geotectónico y posición en la columna estratigráfica arrojaron valores de 144±3 Ma y 150± Ma al sur de Coyhaique y márgenes del lago General Carrera (K/Ar en biotita; Suárez y de la Cruz, 1994, 1996, 1997). Más la sur en riolitas de la región de lago Posadas, hay edades de 159±4 y 142±4 Ma (K/Ar en biotita, Suárez et al., 1997).

A partir de las relaciones estratigráficas se puede afirmar que el pico del volcanismo jurásico fue previo a la sedimentación titoneocomiana, con edades absolutas máximas del orden de 160 Ma, pero con un límite algo incierto para las edades mínimas.

b) Las rocas volcánicas y piroclásticas de la Precordillerana Patagónica constituyen un episodio particular en el marco del amplio magmatismo efusivo del Jurásico en la Patagonia.

Su localización oriental, alejada del borde continental y el parcial sincronismo con las volcanitas del arco marginal del Dogger, ha llevado a varios autores a plantear diversas hipótesis con respecto a su origen y evolución (Ramos y Pesce, 1978, Ramos, 1983, Page y Page, 1990a). Las unidades más conocidas son la ***Formación El Córdoba*** (Robbiano, 1971), la ***Formación Lonco Trapial*** (Lesta y Ferello, 1972) y la parte inferior de la ***Formación Cañadón Asfalto*** (Stipanicic et al., 1968). Musacchio (1995) reunió las unidades bajo el nombre de Complejo de la Sierra de Olte y distinguió una parte inferior con las Formaciones El Córdoba, Osta Arena y Lonco Trapial y una parte superior con la Formación Cañadón Asfalto.

Características comunes de éstas son, la composición andesítico-basáltica del volcanismo, la interdigitación con sedimentitas marinas hacia el oeste y continentales hacia el este y su asociación a procesos extensionales del Lías y Dogger. La presencia de episodios volcánicos diacrónicos ha tornado dificultoso el establecer límites y correlaciones entre unidades; de esta manera un mismo episodio volcánico integra unidades de distinto nombre. Así, las lavas de la Formación El Córdoba intercaladas con facies de lahares, son las mismas rocas que las facies lávica de la Formación Lonco Trapial.

Sus principales afloramientos se encuentran al norte del paralelo de 44º 30' S, entre los 68º 30' O y 70º 30' O. De sur a norte se las reconoce en las sierras de la Cañada Grande, del Cerro Negro, de Lonco Trapial, de Pichiñanes, de Taquetrén y en el resto de las serranías que bordean la depresión de Gastre; fuera de la región afloran en el río Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas. En el subsuelo, rocas atribuibles a este grupo han sido atravesadas por sondeos y constituyen el zócalo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Lesta et al., 1980). A excepción de la Formación El Córdoba, las restantes unidades han sido reunidas en el Grupo Lonco Trapial e identificadas como Megasecuencia I por su mismo comportamiento frente a la deformación y por estar separadas por una discordancia mayor de las unidades que las sobreyacen (Figari y Courtade, 1993).

En el sector occidental aflora la unidad más antigua, la Formación El Córdoba, que hacia el oeste limita con las rocas del Grupo Lago La Plata. Son rocas de composición andesítica y basáltica en facies lávicas y piroclásticas, con sectores de lahares e intercalaciones de areniscas, conglomerados y tufitas. Estas sedimentitas son portadoras de una fauna de amonites, belemnites y pelecípodos liásicos, y en conjunto la unidad alcanza espesores máximos de 180 m (Nullo, 1983) y 250 m (Robbiano, 1971). La falta de datos químicos no permite caracterizar la unidad; datos radimétricos sobre rocas similares de la región de Las Plumas, dan valores de 172±10 Ma y 176±10 Ma (Pesce, 1979). Apoya discordantemente sobre las sedimentitas del Neopaleozoico o bien sobre rocas ígneo-metamórficas del Precámbrico-Eopaleozoico.

La Formación El Córdoba está cubierta por la Formación Lonco Trapial, unidad que aflora principalmente hacia el este y que está integrada por el Miembro Cerro Carnerero de 350 m de espesor de tobas andesíticas y conglomerados, el Miembro Pampa de Agnia compuesto por 500 m de aglomerados e ignimbritas andesíticas y 320 m de conglomerados oligomícticos, brechas y areniscas minoritarias del Miembro Cajón de Ginebra. En niveles tobáceos y tufíticos se ha determinado la presencia de una flora compuesta por *Otozamites* sp. y *Otozamites sueroi* Herbst, mientras que los fechados radimétricos están entre 146±10 Ma y 173±4 Ma (Stipanicic y Bonetti, 1970; Lesta et al., 1980; Franchi y Page, 1980).

La geoquímica de la Formación Lonco Trapial muestra que las rocas son basaltos andesíticos, andesitas y traquiandesitas con menor proporción hacia los términos superiores de dacitas y riolitas. El contenido en SiO_2 varía entre 46% y 66% y están fuertemente fraccionadas con respecto al magnesio y presentan un moderado enriquecimiento en elementos LIL con respecto a los elementos HFS comparados con MORB (Page y Page, 1993). De acuerdo a estos autores, las rocas conforman una suite de andesitas orogénicas calcoalcalinas, medianamente potásicas, que interpretan como una secuencia gradual, qué, partiendo de rocas originalmente toleíticas, pasa a rocas calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en potasio. El enriquecimiento en elementos incompatibles sería por contaminación cortical y estas rocas representarían el brazo oriental del arco magmático jurásico vinculado a la subducción pacífica.

En la Formación Cañadón Asfalto, autores como Musacchio (1995), Proserpio (1987) y Figari y Courtade (1993) dividen dos miembros separados por una discordancia regional. El inferior de volcanitas con intercalaciones sedimentarias y el superior, con areniscas y calizas portadoras de *Tharrhias*. El primero posee calizas algales, tobas calcáreas, pelitas con restos de plantas y conchostracos y espesas intercalaciones de basaltos olivínicos. El paleoambiente correspondería a una plataforma carbonática

lacustre con fuertes variaciones del nivel de base y del aporte clástico. Se identifican margas y limolitas lenticulares con *Diplodón* sp., *Darwinula* sp. (Musacchio, 1995). El miembro superior (Formación Cañadón Calcáreo, Proserpio, 1987; Estratos de Almada, Musacchio et al., 1986) tiene conglomerados, tobas, pelitas y areniscas con fauna de *Tharrias feruglioi* y ostrácodos del Jurásico tardío como *Bisulcoypris barrancalensis* y *Darwinula sarityrmanensis* (Musacchio, 1995). Regionalmente tanto el miembro superior de la Formación Cañadón Asfalto, como el Grupo Chubut, cubren en discordancia a las demás unidades.

VOLCANITAS CRETÁCICAS

En la Cordillera Patagónica entre los 42º 00' S y 45º 30' S de latitud se reconocen extensos afloramientos de rocas volcaniclásticas del Cretácico, que marcan la presencia de un particular episodio extrusivo en condiciones subaéreas. Se las reconoce al sur del lago Cholila, en los cordones Oriental del Futalaufquen, Leleque y de Esquel, margen sur del lago Futaleufú y como afloramientos discontinuos sobre el sector limítrofe hasta el lago Vintter. Asomos de mayores dimensiones se encuentran en la región del lago Fontana, al norte de Alto Río Senguerr, en el cordón del Cherque y en las nacientes del río Mayo. Su presencia en este sector de los Andes ha motivado la propuesta de nominar este tramo, como Cordillera Patagónica Central (Haller y Lapido, 1980). Hacia el oeste en Chile, las rocas afloran a ambos lados del Batolito Patagónico Cordillerano y en particular se destacan facies desarrolladas en ambiente submarino (Skarmetta, 1976). En la Precordillera Patagónica afloran parcialmente en la sierra de Tepuel y en extremo norte del cordón del Cherque asociadas a cuerpos subvolcánicos y enjambres de diques que se interpretan como los conductos de alimentación del volcanismo.

Contemporáneamente con este volcanismo, regiones más australes como la Cordillera Patagónica Austral y la Cordillera Fueguina constituían áreas deprimidas, en donde, luego del cierre de la cuenca de las Rocas Verdes, se acumularon sedimentos marinos en ambiente de plataforma epicontinental. En el extremo norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, hasta el momento sólo se conocen rocas plutónicas de similar edad. Las principales unidades son la ***Formación Carrenleufú*** (Pesce, 1979), ***Formación Cordón de las Tobas*** (Fuenzalida, 1968), ***Formación Ñirehuao*** (Skarmeta y Charrier, 1976), ***Formación Payaniyeu*** (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), ***Formación El Gato*** (Ploszkiewicz y Ramos, 1977) y ***Grupo Divisadero*** (Lapido, 1979). En el sector de los Andes argentinos las unidades están compuestas por lavas andesíticas que hacia el techo pasan a dacitas, riodacitas y riolitas con abundante participación piroclástica e intercalaciones menores de areniscas y pelitas. En la región del lago Fontana, Ramos (1981) identifica una polaridad composicional en las volcanitas, con los términos andesítico-dacíticos al oeste y una mayor participación de tobas, ignimbritas y lavas riolíticas hacia el este. En la región chilena de Coyhaique, localidad tipo del grupo, la unidad alcanza 1.000 m de espesor y está compuesta por tobas y lavas, con un incremento de la participación piroclástica hacia el este y hacia el techo de la unidad (Baker et al., 1981). Similar comportamiento observan en la variación composicional de las rocas volcaniclásticas, con las andesitas en la base y tendencia ácida con dominio riolítico en el techo, siempre en condiciones subaéreas.

El sustrato de las volcanitas cretácicas está constituido en general por las sedimentitas de la Formación Apeleg. Tomando como base varios fechados radimétricos K-Ar, se confeccionó una isocrona de referencia cuya pendiente permitió definir una edad de 115±5 Ma (Ramos, 1978); Suárez y de la Cruz (1997) citan edades en el intervalo 116-102 Ma, lo que ubica estas rocas en el Aptiano-Albiano.

SEDIMENTITAS CRETÁCICAS

Sedimentitas cretácicas del sector austral de la Cordillera Septentrional Patagónica, afloran en la región de los lagos Fontana y La Plata, como parte de la implantación, en el Jurásico superior alto, de una cuenca marina que perdura hasta el Barremiano (engolfamiento de Río Mayo- cuenca de Aysen) . Depósitos similares fueron detectados en el subsuelo en la denominada subcuenca Río Mayo-Río Senguerr (Clavijo, 1986). Hacia el este, en la prolongación austral de la Precordillera Patagónica, sedimentitas continentales pertenecientes a la cuenca del Golfo San Jorge, se encuentran en la faja plegada de San Bernardo.

a) Las sedimentitas titono-neocomianas del sector cordillerano fueron reunidas en el ***Grupo Coyhaique*** (Ramos, 1981; *emend.* Haller y Lapido, 1980) cuyas unidades en territorio argentino son entre otras, las ***Sedimentitas Cerro Ver*** (Haller, 1979), ***Formación Cerro Campamento*** (Pesce, 1979), ***Formación Cotidiano*** y ***Formación Katterfeld*** (Ramos, 1976), ***Formación Tres Lagunas*** y ***Formación Apeleg*** (Ploszkiewicz y Ramos, 1977).

La Formación Tres Lagunas está integrada por areniscas, calizas y conglomerados con niveles fosilíferos del Jurásico alto y del Neocomiano inferior, que representan facies costeras a neríticas hasta continentales sobre un paleorelieve jurásico. Por encima, la Formación Katterfeld con pelitas negras y lutitas representa los depósitos de prodelta, mientras que las areniscas, pelitas y conglomerados de la Formación Apeleg los depósitos de la plataforma deltaica (Ramos, 1981). El grupo en su conjunto tiene un espesor total superior a los 1.700 m y presenta un abundante contenido fosilífero en amonites, trigonias, pelecípodos y foraminíferos cuyo detalle fue sintetizado por Haller et al. (1981). Si bien con leves diferencias entre los distintos autores, existe consenso en asignar al Grupo Coyhaique al Kimmeridgiano-Barremiano.

Los términos inferiores del Grupo Coyhaique se interdigitan con los bancos superiores del Grupo Lago La Plata, mientras que sus partes cuspidales engranan lateralmente con las rocas volcaniclásticas del Cretácico inferior aunque en determinados sectores se registran relaciones discordantes (Scasso, 1989; Hechem et al., 1993).

La marcada asimetría de la cuenca originó un borde activo asociado a fallamiento extensional con importantes taludes donde se depositaron secuencias gruesas de abanicos aluviales costeros y pelitas profundas de taludes submarinos. En el borde opuesto con menor subsidencia y de menor pendiente, se desarrollaron plataformas sedimentarias clásticas y carbonáticas (Hechem et al., 1993).

b) Los depósitos cretácicos inferiores que afloran en la sierra de San Bernardo están representados por reducidas exposiciones de la ***Formación D-129***, unidad integrada por pelitas verdosas de ambiente lacustre y por la ***Formación Matasiete*** unidad que alcanza los 800 m de espesor con conglomerados, areniscas, tobas y pelitas depositados en ambiente fluvial (Sciutto, 1981). Ambas unidades integran la parte superior del ***Grupo Las Heras*** (*sensu* Barcat et al.,

1984; 1989) o bien la parte inferior del Chubutiano (*sensu* Hechem et al., 1990).

Por arriba siguen las unidades integrantes del ***Grupo Chubut***, que comienza con la ***Formación Castillo***, unidad que en su parte basal tiene tobas verdes y pelitas lacustres con escasa participación epiclástica, culminando con una alternancia de tobas y areniscas tobáceas de ambiente fluvial meandroso.

Uliana y Legarreta (este volumen) han delineado para el Neocomiano tardío del ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, condiciones de sedimentación subaéreas de carácter lacustre para la parte central de la cuenca, pasando a un ambiente fluvial aluvial en los bordes. Estas últimas características están representadas en la ***Formación Matasiete***, y hacia la parte terminal del Cretácico inferior, evolucionan a un sistema fluvial multicanalizado representado por la Formación Castillo.

Los términos supracretácicos del grupo son las ***Formaciones Bajo Barreal*** y ***Laguna Palacios***; la primera tiene amplia distribución en la sierra de San Bernardo, donde alcanza los 1.000 m de espesor con tobas y areniscas con niveles de paleosuelos, que pasan a fangolitas hacia la parte superior. Con menor desarrollo areal aflora la Formación Laguna Palacios que se integra con tobas, tufitas, areniscas, fangolitas y niveles de paleosuelos (Sciutto, 1981). Ambas unidades representan condiciones de acumulación dominadas por procesos aluviales con abanicos deltaicos y cuerpos turbidíticos depositados en lagos de aguas someras, tales como lagos no permanentes o barreales (Hechem et al., 1990).

Otros depósitos asignados al Cretácico superior alto afloran en la zona del río Chubut medio; allí y separadas mediante discordancia angular de las rocas del Grupo Chubut, se reconocen las sedimentitas continentales de la ***Formación Paso del Sapo*** (Lesta y Ferello, 1972) que hacia arriba y en concordancia están cubiertas por sedimentitas marinas asignadas a la ***Formación Lefipán*** (Turner, 1983). La primera está integrada por unos 200 m de areniscas con intercalaciones conglomerádicas y pelitas con restos de tallos y hojas mal conservadas y la Formación Lefipán por unos 170 m de pelitas y areniscas.

RECURSOS MINERALES

Las rocas del Jurásico y del Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y de la Precordillera Patagónica son portadoras de variados recursos minerales. Estas mineralizaciones están genéticamente vinculadas con las mismas o bien son sólo receptoras de mineralizaciones más jóvenes. En síntesis las mineralizaciones más relevantes son:

Región de Lago Fontana: volcanitas de la Formación Lago La Plata y sedimentitas de la Formación Apeleg son portadoras de mineralizaciones vetiformes epitermales de Zn, Pb, Cu y algo de Ag. Mineralizaciones similares pero con mayor contenido de Au se encuentran al oeste de Esquel en volcanitas jurásicas. Las sedimentitas son también portadoras de pequeñas mineralizaciones tipo *skarn* con Zn, Pb y Cu y algo de Au, en un modelo similar al vecino yacimiento de Toqui en Chile. En el Grupo Divisadero hay mineralizaciones epitermales portadoras de pirita diseminada con anomalías auríferas.

Sierras de Tecka y de Tepuel: en los gabros bandeados de la Formación Cresta de los Bosques, manifestaciones de Ni y Co vinculadas a los procesos de cristalización fraccionada. En el Cordón Caquel mineralizaciones tipo pórfidos de Cu y Mo con áreas de alteración y sistemas periféricos vetiformes con Au y Ag.

Sierra del Cerro Negro: en los fanglomerados de la Formación El Córdoba, vetas y venillas de fluorita, sílice microcristalina y calcita con escasos sulfuros y débiles anomalías de Au y Ag.

Sierra de Lonco Trapial y región de Gastre: en la Formación Lonco Trapial, sistemas epitermales de baja sulfuración asociados a los estadios finales del volcanismo. Tienen Zn y Pb con algo de Cu y Au y presentan sistemas de alteración hidrotermal; en Lagunita Salada y sierra de Pichiñanes vetas de baritina. Depósitos de uranio singenéticos con la depositación del Grupo Chubut se encuentran en cercanías a Paso de Indios.

SÍNTESIS DE LA SITUACIÓN GEODINÁMICA DE LAS ROCAS JURÁSICAS Y CRETÁCICAS

Las características tectónicas del emplazamiento y la depositación de las unidades jurásicas y cretácicas en la Cordillera Patagónica Septentrional y la Precordillera Patagónica se realizaron en un contexto geodinámico dominado por: a) el *rifting* continental del Supercontinente Gondwana y b) cambios en la zona de subducción sobre el margen continental de Sudamérica y el comienzo de la deriva continental. Por último, sus actuales exposiciones en el sector Andino se dan en el marco de la formación de la faja corrida y plegada terciaria, mientras que en la Precordillera Patagónica y en los Bernárdides se encuentran asociados a inversión tectónica de estructuras extensionales preexistentes.

En cuanto al zócalo donde apoyan las secuencias mesozoicas de la Patagonia, es importante señalar que las rocas de Proterozoico superior a Paleozoico de la Patagonia, habrían evolucionado dentro de un único microcontinente (Microplaca o Terreno Patagonia), en contraposición al sector ubicado al norte del río Colorado, caracterizado por sucesivas colisiones de terrenos (Ramos, 1988; Williams, 1995). Sedimentitas de la cuenca neopaleozoica de Tepuel-Genoa en conjunto con aquellas de Bahía La Lancha-Río Lácteo, ubicadas más al sur, habrían constituido una cuenca de antearco elaborada sobre corteza continental. A grandes rasgos podrían haber configurado cuencas abiertas hacia el Pacífico actual del tipo prisma de acreción (Ramos, 1983; Hervé, 1988) o cuenca de talud (González Bonorino, 1991) durante el Devónico tardío al Carbonífero temprano; una importante fase de deformación habría ocurrido en el Pérmico temprano (González Bonorino, 1991; Márquez y Giacosa, 1998).

El magmatismo paleozoico de la Patagonia estaría vinculado a una zona de subducción de baja inclinación sobre el margen occidental del Gondwana (Forsythe, 1982). Los granitoides del Triásico superior-Jurásico inferior, situados dentro del continente a lo largo de fajas de rumbo noroeste, representarían un intervalo de transición entre la distribución de los arcos magmáticos paleozoicos y los arcos mesocenozoicos (Pankhurst, 1990).

A partir del Triásico tardío y durante la mayor parte del Jurásico se reconocen diferentes evidencias de un importante proceso de extensión continental que conducirá a la fragmentación del Supercontinente de Gondwana (Uliana et al., 1985; Uliana y Biddle, 1987). Asociados a las primeras etapas del proceso de ruptura, se reconocen en sectores aledaños a la

Precordillera Patagónica, sedimentitas continentales fosilíferas del Triásico superior, depositadas en cuencas intracratónicas limitadas por fallas normales de rumbo noroeste (Franchi et al., 1989; Spalletti et al., 1988) Hacia el este, ya en el ámbito del Macizo Nordpatagónico estas sedimentitas se asocian con rocas volcánicas. Estas condiciones perduran con las mismas características y similar distribución espacial durante el Jurásico temprano, tal como se observa en el Macizo del Deseado donde el intervalo Triásico superior-Liásico, representado por las Formaciones El Tranquilo y Roca Blanca, está limitado por discontinuidades estratigráficas de orden mayor (Homovc et al., 1996). En el extremo norte de la Precordillera Patagónica un intervalo similar podrían representar las Formaciones Paso Flores y Nestares.

La depositación del Liásico de la precordillera se realiza en una cuenca de rumbo submeridional, caracterizada por un borde occidental, donde, sobre zócalo ígneo-metamórfico y de sedimentitas neopaleozoicas, se registran los mayores espesores en condiciones netamente marinas. Sobre su borde oriental los depósitos son de menor espesor y con restringida participación marina, resultando dominantes los depósitos continentales y las intercalaciones volcaniclásticas coetáneas como la Formación El Córdoba (Franchi et al., 1989; Lesta et al., 1980). La distribución asimétrica de facies y depocentros, sumado a su actual posición sobre bloques altos de fallas estructuralmente invertidas (Figura 7), sugieren un diseño de hemigraben con sus fallas mayores inclinando hacia el este. El desarrollo en sentido del rumbo de la cuenca liásica, muestra una cuenca angosta al norte, que paulatinamente se expande hacia el sur hacia zonas precordilleranas y en sentido transversal una distribución alternante de basamento y sedimentitas que sugiere la presencia de varias subcuencas subparalelas.

El acentuamiento del proceso de extensión cortical conduce a la implantación de un arco volcánico intracontinental con desarrollo de facies plutónicas (Formación Cresta de los Bosques) y lávico-piroclásticas (Formaciones El Córdoba y Lonco Trapial) de afinidades toleíticas a calcoalcalinas, asociadas a ingresiones marinas someras (Formación Osta Arena). Los magmas presentan diversos grados de hibridación cortical y su extrusión o emplazamiento a niveles someros se produjo a lo largo de fallas extensionales, la mayoría de cuyos planos inclinan hacia el este. Cabe agregar que otros autores consideran que este volcanismo sería el brazo oriental del magmatismo jurásico vinculado a la subducción pacífica (Page y Page, 1990a). Este grupo de unidades en ambiente continental que caracterizan a la región precordillerana tienen edades fosilíferas en el Pliensbaquiano-Toarciano y edades absolutas que abarcan un amplio rango, pero que comienzan en torno a los 170-180 millones de años.

A la misma latitud y al mismo tiempo (183-178 Ma; Rapela y Pankhurst, 1993), pero en el sector oriental de la placa, se extruían los extensos derrames riolíticos del Complejo Volcánico Marifil, mientras que sobre el margen pacífico, no se conocen evidencias de un arco volcánico de esta edad.

Unos 20 Ma después de las erupciones en las cuencas jurásicas extensionales del Chubut central, en el intervalo 140-160 Ma, un incremento en la pendiente de la placa subducida por debajo del margen occidental del Gondwana, produce la implantación de un arco ensiálico. Este proceso sería coetáneo con la ruptura final de la Pangea Gondwánica y con el inicio de la deriva continental hacia el oeste de la placa Sudamericana (alrededor de los 155 Ma en la Antártida; Storey et al., 1992). Las rocas del arco son andesitas y dacitas cordilleranas que representan el extremo norte de la faja volcaniclástica calcoalcalina sobre el borde oriental del Batolito Andino. El volcanismo del Jurásico superior (146-160 Ma) es coetáneo con el inicio del plutonismo cordillerano, cuyas edades más antiguas del lado chileno (155-160 Ma) son coincidentes y representarían las raíces del volcanismo; las similitudes geoquímicas y composicionales entre lavas y plutonitas apoyan un origen comagmático. Baker et al. (1981) caracterizan geoquímicamente las volcanitas como una asociación de margen destructivo en donde identifican fenómenos de fusión parcial de la corteza toleítica, participación cortical y fusión del manto superior.

En el Jurásico tardío, al este del arco volcánico continental representado por las Formaciones El Córdoba y Lonco Trapial, se desarrolló una cuenca de retroarco continental donde se depositaron lavas basálticas con intercalaciones carbonáticas y facies fluviales y lacustres de la Formación Cañadón Asfalto. Al igual que en todos los depocentros anteriores, las cuencas presentan marcada asimetría y estuvieron limitadas por fallas normales.

El emplazamiento de los granitoides meso-cenozoicos está estrechamente relacionado con la subducción sobre el margen occidental de Sudamérica, establecida a finales del Jurásico medio y que perdura en la actualidad. Constituyen una faja batolítica de granitoides de tipo I, originalmente derivados de fusión profunda del manto con posterior cristalización fraccionada e intruidos durante las fases extensionales del proceso de subducción (Pankhurst, 1990; Weaver et al., 1990). El crecimiento del arco magmático del Batolito Patagónico a los 48º S, donde plutones se intruyen dentro de plutones con una falta general de deformación asociada, sugieren un estado de esfuerzos neutral a extensional durante su emplazamiento (Bruce et al., 1991).

En el Tithoniano se produce una transgresión cuyo hundimiento generalizado se alcanza en el Neocomiano con la formación de un mar de carácter epicontinental (sedimentitas del Grupo Coyhaique). La sedimentación muestra dos etapas diferenciadas, una primera hasta el Cretácico inferior bajo, con importante relleno en una cuenca de *rifting* de marcada asimetría, con importante subsidencia y variaciones faciales (etapa de *synrift*) y una etapa final en el Cretácico inferior, que muestra una disminución en la subsidencia y la atenuación de la simetría de la cuenca (etapa de sineclisa térmica; Scasso, 1989; Hechem et al., 1993). La cuenca es de carácter extensional en un marco de placas convergentes y posición de retroarco con una geometría elongada en sentido noroeste con áreas de aporte ubicadas al norte y nordeste y eventualmente desde el oeste (Scasso, 1989). Otras posiciones de la cuenca surgen al considerar las facies volcánicas submarinas (Skarmeta, 1976), situadas al oeste del Batolito Andino en Chile (posición de antearco) o una posición de intraarco, tal como sugieren el pasaje gradual entre los Grupos Coyhaique y Divisadero en la región de Futaleufú-Palena (Thiele et al., 1976) .

El retiro del mar titoneocomiano durante el Barremiano superior, coincide con el inicio de la actividad volcánica del Grupo Divisadero, con el comienzo de la sedimentación del ciclo del Grupo Chubut en la cuenca del Golfo San Jorge y con la primera etapa de inversión tectónica en el ámbito de la cuenca (Barcat et al., 1989). En algunos sectores localizados, un evento tectónico de corta duración pliega al Grupo Coyhaique con anterioridad o bien coetáneamente con la acumulación del

Grupo Divisadero (Bell y Suárez, 1977). En territorio argentino, el truncamiento parcial de las secuencias cuspidales del Grupo Coyhaique, sería consecuencia de un volcamiento hacia el este de las mismas (Hechem et al., 1993).

La cuenca intracratónica del golfo San Jorge fue elaborada sobre un sistema de fallamiento de rumbo N a NNO heredado de la etapa del *rifting* continental, posteriormente invertido por compresión, y un sistema posterior de orientación O-E originado como consecuencia del desplazamiento diferencial de los bloques ubicados al norte y al sur de la cuenca (los macizos Nordpatagónico y del Deseado, respectivamente) durante la deriva continental.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BAKER, P.E., REA, W.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. y D.C. REX, 1981. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46º S. Philosophical Transactions of Royal Society of London. A 303, 195-149.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J.S., NEVISTIC, V.A., STACH, N.H. y ZUCCHI, H.E., 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhué Huapi y la Sierra Cuadrada. Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2:263-282. Buenos Aires.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J.S., NEVISTIC, V.A. y ZUCCHI, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.):Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6:319-345, Tucumán.

BELL, M. y SUÁREZ, M., 1997. The lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aisén basin, Southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. Revista Geológica de Chile 24 (2):203-225, Santiago de Chile.

BRUCE, R.M., NELSON, E.P., WEAVER, S.G. y LUX, D.R., 1991. Temporal and spatial variation in the Southern Patagonian Batholith; constraints on magmatic arc development. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.):Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265:1-12.

BUSTEROS, A., FRANCHI, M. y LEMA, H., 1993. El magmatismo calcoalcalino del área de José de San Martín, provincia del Chubut. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:128-133. Buenos Aires.

CAZAU, L., MANCINI, D., CANGINI, J. y SPALLETTI, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.):Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6:299-318, Tucumán.

CHEBLI, G.A., 1972. Levantamiento geológico zona sur de Paso de Indios, entre Sierra Cañadón Grande, Sierra Cuadrada y Meseta de Canquel (Departamento Paso de Indios), provincia del Chubut. Inédito YPF. Buenos Aires.

CHEBLI, G.A., 1973. Levantamiento geológico zona sur del curso medio del río Chubut, entre Meseta de Canquel, Sierra Cuadrada e inmediaciones de la Sierra Negra (departamento Paso de Indios), provincia del Chubut. Inédito YPF. Buenos Aires.

CHEBLI, G., NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J.C., 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1:639-656. Buenos Aires.

CHEBLI, G., NAKAYAMA, C., SCIUTTO, J.C. y SERRAIOTTO, A., 1979. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1:375-392. Buenos Aires.

CLAVIJO, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico inferior en el sector occidental de la cuenca Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petrolíferas 3 (9):15-32, Buenos Aires.

CORTÉS, J.M., 1990. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut Central, entre Paso de Indios y El Sombrero. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (1-2):69-84, Buenos Aires.

CORTIÑAS, J., 1984. Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con los depósitos coetáneos del Chubut Central. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2:238-299. Buenos Aires.

DALLA SALDA , L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1991. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillelmo, Provincia de Río Negro. Revista Asociación Geológica Argentina 46 (3-4):263-276, Buenos Aires.

DALZIEL, I.W., STOREY, B.C., GARRETT, S.W., GRUNOW, A.M., HERROD, L.D. y PANKHURST, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.):Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication 28:433-441, Oxford.

DIEZ, O. y ZUBIA, M., 1981. Sinópsis estratigráfica de la región de El Bolsón, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (1):19-28, Buenos Aires.

FERNÁNDEZ GARRASINO, C.A., 1977. Contribución al conocimiento geológico de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32 (2):130-144, Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín de Informaciones Petrolíferas 200:27-64, Buenos Aires.

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

FIGARI, E.G., COURTADE, S.F. y CONSTANTINI, L.A., 1993. Estratigrafía y tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. Boletín de Informaciones Petroleras 40:75-82. Buenos Aires.

FORSYTHE, R.D. 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of Geological Society 139:671-682, London.

FOSSA MANCINI, E., 1937. La Formación Continental de Paso Flores en el río Limay. Revista Museo de la Plata, Notas 2, Geología (3) , La Plata.

FRANCHI, M. y PAGE, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (2):208-229, Buenos Aires.

FRANCHI, M. y PAGE, R., 1990. El arco magmático Jurásico-Cretácico de la Precordillera del Chubut en el curso superior del arroyo Genoa. Actas 11º Congreso Geológico Argentino 2:19-22. San Juan.

FRANCHI, M., PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.):Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6:347-378, Tucumán.

FRANZESE, J.R., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina):parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile 22 (2):193-202, Santiago de Chile.

FREYTES, E. , 1970. Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamentos Languiñeo y Tehuelches, provincia del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito. Buenos Aires.

FREYTES, E., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). Actas 5º Congreso Geológico Argentino 3:407-412. Buenos Aires.

FUENZALIDA, H., 1968. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Publicación 31. Santiago.

GABALDÓN, V. y LIZUAIN, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología 2:509-526. Buenos Aires.

GIACOSA, R. y HEREDIA, N., 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41º y 42º S, Argentina. Resúmenes del Primer Seminario Iberoamericano de Cuencas de Antepaís en los Pirineos, Varíscides y Andes: 10-17, Barcelona.

GIACOSA, R., HEREDIA, N., CÉSARI, O. y ZUBIA, M., 1999. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales (inédito), Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b Río Foyel (Río Negro). Boletín Dirección Nacional Minería e Hidrogeología 56:1-124, Buenos Aires.

GONZÁLEZ BONORINO, G., 1991. Late Paleozoic orogeny in the northwestern Gondwana continental margin, western Argentina and Chile. Journal of South American Earth Science 4 (1-2):131-144.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1979. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40º 30' y 41º 00' de latitud sur (provincia de Neuquén). Actas 7º Congreso Geológico Argentino 1:525-537. Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40º 00'y 42º 00' sur: la migración de los ciclos intrusivos. Acta Geológica Lilloana 16 (1):5-22. Tucumán.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y LIZUAIN, A., 1984. El complejo volcano-clástico y plutónico del sector cordillerano. En: Ramos, V. (Ed.):Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro, (5):119-129. Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y NULLO, F., 1980. Cordillera Neuquina. En: Turner, J.C. (Ed.):Geología Regional Argentina, 2:1099-1147. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

GORDON, A. y ORT, M., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos 4:120-127. Buenos Aires.

GRECO, R., 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Cerro Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires,

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º O, Hoja Chos Malal. Revista Asociación Geológica Argentina 1 (2):177-208, Buenos Aires.

HALLER, M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 44ab, Trevelín, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Inédito, Buenos Aires.

HALLER, M., y LAPIDO, O., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (2):230-247. Buenos Aires.

HALLER, M., LAPIDO, O., LIZUAIN, A. y PAGE, R., 1981. El mar tithoneocomiano en la evolución de la Cordillera Nordpatagónica. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.):Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América Latina 1:221-237. Buenos Aires.

HALLER, M., BARBIERI, M., GHIARA, M., STANZIONE, D., CASTORINA, F., TRUDU, C. y MEISTER, C., 1996. Génesis y evolución del granito Futalaufquen, Andes Patagónicos, (42º40'- 42º50' S). Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:507-514. Buenos Aires.

HECHEM, J., HOMOVC, J. y FIGARI, E., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge. Actas del 11º Congreso Geológico Argentino 2: 173-176. San Juan.

HECHEM, J., FIGARI, E. y HOMOVC, J., 1993. Secuencias deposicionales en el Neocomiano del Lago Fontana, Chubut, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos 2:119-123. Buenos Aires

HERBST, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. Ameghiniana. 4 (9):337-349. Buenos Aires.

HERVÉ, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. Episodes 11 (3):183-188.

HOMOVC, J., CONFORTO, G., LAFOURCADE, P. y CHELOTTI, L., 1995. Fold Belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En: Buchanan, J. y Buchanan, P. (Eds.):Basin Inversion. Geological Society Special Publication 88:235-248, Oxford.

HOMOVC, J., CONSTANTINI, L., PELLON DE MIRANDA, A. y FERREIRA, R., 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationship with the San Julián offshore area in the South Atlantic Ocean. American Association of Petroleoum Geologist, 1996 Annual Convention.

LAPIDO, O., 1979. Descripción geológica de la Hoja 46a, Río Pico, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.

LESTA, P.J. y FERELLO, R., 1972. Región Extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.):Geología Regional Argentina: 601-653. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

LESTA, P.J., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C. (Ed.):Geología Regional Argentina, 2:1307-1388. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

LINARES, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas para la República Argentina realizados por Ingeis sin publicar I) años 1972-1974, II) años 1974-1976. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales serie B, 6, Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1980. Las Formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica, Provincias de Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (2):174-182, Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo. Cordillera Patagónica (Provincia del Chubut). Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 3:607-616. Buenos Aires.

LIZUAIN, A., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 42a y b, El Maitén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Inédito. Buenos Aires.

LJUNGNER, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der patagonische Kordillera. Bulletín Geological Institiut Upsala 23:203-242.

LOPEZ DE LUCCHI, M., SPIKERMAN, J.P., STRELIN, J.A. y MORELLI, J., 1993. Geología y petrología de los plutones de la Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido y Cerro Caquel, Departamento Languiñeo, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1):87-98, Buenos Aires.

MACDONALD, R., SMITH, R.L. y THOMAS, J.E., 1992. Chemistry of the subalkalic silicic obsididans. United State Geological Survey. Profesional Paper 1523, 214 pp.

MÁRQUEZ, M., 1989. Geología y mineralización del Cordón Caquel, área de Tecka, provincia de Chubut., República Argentina. En: Brodtkorb, M. y Schalamuck, I. (Eds.):Depósitos minerales del Cretácico de América Latina C: 45-52. Buenos Aires.

MÁRQUEZ, M. y GIACOSA, R., 1998. Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico del Chubut. Nota breve. Remitida para publicación. Revista de la Asociación Geológica Argentina.

MÁRQUEZ, M. y PARISI, C., 1996. Informe geológico preliminar del área del cerro Blanco y arroyo de los Alevinos. Programa Cordillera Patagónica. Secretaría de Minería de la Nación. Delegación Regional Patagonia. Inédito. Comodoro Rivadavia.

MÁRQUEZ, M., FERNÁNDEZ, M.I., PARISI, C. y MARTÍNEZ, M.C., 1996. Características geológicas y petrográficas del plutón de la estancia Muzzio, Cordillera Patagónica, Argentina. 16º Simposio de Geociencias Latinoamericano. Comunicación. Hamburgo, Alemania.

MÁRQUEZ, M., FERNÁNDEZ, M.I., NILLNI, A., PARISI, C., CÉSARI, O. y RAMOS, V., 1999a. El stock del Cerro Victoria, Cordillera Patagónica Central. Chubut, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino. Comunicación. Salta.

MÁRQUEZ, M., VIERA, R.L., FERPOZZI, L., BUTRON ASCONA, F. y UBALDÓN, C., 1999b. Características geológicas y geoquímicas de los gabros estratificados de las sierras de Tecka y Tepuel. SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia. Inédito. Comodoro Rivadavia.

MIRÓ, R., 1967. Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22 (3):177-202, Buenos Aires.

MUSACCHIO, E., 1981. Estratigrafía de la sierra de Pampa de Agnia en la región extrandina de la provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino 3:343-357. Buenos Aires.

MUSACCHIO, E., 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del Valle Medio del Río Chubut, Argentina. Actas 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1:179-187. Trelew.

MUSACCHIO, E., PUJANAS, E.A. y BEROS, C., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y el Cretácico en Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.):Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y el Cretácico de América del Sur 2:355-383. Mendoza.

NAKAYAMA, C., 1973. Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 1:269-277. Buenos Aires.

NIEMEYER, H, SKARMETA, J., FUENZALIDA, R. y ESPINOZA, W., 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén 1:500.000. Carta Geológica de Chile Nº 60-61. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

NULLO, F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158:1-88. Buenos Aires.

NULLO, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 199:1-94. Buenos Aires.

OLIVERO, E.B., 1982. Estratigrafía de la cuenca sur del lago Fontana, provincia del Chubut. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

PAGE, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel. Cuerpos del sector suroeste. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2:584-599. Bariloche.

PAGE, S. y PAGE, R., 1990a. Magmatismo toleítico en el intra-arco jurásico de la Precordillera del Chubut. Actas 11º Congreso Geológico Argentino 2:339-341. San Juan

PAGE, R. y PAGE, S., 1990b. La asimetría magmática del rift atlantico. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 1:98-100. San Juan.

PAGE, R. y PAGE, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(1):41-58.

PANKHURST, R.J., 1990. The Paleozoic and Andean Magmatic arcs of West Antarctica and southern South America. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.):Plutonism from Antarctica to Alaska. Special Paper 241:1-7, Geological Society of America.

PERONI, G., HEGEDUS, A., CERDAN, J., LEGARRETA, L., ULIANA, M. y LAFFITTE, G., 1995. Hydrocarbon accumulation in a Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A., Suárez

Soruco, R. y Welsink, H. (Eds.):Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62:403-419.

PESCE, A., 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43º 30' y 44º de latitud sur y sus áreas mineralizadas. Actas 7º Congreso Geológico Argentino 1:257-270. Buenos Aires.

PLOSZKIEWICZ, V., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 47c, Apeleg. Servicio Geológico Nacional. Boletín 204:1-93. Buenos Aires.

PLOSZKIEWICZ, V. y RAMOS, V., 1977. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu (provincia del Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina 32 (3):209-226. Buenos Aires.

PROSERPIO, C., 1987. Descripción geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 201:1-102. Buenos Aires.

QUARTINO, B.J., 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos Fontana y La Plata. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito. Buenos Aires.

QUENSEL, P., 1911. Geologisch-petrographische studien in der Patagonisch. En: Kordillera. Bulletin Geological Institiut Upsala 11:1-114, Upsala.

RAMOS, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (A):43-64. Santiago.

RAMOS, V., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47ab, Lago Fontana. Servicio Geológico Nacional. Boletín 183:1-130. Buenos Aires.

RAMOS, V., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. Actas 2º Congreso Nacional de Geología Económica, 1:107-124, Buenos Aires.

RAMOS, V., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – A collisional history. Episodes 11 (3):168-174.

RAMOS, V. y CORTÉS, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.):Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro 1 (12):317-346, Buenos Aires.

RAMOS, V. y PESCE, A., 1978. Metalogénesis de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, comentario 34 (1):80-82, Buenos Aires.

RAPELA, C., 1987. El Batolito Patagónico entre 40º 30' y 41º 15' S. Estudio geológico preliminar. Actas 10º Congreso Geológico Argentino 4:21-23, Tucumán.

RAPELA, C. y ALONSO, G., 1991. Composición litológica y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. Actas 6º Congreso Geológico Chileno 236-240. Viña del mar.

RAPELA, C. y KAY, S., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11 (3):175-182.

RAPELA, C.W. y PANKHURST, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noroeste de la Patagonia: un evento meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:179-188. Buenos Aires.

RAPELA, C., MUNIZAGA, F., DALLA SALDA, L., HERVÉ, F., PARADA, M. y CINGOLANI, C., 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos. Actas 10º Congreso Geológico Argentino 4:18-20, Tucumán.

RAPELA, C., DÍAS, G., FRANZESE, J., ALONSO, G. y BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18 (2):121-138.

RAVAZZOLI, I. y SESANA, F., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41 c Río Chico. Boletín Servicio Geológico Nacional, 148:1-77, Buenos Aires.

ROBBIANO, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26 (1):41-56, Buenos Aires.

SCASSO, R., 1989. La cuenca sedimentaria del Jurásico superior y Cretácico inferior de la región sudoccidental del Chubut. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.):Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie Correlación Geológica 6:395-418. Tucumán.

SCIUTTO, J.C., 1981. Geología del Codo del Río Senguer. Actas 8º Congreso Geológico Argentino 4:203-219. Buenos Aires.

SEPÚLVEDA, E. y VIERA, R., 1980. Geología y área de alteración en el Cerro Colorado y alrededores, Chubut Noroccidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (2):195-202, Buenos Aires.

SKARMETA, J., 1976. Evolución tectónica de los Andes Patagónicos de Aysén, Chile. Actas 1º Congreso Geológico Chileno, 1 (B):1-15. Santiago.

SKARMETA, J. y CHARRIER, R., 1976.Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45º y 46º de latitud sur, Chile. 6º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:267-286, Buenos Aires.

SPALLETTI, L., ARRONDO, O., MOREL, E. y GANUZA, D., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Nordpatagónico. Revista Asociación Geológica Argentina 43 (4):544-557, Buenos Aires.

SPIKERMAN, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (1):17-35, Buenos Aires.

STIPANICIC, P.N. y BONETTI, M.A., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentina. Ameghiniana 7 (1):57-78, Buenos Aires.

STIPANICIC, P.N., RODRÍGUEZ, F., BAULÍES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2):67-88, Buenos Aires.

STOREY, B.C., ALABASTER, T., HOLE, M.J., PANKHURST, R.J. y WEVER, H.E., 1992. Role of subduction-plate tectonic boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from proto-Pacific margin of Antarctica. En: Storey, B.B., T. Alabaster y R.J. Pankhurst (Eds.):Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society Special Publication 68:149-163, Oxford.

SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R., 1994. Estratigrafía y paleogeografía mesozoica de Aisén nororiental (45º- 46º lat. S), Chile. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:538-542. Concepción.

SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R., 1996. Estratigrafía y tectónica de la zona sureste del lago General Carrera (46º 30'-47º lat.S), Cordillera Patagónica, Chile.

SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R., 1997. Cronología magmática de Aisén sur, Chile (45º y 48º30' lat.S), Chile. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:1543-1547. Antofagasta.

SUÁREZ, M., MÁRQUEZ, M. y DE LA CRUZ, R., 1997. Nuevas edades K/Ar del Complejo El Quemado a los 47º 13'y 47º 22' latitud S. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:1552-1555. Antofagasta.

SUERO, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón Chenque, Cordón Putrachoique, Cordón Tecka y sierra de Languiñeo (Departamentos Tehuelches y Languiñeo, Territorio Nacional de Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito. Buenos Aires.

SUERO, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extrandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petrolíferas 25 (287):31-48, Buenos Aires.

THIELE, R., CASTILLO, J.C., HEIN, R., ROMERO, G. y ULLOA, M., 1976. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43º 00' y 43º 45', latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). Actas 6º Congreso Geológico Argentino 1:577-591. Buenos Aires

TURNER, J.C., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia de Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina 20 (2):153-184, Buenos Aires.

TURNER, J.C., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 180:1-92. Buenos Aires.

TURNER, J.C., 1983. Descripción geológica de la Hoja 44d, Colan Conhué, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 197:1-78. Buenos Aires.

ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1987. Permian to late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics. American Geophysical Union, Monograph 40:271-286.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meriodinal de Sudamérica. Revista Asociación Geológica Argentina 40 (4):231-252, Buenos Aires.

VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. Revista Asociación Geológica Argentina 19 (2):85-107, Buenos Aires.

WEAVER, S.G., BRUCE, R., NELSON, E., BRUECKNER, H. y LEHURAY, A.P., 1990. The Patagonian Batholith at 48º S latitude, Chile; geochemical and isotopic variations. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.):Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper 241:33-50.

WILLIAMS, K.E., 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic Paleogeography and Gondwana. En: Tankard, A., Suárez Soruco, R. y Welsink, H. (Eds.): Petroleum Basins of South America. Memoir 62:70-100. American Association of Petroleum Geologists.

Recibido: noviembre 1999

3. ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ, PROVINCIAS DE RÍO NEGRO Y CHUBUT

Roberto Page[1], Alberto Ardolino[1], Raúl E. de Barrio[2], Mario Franchi[1], Antonio Lizuain[1], Stella Page[3] y Diego Silva Nieto[1]

INTRODUCCIÓN

En la tradición de la geología regional argentina ha sido frecuente utilizar en forma indistinta las denominaciones de Macizo de Somún Curá, Macizo Nordpatagónico o Comarca Nordpatagónica. En esta oportunidad se ha privilegiado Somún Curá sobre Nordpatagónico para homogeneizar y consolidar el criterio de división y nomenclatura postulada en el capítulo de esta obra referido a las provincias geológicas. En este caso la verificación de la edad precámbrica del basamento ha jerarquizado su importancia; su distribución ha sido el criterio utilizado para delimitar el alcance geográfico del macizo. De acuerdo a este concepto el área del macizo excede con creces la meseta actual del mismo nombre y alcanza una superficie superior a 180.000 kilómetros cuadrados. Sobre ese sustrato metamórfico e ígneo, pobremente expuesto, se extienden las series volcánicas y volcaniclásticas mesozoicas y terciarias que caracterizan a la región. Por su ubicación geográfica y gran extensión, el Macizo de Somún Curá limita con la Cordillera y Precordillera Patagónica, la cuenca Neuquina, la cuenca del Colorado y la cuenca del Golfo San Jorge. Por este motivo se encuentran allí secuencias que de alguna manera reflejan los procesos dominantes en cada una de las regiones mencionadas. Esta circunstancia hace que la estratigrafía de esta región ilustre la evolución del conjunto de esas provincias geológicas; más aún y como se verá la historia geológica del Jurásico y Cretácico encierra algunas claves para la comprensión de la evolución geológica de gran parte de la Patagonia.

El Mesozoico es un período de gran importancia en la evolución geológica del Macizo de Somún Curá, tanto por la intrusión de granitoides y facies extrusivas permo/triásicas característicos de la finalización de la eruptividad gondwánica, como por el potente conjunto de depósitos volcánicos y sedimentarios del Jurásico y Cretácico que cubren una gran extensión y que en conjunto caracterizan la estratigrafía local. Estas secuencias mantienen una estrecha vinculación con los procesos ocurridos en el resto de la Patagonia Extraandina, donde el volcanismo jurásico abarcó más de 1.000.000 de kilómetros cuadrados. Su distribución y la de los depósitos sedimentarios asociados muestra una clara zonación; en el borde oriental del macizo, extendiéndose según una franja meridiana, se encuentran volcanitas ácidas del Jurásico inferior a medio (Formación Marifil), las que también forman parte del sustrato de la cuenca del Golfo San Jorge. En la región sur occidental, en cambio, la mayor actividad magmática se desarrolló durante el Jurásico medio y superior. En este caso la composición dominante es mesosilícica, con predominio de las variedades andesíticas (Formación Lonco Trapial + Formación Taquetrén).

El Jurásico se caracterizó también por la intensificación de un proceso de extensión ya iniciado en el Triásico y que continuaría hasta el fin del Mesozoico y que determinó la apertura de cuencas marinas y continentales. Según su ubicación respecto de los dominios tectónicos se trata de pequeñas cuencas tafrogénicas, cuencas de retroarco, cuencas de intrarco más evolucionadas y cuencas de hemigraben. El proceso de colmatación perduro hasta el fin del Cretácico y dio lugar a la acumulación de distintas secuencias, marinas, mixtas y continentales, entre las que se destacan las correspondientes a la acumulación del Liásico en el sudoeste, las de la Formación Cañadón Asfalto, las de los Grupos Neuquén y Chubut y las diferentes expresiones del ciclo sedimentario del Senoniano superior/Daniano.

El capítulo está estructurado de manera de describir en forma sencilla la estratigrafía de las secuencias volcánicas y sedimentarias del Jurásico y Cretácico. Debe destacarse que la descripción y análisis de la eruptividad gondwánica, es decir las secuencias lávico-piroclásticas y plutónicas triásico-jurásicas de la vertiente norte del macizo, así como los registros de la ingresión liásica en el suroeste del macizo, son tratados en otros capítulos de esta obra.

SECUENCIAS SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO INFERIOR EN LOS BORDES NORTE Y SUR DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

A partir del Triásico tardío en el noroeste y del Jurásico temprano en el suroeste, el Macizo de Somún Curá marginó dos cuencas de disímil evolución. En el ambiente de retroarco de la región noroccidental, la cuenca Neuquina comenzó a rellenarse en el Triásico tardío/Jurásico temprano con depósitos continentales fluviales y de abanicos aluviales. En el suroeste, en cambio, durante el Liásico se desarrolló una cuenca de intrarco, cuyos depósitos marinos y continentales traslapan sobre los contrafuertes australes del macizo (Figura 9). En varias localidades de la región noroccidental del macizo, aledañas al río Limay se han citado depósitos continentales liásicos. En general yacen en concordancia sobre las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores y en algunas ocasiones han sido confundidos y/o incluidos en esta última. El conocimiento de estos depósitos se debe a Groeber (1929); su estratigrafía fue reinterpretada por Ferello (1947) y por Galli (1953, 1969), quien denominó a la secuencia ***Formación Piedra del Águila***. Esta unidad está compuesta por 80 m de arcosas, areniscas, arcilitas y tobas, que contienen una flora compuesta por diversas especies de *Otozamites* y *Ptillophyllum*. La Formación Piedra del Águila fue interpretada como parte de un ciclo fluvial meandriforme, caracteri-

1. Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, piso 10º, Buenos Aires. 2. Instituto de Recursos Minerales - Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 47 Nº 522, La Plata. 3. CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II.

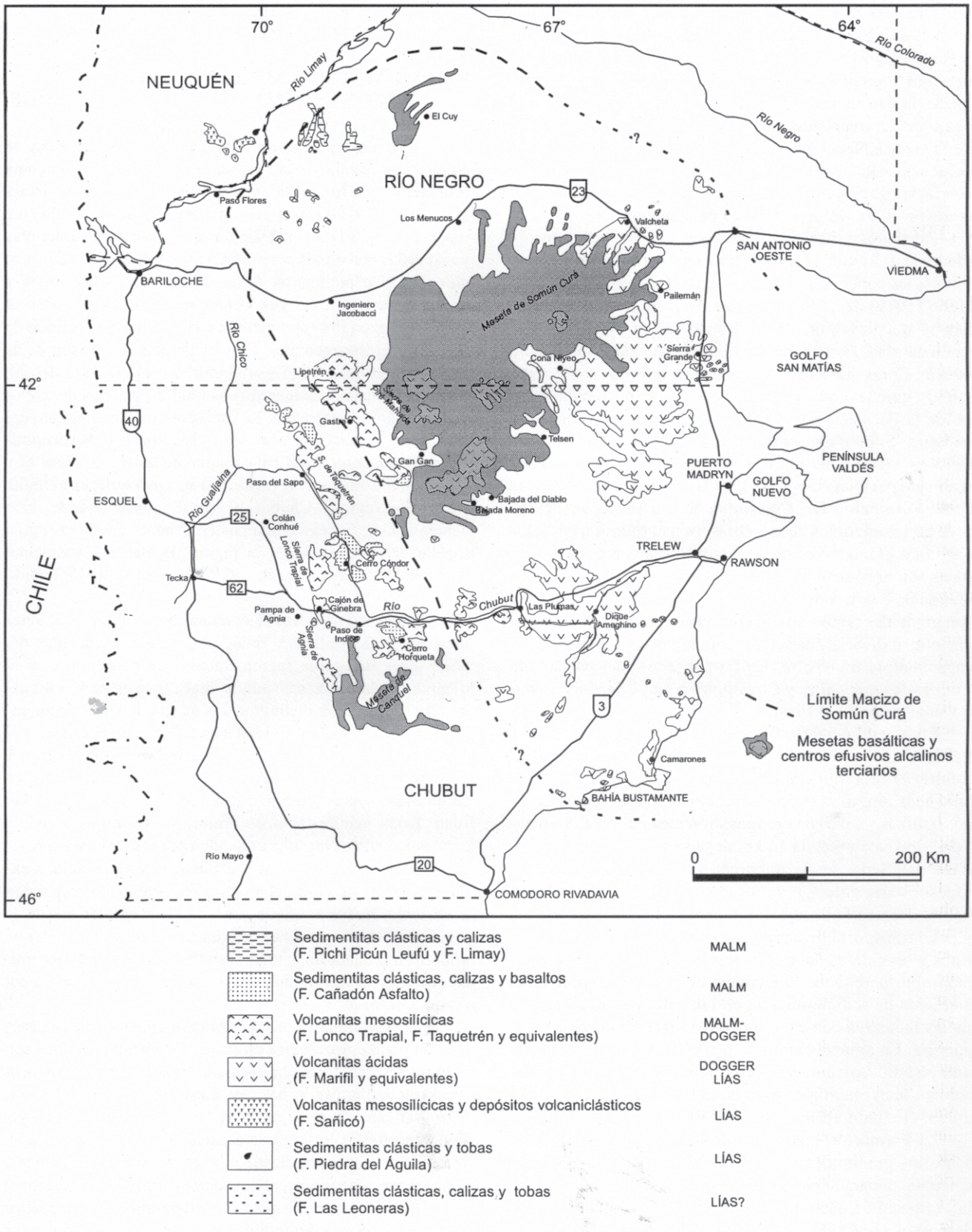


Figura 9. El Jurásico del Macizo de Somún Curá

zado por secuencias granodecrecientes de areniscas conglomerádicas en la base de cada ciclo subsiguiente. Los depósitos más gruesos corresponden a facies de fondo de canal, que pasan a facies arenosas de barra de meandro y culminan con depósitos finos de relleno de meandros abandonados y de llanura de inundación (Gulisano y Pando, 1981).

Sobre esta sucesión siguen en concordancia tobas, aglomerados volcánicos y lavas mesosilícicas, las que se conocen

como ***Formación Sañicó***, referida también al Liásico (Hettangiano-Sinemuriano inferior) (Galli, 1953; Stipanicic et al, 1968). Este volcanismo fragmentario dacítico es interpretado como producto de distensión cortical debido a los movimientos correspondientes a la falla Río Limay (Ramos, 1978), la que controló la distribución del volcanismo y a su vez podría corresponder a episodios iniciales de la formación de la cuenca Neuquina (Gulisano y Pando, 1981). Sobre la secuencia volcánica se inició el depósito del ciclo Cuyano con facies de abanicos aluviales en los bordes de la cuenca y marinos en los sectores internos de la misma.

Depósitos correlacionables con los de la Formación Piedra del Águila se encuentran en la localidad de Paso Flores, en concordancia sobre la unidad homónima. Allí, Nullo (1979) describió areniscas de grano fino y limolitas negras, que llevan una flora de edad liásica. Al sudoeste de esa localidad, en la zona de Alicurá, González Díaz halló nuevas floras liásicas descriptas por Arrondo y Petriella (1980), quienes consideraron que eran correlacionables con las de la Formación Piedra del Águila o aun ser algo más antiguas. Si bien expresaron que la unidad portadora de la flora es la Formación Nestares, en un trabajo posterior realizado por Quartino et al. (1981) la unidad fue renominada como ***Formación Las Coloradas***. Es una secuencia de 250 m de conglomerados hasta pelitas, en una sucesión de ciclos estrato y granodecrecientes donde la mayor parte de las rocas son areniscas arcósicas lenticulares, con laminación diagonal. Los pasajes entre los distintos tipos litológicos son graduales tanto vertical como lateralmente, circunstancia que indicaría corrientes con rápidos cambios en su capacidad de transporte. En las pelitas se han preservado frondas de *Otozamites* y *Cladophlebis*, cuyo análisis permitió su asignación al Liásico.

En la región del río Chubut medio, Nakayama (1972), ha descripto y referido al Liásico a la ***Formación Las Leoneras*** compuesta por areniscas finas a gruesas, arcósicas, areniscas conglomerádicas, conglomerados finos, calizas y tobas de composición mesosilícica. Su localidad tipo está ubicada 14 km al sudeste de la localidad de Paso del Sapo, en la quebrada del mismo nombre. Su espesor varía entre 90 y 340 metros. El tramo inferior se habría desarrollado en un ambiente fluvial de alta energía y poco transporte de carácter progradante. Los elementos finos y las calizas del tramo superior representan un cambio importante tanto en el medio de transporte como en el ambiente de sedimentación, el que habría evolucionado a facies lacustres con esporádicos aportes fluviales de alta energía. En ambos tramos se disponen intercalaciones de un episodio volcánico piroclástico, que modifica o interrumpe la evolución normal de la secuencia sedimentaria inicial (Lizuain y Silva Nieto, 1996)

La Formación Las Leoneras se apoya en discordancia sobre los granitoides paleozoicos de la Formación Mamil Choique. Separada por una discordancia erosiva infrayace a la Formación Lonco Trapial. Sedimentos similares fueron descriptos por Chebli (1973) en la zona de Paso de Indios, a los que denominó ***Formación Puesto Lizarralde***. Rocas análogas fueron ubicadas en la sierra de Jalalaubat y la región de Gastre y Gan-Gan, llegando hasta el límite con la provincia de Río Negro (Lizuain y Silva Nieto, 1996). Estos afloramientos amplían significativamente la anterior distribución areal de la unidad. La secuencia sedimentaria es asignada por Figari y Courtade (1993) a la megasecuencia 0, en la evolución de la cuenca de Cañadón Asfalto. La edad de esta unidad, liásica con reservas, surge de su posición estratigráfica (Nakayama, 1972; Lizuain y Silva Nieto, 1996)

LA FORMACIÓN MARIFIL Y LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS ASOCIADOS

La extensa cubierta de rocas lávicas y piroclásticas de composición ácida y edad jurásica expuesta en la Patagonia Extraandina y el litoral atlántico constituye una de las unidades más características de la geología argentina. Originalmente reconocidas por Darwin (1846), estas rocas fueron descriptas y mapeadas por Windhausen (1921) y Wichmann (1927b y c) quienes las denominaron Serie de las Rocas Porfíricas y Pórfiros Cuarcíferos y sus Tobas, respectivamente. Por su parte, Feruglio (1949) las incluyó en el Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina. Con el tiempo y a partir de la implantación del código estratigráfico en la década del 70, estas denominaciones fueron substituidas por otras de mayor precisión litoestratigráfica. En este sentido y en el ámbito del Macizo de Somún Curá, Malvicini y Llambías (1974) denominaron ***Formación Marifil*** al conjunto de lavas, piroclastitas y rocas subvolcánicas de la región del arroyo Verde, en el límite entre Río Negro y Chubut, al sur de sierra Grande. Esta denominación fue extendida posteriormente a toda la región sureste del macizo, hasta la región de Bahía Bustamente. (Ramos, 1975; Franchi et al., 1975; Núñez et al., 1975; Lapido y Page, 1979).

Durante los primeros relevamientos las manifestaciones mesozoicas de riolitas y rocas piroclásticas asociadas del norte de la patagonia fueron tratadas en conjunto. Con el tiempo, las dataciones absolutas realizadas en el ámbito del macizo permitieron distinguir dos asociaciones de gran extensión y prolongada actividad ígnea. Durante el Pérmico y el Triásico inferior la eruptividad se emplazó en las regiones marginales noroccidentales del macizo, extendiéndose en continuidad hacia el ámbito de la Cordillera Frontal hasta San Juan. Estas manifestaciones prejurásicas, preferentemente expuestas en Río Negro se extienden por el este hasta aproximadamente la localidad de Valcheta. Las rocas ácidas expuestas en el este y sur del macizo, en cambio, corresponden a un ciclo Jurásico, cuyos asomos se extienden desde la región de Valcheta en el norte hasta las más australes que afloran en la bahía Bustamante, en Chubut. Datos de perforaciones indican su presencia en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge.

Las rocas de la Formación Marifil constituyen una asociación lávico piroclástica en la que los términos ácidos son dominantes; en forma muy subordinada también incluye rocas mesosilícicas y básicas. Las riolitas y dacitas son petrográficamente semejantes; en términos relativos las lavas son minoritarias y la característica dominante es la gran variedad de flujos piroclásticos y tobas, cristalinas y líticas. Las texturas ígneas presentan una marcada desvitrificación y de allí la gran aceptación que tuvo la denominación de pórfiro cuarcífero con que durante muchos años se conoció a estas rocas.

En el área tipo de la Formación Marifil, Malvicini y Llambías (1974) describieron tres miembros: el inferior, compuesto por riolitas silicificadas; el medio, con ignimbritas riolítico-riodacíticas y el superior, constituido por intrusivos riolíticos. En todo el ámbito de su distribución, las rocas dominantes son las ignimbritas riolíticas, que forman exten-

sos mantos; merced a su gran fluidez, su apilamiento y coalescencia dio lugar a la formación de un gran plateau ignimbrítico. Como se verá en las consideraciones químicas, también se encuentran rocas menos ácidas. Núñez et al. (1975), identificaron una importante participación de dacitas y pórfiros dacíticos, junto con las tobas y pórfiros riolíticos. Afloramientos de andesitas fueron identificados por Rosenman (1972), Franchi y Sepúlveda (1981) y Giacosa (1994) en la zona del arroyo Los Berros, al sureste de Cona Niyeu y la sierra Paileman, respectivamente.

En el sector nordeste del Chubut, sobre la base de consideraciones que incluyen la heterogeneidad litológica y composicional, estructura compleja y presencia de unidades litoestratigráficas diferenciables, separadas por discordancias, Cortés (1981) redefinió a la formación, llevándola a la categoría de complejo. Este autor diferenció tres unidades, la ***Formación Puesto Piris*** en la base, la ***Formación Aguada del Bagual*** con pórfiros riolíticos que intruyen a la anterior y finalmente la ***Formación La Porfía***, en la que distinguió tres miembros: uno inferior, con areniscas, tufitas arenosas en estratos delgados, de hasta 40 m de potencia y aglomerados volcánicos; el miembro medio, con tobas y tufitas de hasta 100 m y por último ignimbritas riolíticas que forman el miembro superior.

La presencia de cuerpos subvolcánicos asociados a la Formación o Complejo Marifil fue destacada por numerosos autores (Corbella, 1973; Méndez, 1978; Malvicini y Llambías, 1974; Núñez et al., 1975; Cortés, 1981 y Busteros et al., 1998). Se trata de pórfiros graníticos o riolíticos, de diversa textura y tamaño de grano, que en ocasiones presentan xenolitos de volcanitas riolíticas; en el área de sierra Grande se puede observar la transición entre los cuerpos subvolcánicos y domos extrusivos (Busteros et al., 1998). Llambías et al. (1984) hallaron en la sierra de Pailemán la vinculación entre un cuerpo subvolcánico riolítico que hacia arriba y lateralmente pasa a constituir una ignimbrita de esa composición. En el sector de Mina Gonzalito, Giacosa (1994) identificó numerosos diques traquíticos y traquiandesíticos, de rumbo noroeste emplazados en esquistos del basamento local, los que interpretó como la manifestación más temprana del ciclo efusivo local. En vecindades de las estancias Conra y La Leonetta y al sur de la villa del dique Ameghino, Panza (1979) y Sacomani y Panza (1998), reconocieron numerosos diques básicos en general poco potentes intruidos en la Formación Marifil. Fueron denominados ***Volcanitas Puesto Antilaf*** (Panza, 1979).

En relación a la mecánica de emplazamiento, Malvicini y Llambías (1974), esbozaron un modelo fisural; con posterioridad Llambías et al. (1984) señalaron la posible actividad volcánica a través de múltiples aparatos centrales. Busteros et al (1998) identificaron dos posibles centros efusivos ubicados respectivamente en la sierra de Pailemán y al oeste de la ciudad de Sierra Grande. En las proximidades de la laguna Redonda, Cicciarelli (1990) identificó una caldera donde los bancos se disponen en forma concéntrica e inclinando hacia afuera de un núcleo central, constituido por facies subvolcánicas. Se ha sugerido la posibilidad de una vinculación genética entre los productos efusivos y cuerpos graníticos, tal como ocurre en asociaciones más antiguas del área de La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984) y de la zona de Nahuel Niyeu (Caminos, 1983).

A partir del análisis regional de los 50.000 km^2 cubiertos y sobre la base de la distribución de elementos diagnósticos tales como la morfología volcánica, presencia y distribución de flujos lávicos riolíticos, diques asociados, manifestaciones de fluorita y análisis de la sedimentación asociada, Aragón et al. (1996) interpretan que la Formación Marifil es la expresión de actividad eruptiva a traves de grandes calderas. De acuerdo con estos autores, a lo largo de 400 km que median entre el límite norte de la meseta y el río Chubut, se encuentran tres mega calderas con diámetros del orden de los 100 kilómetros. Denominaron Llumdeuin a una supuesta caldera ubicada a lo largo de un semicírculo que pasa por las nacientes del arroyo Valcheta, el oeste de la sierra de Pailemán, Los Berros, Arroyo de la Ventana y se sigue hasta Cona Niyeu. El Bajo de la Tierra Colorada constituiría el centro de una segunda megacaldera; por último, denominaron Caldera Los Mártires a una estructura que corta el río Chubut en las inmediaciones de Las Plumas.

No obstante el predominio de las rocas ácidas en la Formación Marifil, las observaciónes geológicas y las determinaciones químicas reflejan una diversidad composicional que abarca toda la serie riolita-basalto (Uliana et al., 1985; Kay et al., 1989; Pankhurst y Rapela, 1995). De acuerdo con Uliana et al. (1985), las rocas de la Formación Marifil corresponden a riolitas calcoalcalinas, peraluminosas, con alto tenor de potasio, semejantes a aquellas procedentes de ambientes sometidos a extensión con anatexis cortical. En su estudio de las riolitas de Marifil y Chon Aike, Pankhurst y Rapela (1995) describieron la química de los principales tipos litológicos de esta unidad; según estos autores los riolitoides abarcan un rango de sílice mayor de 60 %, con un promedio en la moda cercano a 70%. En general las concentraciones de K_2O son mayores que las de Na_2O y el diagrama de tierras raras corresponde claramente al de una secuencia calcoalcalina. Las riolitas muestran composiciónes meta y peraluminosa, excepto aquellas provenientes de la península de Camarones, donde encuentran un sub-tipo peralcalino. De acuerdo con Bertrand et al. (1999), la composición de la mayoría de las riolitas es consistente con una derivación por refusión en la corteza inferior o su base de magmas basálticos y andesíticos empobrecidos.

A través de la interpretación química se desprende una posible relación entre las rocas ácidas de Marifil y las rocas de arco mesosilícicas pertenecientes a la Formación Lonco Trapial expuestas al oeste (Figura 10). Ambos grupos poseen afinidades calcoalcalinas, y la composición y relación de elementos traza reflejan una fuente relacionada con subducción. Esta característica hace que ambos grupos de rocas muestren tendencias similares en los diagramas evolutivos. De esta manera las rocas ácidas representarían la parte más diferenciada de un arco magmático. Sin embargo la composición de muchos de los riolitoides permiten reconocer que son producto de fundidos formados con variable participación de materiales corticales. Estas evidencias permiten considerar la existencia de al menos dos fuentes diferentes en la generación de fundidos, una vinculada a un arco y la otra en ambiente cortical relacionada a extensión.

Diferentes circunstancias, entre las que se citan falta de cortes naturales, afloramientos parciales, carencia de horizontes guías, entre otros, motivaron que pocos investigadores hayan determinado el espesor total de la unidad. Malvicini y Llambías (1974) lo estiman en 800 m y hasta el presente es uno de los pocos datos concretos que se posee. Más al sur, en Camarones, una perforación realizada por la Dirección de Minas y Geología atravesó 918 m de rocas de esta unidad, sin alcanzar su base (Windhausen, 1926). Sin embargo, en general se estima que los espesores son bastante menores.

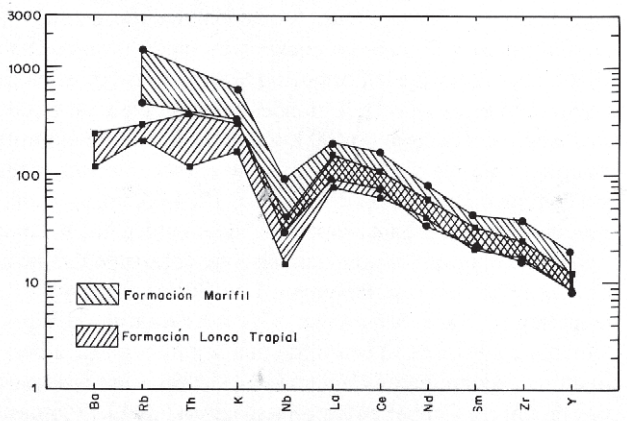


Figura 10. Diagramas de variación comparativa de elementos traza y tierras raras de muestras de las Formaciones Marifil y Lonco Trapial. Normalización según Thompson, 1984. Las muestras de Marifil corresponden a riolitas colectadas por Pankhurst y Rapela (1995). Las muestras de Lonco Trapial, por Page et al.(1994)

De acuerdo con Núñez et al. (1975), se asocian a las rocas volcánicas sedimentitas epiclásticas portadoras de flora de *Bennetitales*, de edad jurásica inferior a media, y de restos de *Estheria*. Estas rocas son en su mayoría areniscas y areniscas conglomerádicas, con aporte tobáceo. Algunos bancos presentan estratificación diagonal y están intercalados entre mantos de ignimbritas y brechas volcánicas, como producto de delgados depósitos fluviales originados y depositados en los intervalos entre las sucesivas efusiones. La presencia de rocas epiclásticas en esta unidad también fue reconocida por Nakayama et al. (1979) quienes hallaron areniscas y limolitas principalmente tobáceas, conglomerados finos a gruesos localmente, y muy reducidos depósitos de arcilitas y accidentales calizas silicificadas. También Franchi y Sepúlveda (1981) citaron cuerpos pequeños de limolitas y areniscas tobáceas con restos de *Estheria*, indicativos de ambientes lagunares de agua dulce. Son asimismo comunes las intercalaciones de tufitas gruesas a conglomerádicas en los alrededores del dique Ameghino y la mina Villegas (Sacomani y Panza, 1998). Todos estos asomos puntuales representan asociaciones menores, las que se encuentran como intercalaciones en la espesa y difundida secuencia volcánica ácida.

La edad de la Formación Marifil fue tradicionalmente adjudicada al lapso triásico/jurásico medio. La compilación de las primeras dataciones Ar/K efectuada por Cortés (1981) presentaba edades extremas entre 210 Ma hasta 158 Ma. Sin embargo, el refinamiento de las técnicas permitió circunscribir el entorno de edades al Jurásico inferior alto. Rapela y Pankhurst (1993) obtuvieron edades Rb/Sr sobre roca total desde 183 ± 2 a 178 ± 1 Ma, en muestras obtenidas entre Arroyo Verde y Camarones. Posteriormente, se reportó un entorno de 20 Ma entre 188 y 169 Ma (Pankhurst y Rapela, 1995). Por su parte, Alric et al. (1996) registraron varias edades Ar^{40}/Ar^{39} que varían de 186, 2 ± 1, 5 Ma en el área tipo de la estancia Marifil, a 178, 5 ± 0.6 Ma en Las Plumas. En la región de Las Plumas se identificó un evento considerado póstumo del episodio volcánico, con basaltos y diques básicos asociados. El flujo lávico aflora frente a la localidad de Las Plumas, donde cubre a ignimbritas riolíticas. Determinaciones Ar^{40}/Ar^{39} de estas rocas permitieron establecen su edad en 176, 9 ± 0, 8 Ma (Alric et al., 1996).

EL VOLCANISMO MESOSILÍCICO DEL CENTRO DEL CHUBUT

Las volcanitas de composición mesosilícicas del centro del Chubut cubren un área que supera los 40.000 km^2, distribuidos en una faja elongada en sentido norte-sur, de unos 300 km de afloramientos semicontinuos y un ancho que varía entre 100 y 150 kilómetros. Ocupan en forma destacada la comarca situada entre los meridianos 67º y 70º de longitud oeste y los paralelos de 41º 30' y 44º 30' de latitud sur.

Se trata de un espeso conjunto de flujos lávicos y brechas, de composición andesítica hasta basáltica con dacitas subordinadas y ocasionalmente riolitas. Se asocian en menor proporción rocas piroclásticas generalmente de composiciones más ácidas. Es notable la persistencia y continuidad general de esta serie, coincidencia de los tipos litológicos predominantes, caracteres petrográficos, geoquímicos, tipo de alteración y morfología general.

El área clásica de estas rocas es la región comprendida entre Pampa de Agnia y Paso de Indios, al sur del río Chubut. Allí, en las sierras de Lonco Trapial, Cajón de Ginebra, Agnia y del cerro Negro, se encuentra una asociación de composición dominante andesítica constituida por lavas, brechas, aglomerados volcánicos y tobas; en forma subordinada se encuentran depósitos piroclásticos de composición más ácida. Nullo (1983) estimó que el espesor de la secuencia volcánica es mayor a 500 metros. En esa región, las facies eruptivas se engranan con importantes espesores de rocas epiclásticas; en la sierra de cajón de Ginebra, Nullo (1983) estimó un espesor mínimo de 320 m para estas facies. Hacia el este las secuencias volcánicas disminuyen marcadamente los espesores y se intercalan rocas lávicas o ignimbríticas de composiciones algo más ácidas, llegando al oeste de Las Plumas, a términos dacíticos a riodacíticos. De acuerdo con Panza (1979) y Sacomani (1994) en la región de Las Plumas se observa que las rocas de la Formación Marifil más jóvenes cubren a las volcanitas mesosilícicas.

Conocidas desde principio de siglo, la primera síntesis sobre estas rocas se debe a Feruglio (1949). En el río Chubut, en un tramo de 60 km a lo largo del valle del río, al noroeste de Paso de Indios, este autor describió el Complejo de la Sierra de Olte, constituido por una sección inferior de naturaleza volcánica y otra superior formada por depósitos sedimentarios con intercalaciones de basaltos en la base y material piroclástico en todo su espesor; estimó en 3000 m el espesor total de la secuencia. Con posterioridad se estableció que esos sedimentos corresponden a la Formación Cañadón Asfalto. Feruglio describió también las secuencias jurásicas expuestas en la sierra de Agnia y del cerro Negro, donde además de publicar sus observaciones, dio a conocer otras inéditas de Suero y Piatnitzky. Sobre la base de los datos aportados por estos autores se sentaron las bases de la estratigrafía del Jurásico de esta región. Nullo (1974), Nullo y Proserpio (1975), Robbiano (1971a), Proserpio (1978), Mussachio (1981) y Nullo (1983), entre otros, mapearon y caracterizaron las secuencias expuestas en la sierra de Agnia y Taquetrén y analizaron la problemática de su estratigrafía.

Al norte del río Chubut, en la sierra de Lonco Trapial predominan las facies brechosas y lávicas; que en las nacientes del cañadón Bagual, en las cercanías del puesto Torres alcanzan 450 m de espesor. Más al norte en la sierra de Taquetrén se observan los mismos tipos de rocas, tal vez con mayor participación piroclástica. En la quebrada del Zaino se

han medido 95 m de estas volcanitas. En esta región, el volcanismo andesítico sobreyace en discordancia erosiva a la Formación Las Leoneras y es cubierto por los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto de edad calloviana-oxfordiana (Lizuain y Silva Nieto, 1996). Estos autores consideran a las volcanitas aflorantes en esa comarca y áreas vecinas al este y norte del río Chubut como integrantes de la Formación Lonco Trapial, como ya fuera expuesto por Nakayama (1972) con anterioridad, y no como parte de un volcanismo más reciente (Formación Taquetrén) que es la opinión sostenida por Nullo y Proserpio (1975)

En la región de Gastre y Pire Mahuida, las secuencias volcánicas mesosilícicas afloran a lo largo de los faldeos suroeste y noroeste de la sierra de Pire Mahuida, esta última ladera en la provincia de Río Negro y al sudoeste de Gastre, en la sierra de Lonco Trapial y el extremo norte de la sierra de Taquetrén. Son andesitas, aglomerados y brechas que muestran niveles piroclásticos más ácidos en los niveles superiores (Page et al., 1987).

Con posterioridad a la labor de los trabajos pioneros, se efectuaron varias síntesis acerca de las secuencias jurásicas expuestas en distintas localidades de esta región (Stipanicic et al., 1968; Groeber, 1953; Lesta y Ferello, 1972; Nullo y Proserpio, 1975; y Lesta et al., 1980; entre otros). De ellas ha surgido una trama de denominaciones y prioridades formales que no contribuye a la comprensión de la estratigrafía de este ciclo magmático. El Cuadro 1 resume las principales contribuciones efectuadas en el área del río Chubut medio y las sierras de Agnia y del cerro Negro. Se ha privilegiado esa área en cuanto es allí donde se ha generado la nomenclatura estratigráfica y las principales asignaciones temporales de estas rocas.

El Cuadro 1 muestra las diversas asignaciones temporales que han recibido las secuencias jurásicas de la región de Pampa de Agnia. Son evidentes las diferencias de criterio respecto de las relaciones estratigráficas, especialmente las variaciones laterales y se nota la ausencia de edades absolutas suficientes. Posiblemente la estructura local aún no ha sido resuelta y esa circunstancia ha debilitado el mapeo geológico. La mayoría de los autores reconoce que el ciclo magmático mesosilícico corresponde a un evento jurásico medio o jurásico superior; posiblemente harían falta dataciones radimétricas adicionales para dilucidar definitivamente su cronología y frecuencia. Más compleja es la situación de las series liásicas expuestas en la región de Pampa de Agnia. Estas secuencias no son tratadas en este capítulo por cuanto no corresponden propiamente al ámbito del macizo. Sin embargo, han sido incorporadas al cuadro de correlación por cuanto suelen encontrarse íntimamente vinculadas con las unidades del Jurásico medio. Por otra parte, se debe destacar que todas las unidades liásicas mencionadas cuentan en su composición con una importante participación de material piroclástico. En el caso particular de la Formación El Córdoba, cuya edad ha sido objeto de controversias ya que para algunos autores podría ser hasta triásica o pérmica, la presencia de material volcánico mesosilícico es muy significativa. De hecho, Suero (1946) y Feruglio (1949) se referían a estas manifestaciones como integrantes de una Serie Porfírica Liásica o Supratriásica. La información disponible es concluyente respecto de las intercalaciones de ignimbritas y tobas en las secuencias sedimentarias liásicas; sin embargo aún se desconoce la proveniencia de este material, su extensión, volumen y composición. En los casos que las rocas volcánicas mesosilícicas están desvinculadas de las sedimentitas liásicas, en ausencia de edades absolutas, no es sencillo distinguir entre las rocas liásicas y las mesojurásicas.

En relación a la nomenclatura de las unidades volcánicas, la mayoría no cumple debidamente con los requisitos del código estratigráfico; sin embargo el uso ha impuesto algunas denominaciones, mientras que otras han caído en desuso. En líneas generales ha prevalecido el esquema presentado por Robbiano (1971b), modificado por Lesta y Ferello (1972) y Nullo y Proserpio (1975) y Nullo (1983), que denomina ***Formación Lonco Trapial*** a las secuencias volcánicas expuestas en la parte central de la provincia del Chubut. En cuanto a los afloramientos ubicados más al norte, en la sierra de Taquetrén, por ejemplo, y presuntamente algo más jóvenes, una corriente de opinión los denomina ***Formación Taquetrén*** a partir de las ideas de Nullo y Proserpio (1975), en tanto que otros autores los reconocen como parte de la Formación Lonco Trapial (Lizuain y Silva Nieto, 1996). En general las facies lávicas de Lonco Trapial se asimilan con Cañadón Puelmán, ya sea como formación o miembro según el esquema formal que se adopte. Con las mismas salvedades formales, Cajón de Ginebra corresponde a las facies brechosas con intercalaciones lávicas. De la misma manera, se utiliza Cerro Carnerero para las secuencias netamente sedimentarias que infrayacen a las rocas volcánicas en la sierra de Agnia y suprayacen a las secuencias liásicas marinas. Sin embargo, aún no se ha consolidado el conocimiento y por ende la nomenclatura de las acumulaciones sedimentarias y volcaniclásticas relacionadas con el relleno de las cuencas derivadas de los hemigraben que caracterizan la extensión del Jurásico. Es el caso de las Formaciones El Córdoba, Puntudo Alto y Cerro Ferrarotti (Fernández Garrasino, 1977), en las que aún deben clarificarse sus correlaciones, extensión areal, posición estratigráfica y edad.

Es indudable que una serie magmática de la magnitud de la aquí considerada es producto de numerosos centros de emisión, cada uno de los cuales con su evolución independiente. Sin embargo, en los casos considerados al norte del río Chubut y a grandes rasgos, se observan tres estadios comunes (Page y Page, 1993): a) predominio de términos lávicos con generación de rocas relativamente más básicas, b) derrames de flujos lávicos y brechas mesosilícicas que se intercalan con depósitos de caída y c) incorporación de depósitos de flujos piroclásticos más ácidos hacia el techo de la secuencia.

Desde el punto de vista geoquímico y sobre la base del análisis de elementos mayores y trazas, en la región de Gastre y la sierras Taquetrén y Pire Mahuida, se observa que es una asociación constituida por términos básicos, mesosilícicos y ácidos (SiO_2 entre 46 y 66 %) con neto predominio de las rocas intermedias. El conjunto de los parámetros químicos permitió considerar estas rocas como pertenecientes a una asociación de andesitas orogénicas, calcoalcalinas, medianamente potásicas. Las características químicas observadas no pueden explicarse sólo por un proceso de cristalización fraccionada a partir de una fuente en el manto; su evolución requiere considerar mecanismos adicionales. Se interpreta que con el transcurso del tiempo hubo un incremento en la participación cortical en la generación de los fundidos. Las efusiones ignimbríticas ácidas finales habrían reflejado los productos últimos de la cristalización del magma andesítico

a los que se agregó el material cortical aportado por procesos de contaminación o asimilación, y su derrame se habría favorecido por las condiciones extensionales (Page y Page, 1993).

Con respecto a la edad de la Formación Lonco Trapial, tradicionalmente, fue asignada al Bajociano-Bathoniano. El Cuadro 1 resume las relaciones estratigráficas observadas entre Paso de Indios y Pampa de Agnia. Es evidente que la información disponible no es concluyente. En su momento, Nullo (1983) reseñó las edades absolutas disponibles, derivadas de trabajos publicados por Stipanicic y Bonetti, 1970; Lesta et al, 1980, Franchi y Page, 1980 y Page, 1980. Las mismas involucran el lapso comprendido entre 176 y 146 Ma. Más al norte, en la región de Lipetrén, prácticamente en el límite entre Río Negro y Chubut, Nullo (1979) dató en 136 Ma andesitas asignadas a la Formación Taquetrén. Los valores más antiguos ubican el inicio del magmatismo durante el Aaleniano, consistente con las relaciones estratigráficas aceptadas. En cuanto al cese del volcanismo las edades mencionadas extienden la actividad magmática hasta el Calloviano y el Oxfordiano. Lamentablemente, estas rocas aún no han sido datadas con la frecuencia, sistematicidad y metodologías necesarias y adecuadas para dilucidar si se trata de uno o más ciclos eruptivos, el tiempo total involucrado y el ritmo de generación magmática en las principales áreas. De todos modos, en función a la información disponible y de acuerdo con Nullo (1983) el magmatismo mesosilícico habría comenzado en el Aaleniano y perdurado hasta el Oxfordiano, por lo menos.

LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO Y LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

En el sector centro occidental del Chubut el proceso de extensión regional triásico-jurásico determinó la formación durante el Jurásico medio y superior, de una serie de cuencas, en su mayoría cerradas, en las que se acumularon depósitos de lagunas someras y salinas. Constituyen una secuencia sedimentaria epiclástica con intercalaciones volcánicas caracterizada por una amplia distribución de facies, conocida como ***Formación Cañadón Asfalto***. Fue Piatnitzky (1936), quien efectuó el primer reconocimiento de estas rocas en el río Chubut y las denominó «capas con Estheria». Posteriormente Flores (1948) las describió como una sección esquistosa en la Serie Porfirítica. Feruglio (1949) las incluyó en la sección superior del Complejo de la Sierra de Olte y parte del Chubutense. La definición formal como Formación Cañadón Asfalto se debe a Stipanicic et al. (1968), denominación que mantuvieron Tasch y Volkheimer (1970), Nakayama (1972), Nullo y Proserpio (1975), Proserpio (1978), Turner (1983) y Nullo (1983).

Más recientemente, Homovc et al. (1991), Figari y Courtade (1993) y Cortiñas (1996) caracterizaron la cuenca de depositación y su evolución tectosedimentaria, en tanto que Cabaleri y Armella (1998) y Cabaleri et al. (1999) definieron las condiciones ambientales de esta asociación volcano-sedimentaria.

La Formación Cañadón Asfalto aflora principalmente a lo largo del río Chubut medio, ubicándose su localidad tipo en el cañadón del mismo nombre, próximo a Cerro Cóndor. La unidad está intensamente deformada y constituida por limolitas calcáreas con abundante presencia de *Estherias,* areniscas calcáreas medianas a gruesas, areniscas medianas a gruesas con estratificación cruzada en artesa; areniscas tobáceas finas a medias bien laminadas, tobas finas a medias, masivas y laminadas, areniscas, medianas con buena selección y tramos con intercalaciones de conglomerados en general matriz sostén, con clastos subredondeados o redondeados. Algunos bancos contienen abundantes clastos de andesitas y en forma subordinada, clastos de volcanitas ácidas; otras muestran predominio, hasta en un 90%, de clastos de volcanitas ácidas. También se observan calizas con laminación algal, en algunos sectores con láminas rotas y grietas de desecación, calizas homogéneas silicificadas, areniscas finas calcáreas laminadas con escasas ondulitas y niveles pisolíticos. En general, los tramos con mayor aporte carbonático presentan colores gris blanquecinos, en cambio cuando predominan las tobas, tobas arenosas y areniscas laminadas, muestran colores rojizos. En la sierra de Pichiñanes y en el área de cerro Cóndor se observan potentes intercalaciones de basaltos color verde oscuro, en ocasiones vesiculares y con amígdalas de celadonita con alto grado de alteración.

En la localidad tipo, en la base se encuentran basaltos olivínicos color verde oscuro a negro que hacia arriba de la secuencia se intercalan progresivamente con tobas de color pardo amarillento, conglomerados con clastos de basaltos redondeados, subesféricos distribuidos en una matriz arenosa bien cementada por sílice; hacia el techo continúan lutitas y limolitas color gris verdoso a negro, finamente laminadas en banquitos de 1 a 2 cm de espesor, con abundantes escamas de peces y conchostracos. Esos niveles son cubiertos por bancos de calizas silicificadas de 50 m de espesor promedio, muy tectonizados, que contienen intercalaciones de areniscas calcáreas, algunas oolíticas, otras fétidas, con vestigios de hidrocarburos color pardo amarillento. La secuencia es cubierta en discordancia angular por sedimentitas del Grupo Chubut.

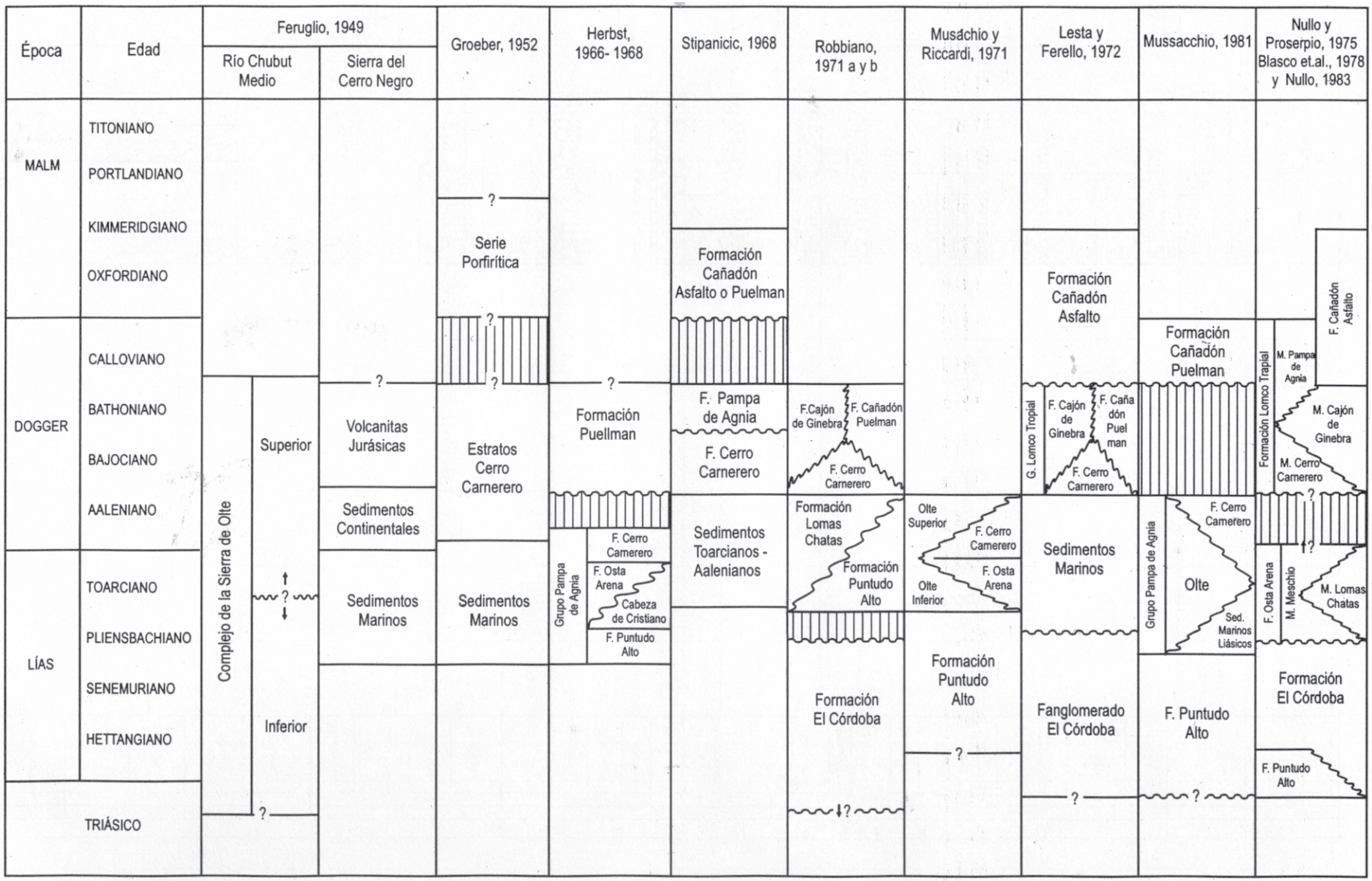
Al norte de la localidad tipo, en el cañadón Colán Conhué, en la margen derecha del río Chubut, se observa una alternancia de tobas silicificadas muy finas y macizas de color gris amarillento, areniscas tobáceas de grano fino, bien seleccionadas y arcilitas limosas pardo amarillentas. El conjunto alcanza un espesor de 400 metros. Algo más al sur, en el cañadón Bagual, apoya discordantemente sobre la Formación Lonco Trapial y está integrado por areniscas calcáreas de grano grueso a mediano, macizas, blanco amarillentas, bien estratificadas en bancos de un metro de potencia y una alternancia de areniscas, areniscas tobáceas y tobas de color blancuzco, que hacia el techo pasan a areniscas finas a medianas de color rojizo y basaltos, totalizando el conjunto aproximadamente 120 m de espesor (Silva Nieto, 1998).

Nakayama (1972) estimó un espesor máximo de 400 m en el área del cerro Gorro Frigio. Los espesores disminuyen hacia el sur y el oeste, donde la Formación Lonco Trapial constituye el borde de la cuenca.

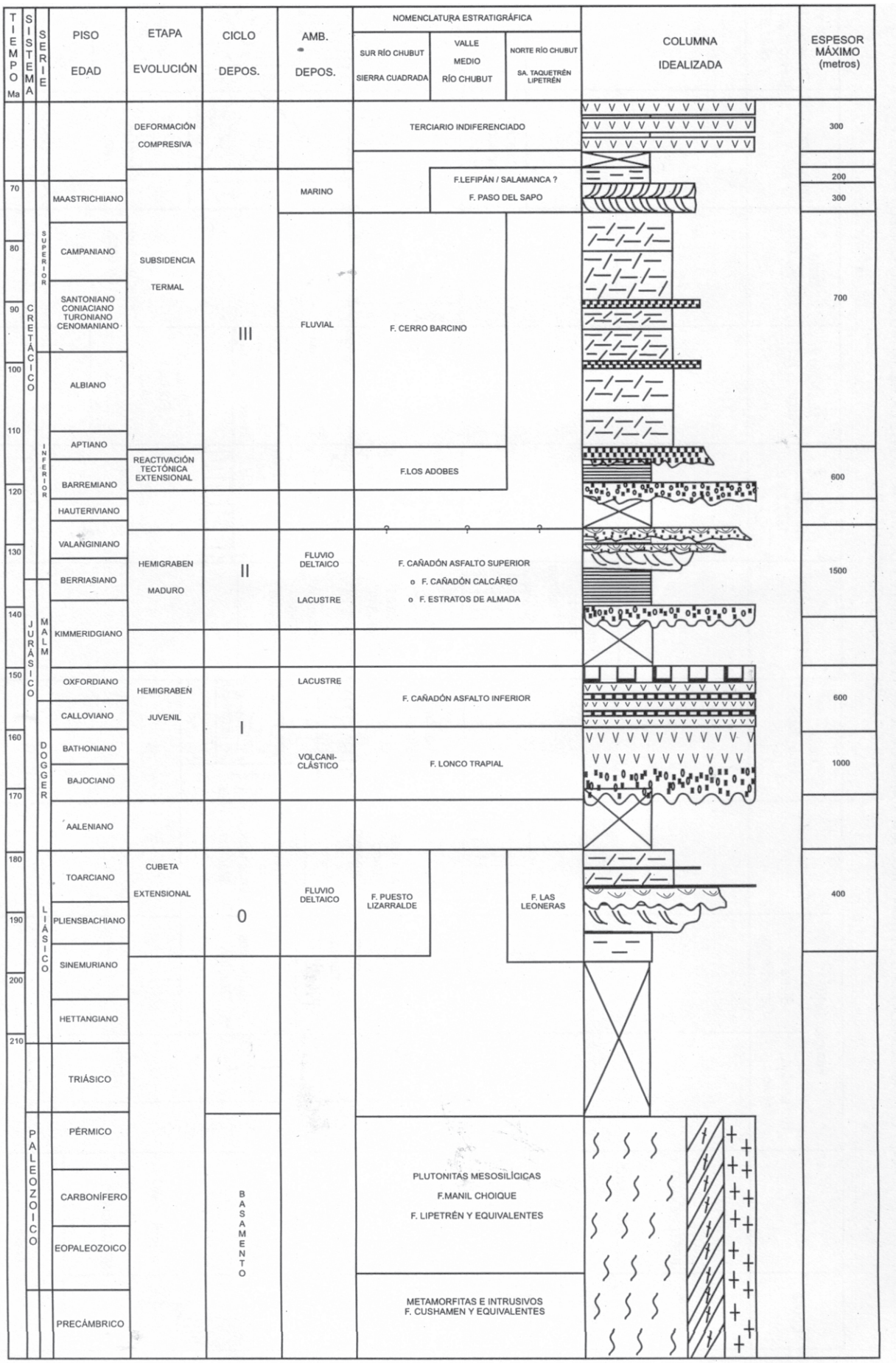
Al sudeste de Paso de Indios, en los alrededores del cerro Horqueta, Cortés (1988, 1990) definió el ***Grupo Paso de Indios*** integrado por una sección inferior volcano-sedimentaria y una sección superior piroclástica sedimentaria, que denominó ***Formaciones Puesto Gilbert*** y ***Cañadón Asfalto***, respectivamente, correlacionables con la secuencia volcano sedimentaria aflorante en la localidad tipo.

Los afloramientos más septentrionales conocidos se ubican en la región de Lipetrén, en la provincia de Río Negro. Allí,

CUADRO 1. NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA Y ASIGNACIONES TEMPORALES DEL JURÁSICO DE LA REGIÓN DEL RÍO CHUBUT MEDIO Y DE LAS SIERRAS DE AGNIA Y CERRO NEGRO



CUADRO 2. ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO (FIGARI Y COURTADE 1993)



Nullo (1978) reconoció areniscas conglomerádicas y conglomerados matriz soportados con lentes de areniscas en la base, seguidos por calizas negras y castañas, micríticas, que hacia arriba están interestratificadas con wackes, limolitas y sabulitas arcósicas, que prevalecen hacia el techo de la secuencia (Nullo, 1978; González et al., 1999). Nullo correlacionó estas rocas que denominó Formación Coyueque, con las expuestas en el área tipo de la unidad, en el río Chubut. Depósitos semejantes fueron descriptos en el área de Portezuelo-El Molle–Puesto Torres por Proserpio (1978), Figari y Courtade (1993) y Lizuain y Silva Nieto (1996). Inicialmente, habían sido descriptos por Proserpio como pertenecientes a la Formación Angostura Colorada, de edad cretácica.

En el sector norcentral del Chubut, en las localidades de Bajada del Diablo y Bajada Moreno, Ardolino (1983) y Ardolino y Franchi (1996b) destacaron la presencia de un conjunto de conglomerados rojos con clastos de volcanitas ácidas, areniscas del mismo color y calizas negras, cubiertos en discordancia angular por los depósitos del Grupo Chubut. Los estratos integrantes de esta secuencia fueron denominados ***Formación Santa Anita*** y correlacionados con los de la Formación Cañadón Asfalto por su estrecha similitud litológica. La importancia de este hallazgo radica en que se amplía considerablemente la cuenca depositacional de esa unidad, ya que hasta el momento sus depósitos no se extendían al naciente del meridiano de 68º 30' (Chebli et al., 1979).

La relación entre las volcanitas y las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto con la Formación Lonco Trapial ha sido distintamente interpretrada. La mayoría de los autores y en particular Lizuain y Silva Nieto (1996) opinan que las volcanitas infrayacen a la secuencia sedimentaria. Nullo y Proserpio (1975) en cambio entendieron que ambas unidades se interdigitan.

De acuerdo con Cabaleri y Armella (1998) el ambiente de sedimentación correspondería a una cuenca hidrológicamente cerrada, hipersalina a alcalina, que ha tenido ciclos de expansión y contracción del nivel del lago debido a cambios climáticos. Durante los períodos de expansión se formaron cuerpos biohermales y condiciones favorables para la vida (peces, estherias) y durante los períodos de contracción existió una fuerte evaporación con el desarrollo de niveles evaporíticos (grietas de desecación, láminas rotas). El sistema lagunar recibió aportes fluviales de diferente energía, vinculados a la evolución tectónica de la cuenca, acompañados por episodios volcánicos ubicados en diferentes tramos de la unidad.

Se han encontrado restos de peces (*Luisella inexcutata)* en la localidad de cerro Cóndor y en el cañadón Santa Máxima (Puesto Limonao), y restos de reptiles terrestres en cerro Cóndor (Bonaparte, 1986; Rich et al., 1999).

La edad de la Formación Cañadón Asfalto fue establecida en base a determinaciones paleontológicas y relaciones estratigráficas. Pocas son las dataciones absolutas de las rocas ígneas intercaladas y los valores obtenidos son contradictorios con las relaciones estratigráficas conocidas. Por ejemplo, los basaltos alcalinos de la base de esta formación fueron datados en 173 ± 4 Ma (Stipanicic y Bonetti, 1970). La información disponible llevó a que la mayoría de los autores asignaran esta unidad al Jurásico medio-superior, desde el Calloviano-Oxfordiano hasta el Kimmeridgiano (entre ellos, Bocchino, 1967; Stipanicic et al., 1968; Tasch y Volkheimer, 1970; Turner, 1983; Nullo, 1983; Musacchio et al., 1986 y Cortés, 1990). Sin embargo, Masiuk (1991, en Figari y Courtade, 1993), reconsideró la bioestratigrafía de la sección superior de la Formación Cañadón Asfalto (Miembro Sedimentario definido por Nullo, 1983), parcialmente de la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987) y de los Estratos de Almada (Musacchio et al., 1986) y concluyó que esos depósitos deben ser incluidos en un ciclo sedimentario cretácico, iniciado en el Berriasiano y que se extendió hasta el Valanginiano-Hauteriviano. Estos depósitos serían correlacionables con el «Neocomiano» de la cuenca del Golfo San Jorge. En función de la determinación de esta nueva edad, Figari y Courtade proponen distinguir esos depósitos cretácicos y reconocerlos como Formación Cañadón Asfalto Superior.

Basándose en investigaciones propias y de Homovc et al. (1991) y Figari et al. (1992), Figari y Courtade (1993), interpretan que los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto representan el registro de diferentes etapas dentro de la evolución de cuencas de hemigraben. Reconocieron depósitos volcánicos, bioquímicos, piroclásticos y epiclásticos que tienen su mejor representación en el tramo medio del río Chubut. Estos autores plantean un esquema de evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto donde reconocieron para el lapso Jurásico-Cretácico cuatro megasecuencias denominadas correlativamente del 0 al III y que se consignan en el Cuadro 2. Estos autores, consideran dos etapas fundamentales en la evolución de la cuenca. Una es su generación, relacionada con el rifting que afectó al Gondwana a partir del Triásico y Jurásico inferior. El otro gran evento es la deformación de carácter compresivo o transpresivo, quizás acaecida en varios pulsos, y dividen la historia tectosedimentaria de la cuenca en 5 etapas, en las cuales, a partir de una cubeta extensional en el Liásico, se pasa a un ambiente de hemigraben juvenil cuyo clímax está registrado por los depósitos gruesos del Grupo Lonco Trapial. Posteriormente se pasa a la etapa de hemigraben maduro, con los depósitos lacustres y fluvio-deltaico-lacustres de la Formación Cañadón Asfalto Inferior y Superior, respectivamente. Durante la etapa IV se produce una reactivación de la fracturación distensiva y de la subsidencia termal, con depositación de los sedimentos del Grupo Chubut. Por último, en la etapa V, la inversión tectónica con fallamiento de tipo compresivo generó la exhumación de antiguos bordes de cuenca que actualmente están representados por la sierras de Taquetrén y de Agnia.

Cortiñas (1996) efectuó un análisis de toda la información estratigráfica y geofísica existente sobre los depósitos sedimentarios y volcánicos del centro-sur de la provincia de Río Negro y centro-norte de Chubut, reuniéndolos en la denominada cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto, donde se integran los depósitos bajo la meseta homónima y los de la Formación Cañadón Asfalto aflorantes en el borde occidental.

LOS DEPÓSITOS CRETÁCICOS

El Macizo de Somún Curá actuó como elemento subpositivo que dividió hacia el norte y el sur dos importantes depocentros de sedimentación de facies de capas rojas a partir del Cretácico inferior: la cuenca del Grupo Neuquén y la del Grupo Chubut. La del sector norte fue predominantemente epiclástica, mientras que hacia el sur se observa una

conspicua participación piroclástica (Ramos, 1984). Sobre el macizo, sólo una delgada pero aparentemente extensa cubierta representa la sedimentación continental de ambos grupos.

Durante el Campaniano se produjo un cambio significativo en los ambientes sedimentarios, produciéndose la depositación de sedimentitas epiclásticas en medios cada vez más marginales, hasta francamente marinos, los que prevalecieron durante el Maastrichtiano-Daniano. Esta primera ingresión marina penetró aparentemente por la cuenca del Colorado, de donde se expandió hacia la cuenca Neuquina y hasta el sector preandino de Río Negro y norte del Chubut, cubriendo la mayor parte de la primera provincia. También habría ingresado desde el sur por la cuenca del Golfo de San Jorge cubriendo hasta un poco más al norte del río Chubut.

EL GRUPO NEUQUÉN Y OTROS DEPÓSITOS DEL CRETÁCICO DEL NORTE DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

Hacia el final del Jurásico, los depósitos de la cuenca Neuquina comenzaron a traslapar sobre el basamento de la región noroccidental del macizo, proceso expuesto en el bajo de Ortiz y áreas vecinas. La secuencia sedimentaria allí aflorante, correlacionable con el ciclo Ándico de la cuenca, fue reconocida por Roll (1938), Herrero Ducloux (1946), Pozzo (1956), Parker (1972), Di Paola (1972), Dellapé et al. (1979) y Digregorio y Uliana (1980). Comprende las Formaciones Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limay y Bajada Colorada, agrupándose las tres primeras en el ***Grupo Fortín Nogueira*** (Rolleri et al., 1984). La ***Formación Pichi Picún Leufú***, continental a marginal, muy bien expuesta en el cañadón Michihuau, se inicia con una sección conglomerádica, continúa con areniscas y limolitas y culmina en su sección superior con conglomerados areniscosos. Fue referida al Kimeridgiano por Leanza y Hugo (1997), sobre la base de sus relaciones estratigráficas. En concordancia sobre ella se halla la ***Formación Ortiz***, de ambiente marino nerítico, integrada por limolitas y arcilitas, con intercalaciones de calizas oolíticas, con restos de bivalvos y gastrópodos, cuyas colecciones principales se debieron a Wichmann (1927a) y Pozzo (1956). El análisis de esta última fauna le permitió a Groeber (1956) conferirle edad tithoniano-berriasiana a la unidad. Una completa reseña de la paleontología de la misma fue realizada por Manceñido y Damborenea (1984). El grupo culmina en el Berriasiano con la ***Formación Limay***, originada en medio continental fluvial, compuesta por intercalaciones de areniscas de grano mediano a fino con limolitas y arcilitas rojas que en la base presentan delgadas capas de conglomerados finos.

La ***Formación Bajada Colorada*** cubre al Grupo Fortín Nogueira y penetra manifiestamente en el macizo, hallándosela en los cañadones Michihuau, Trapalco y Lonco Vaca. Es una secuencia de conglomerados, areniscas y pelitas ordenadas en ciclos granodecrecientes, de ambiente fluvial meandroso. Hacia la meseta dominan las facies gruesas, conglomerádicas, de coloraciones rojizas. Su edad, por posición estratigráfica, está acotada al lapso berriasiano-valanginiano.

Luego de un período de no depositación que abarcó el resto del Cretácico inferior, se reinició en el sector norte del macizo la acumulación de sedimentitas continentales, pero éstas, a diferencia de las anteriores, traslaparían más y más sobre el zócalo plutónico - volcánico. El ***Grupo Neuquén*** (Stipanicic et al., 1968), que de él se trata, es una de las unidades tradicionales de la cuenca Neuquina y del sector norte del macizo. Reconocido ya desde fines del siglo pasado por Roth (1898, 1899), fue estudiado por Keidel (1917), quién propuso la primera subdivisión parcial de esta secuencia, a la que denominó Estratos con Dinosaurios, término con que se lo conoció por varias décadas, y también por Wichmann (1927a), quien lo dividió en unidades menores a las que llamó con letras, desde la A hasta la F. Sin embargo, cabe el mérito a Roll (en Fossa Mancini et al., 1938) y Roll (1941) de introducir el término Formación del Neuquén y sentar las bases, junto con Herrero Ducloux (1939, 1946, 1947) de la moderna estratigrafía del grupo, a la que aportaron también Cazau y Uliana (1973), Digregorio (1978), Uliana y Dellapé (1981) y Ramos (1981). En la actualidad, siguiendo las ideas de Ramos (1981) se reconocen en esta gran unidad, los ***Subgrupos Río Limay***, ***Río Neuquén*** y ***Río Colorado***, los que a su vez están integrados, siempre en orden estratigráfico ascendente, por las ***Formaciones Candeleros***, ***Huincul*** y ***Cerro Lisandro*** el primero; ***Portezuelo*** y ***Plottier*** el segundo y ***Bajo de la Carpa*** y ***Anacleto*** el restante. Estas formaciones se pueden individualizar y mapear con relativa facilidad en el ámbito de la cuenca Neuquina, pero a medida que traslapan sobre el macizo cambian sus características distintivas debido a la influencia y cercanía de las áreas de aporte, donde afloraban principalmente granitoides gondwánicos y volcanitas del Triásico y Jurásico de los complejos Los Menucos y Marifil. Estos cambios fueron advertidos por Hugo y Leanza (1997) quienes, en la región de El Cuy, ante la imposibilidad de distinguir las unidades clásicas, debieron reunir conjuntos de estas en formaciones nuevas, como también por Caminos (1999) y Cucchi et al. (1999) quienes mapearon complexivamente a nivel de grupo, los depósitos continentales cretácicos de las regiones de Valcheta y Los Menucos, respectivamente.

En la cuenca Neuquina y en los sectores distales del macizo las litologías de las unidades y subunidades tienen un ordenamiento simple. El arreglo general del grupo es estrato y grano decreciente, y también el de los subgrupos, que comienzan con areniscas y finalizan con arcilitas, producto de ambientes fluviales que comienzan con facies de canales para concluir con depósitos de planicies de inundación. Una reactivación y rejuvenecimiento de la red de drenaje sobrepone a las pelitas de la facies anterior nuevos depósitos arenosos, que luego gradan a sedimentos finos, repitiéndose el ciclo. Así, Candeleros está compuesta principalmente por areniscas moradas, Huincul por depósitos de la misma granulometría pero blanquecina, Cerro Lisandro tiene como litología principal pelitas rojas, Portezuelo areniscas rojizas, Plottier arcilitas rojas, repitiéndose el ciclo en Bajo de la Carpa y Anacleto. En cambio, dentro del macizo, como reconoció Caminos (1999) en la región de Valcheta, la composición es heterogénea, son frecuentes los cambios laterales de facies, no hay cortes naturales extensos y, por todo esto, resulta dificultoso definir subunidades litoestratigráficas dentro del grupo. Así definido, el Grupo Neuquén no diferenciado aflora en el sector del macizo comprendido entre Valcheta y Chasicó, en asomos discontinuos, semicubiertos por derrubio moderno, con espesores que no superan los 50 m (Hugo y Leanza, 1997; Caminos, 1999; Cucchi et al., 1999).

En el ámbito de la cuenca Neuquina, el grupo está delimitado en la base y techo por dos discontinuidades. En la

base, por la Discordancia Intercretácica debida a la fase Miránica principal de los movimientos Patagonídicos (Keidel, 1917; Stipanicic y Rodrigo, 1970) que se produjeron a comienzos del Cenomaniano, y que se puede correlacionar con la discontinuidad de carácter global producida a los 97± Ma, en el Albiano superior–Cenomaniano inferior (Todd y Vail, 1980). La parte superior, por su parte, está fijada por la discordancia intersenoniana debida a los movimientos Huantráiquicos de la base del Campaniano, a los 74 ± 3 Ma. En la parte interna del macizo, estos últimos se habrían evidenciado por cambios de tipo ambiental, ya que los términos superiores del grupo como de las unidades correlacionables pasan transicional y concordantemente a los depósitos del Campaniano–Maastrichtiano, como se verá más adelante.

En el sector occidental interno del macizo, los depósitos continentales cretácicos están representados por la ***Formación Angostura Colorada***, unidad creada por Volkheimer (1973) para rocas aflorantes en la localidad homónima, situada al sur de Ingeniero Jacobacci. Paralelamente, Rabassa (1978) designó con el nombre de Estratos de Neneo Rucá a sedimentitas homologables a las anteriores situadas en Pilcaniyeu Viejo y la región de Comallo, unidad ésta que Manassero y Maggi (1995) adscribieron directamente a Angostura Colorada. De los trabajos de los autores citados, y de los de Nullo (1978), Coira (1979), Náñez (1983), González (1998), González et al. (1999) y Remesal et al. (1999) se obtiene la distribución regional de la unidad, que se extiende desde Pilcaniyeu Viejo en el oeste hasta los bajos de Carri Laufquen, situados en la meseta de Somún Curá, al norte de El Caín. La litología dominante consiste en areniscas y pelitas rojizas y blanquecinas en el sector oriental, en tanto que en el occidental abundan los estratos conglomerádicos y arenosos. Los estudios ambientales revelaron dos facies principales, de planicies entrelazadas arenosas en la parte inferior, que evolucionaron a facies lacustres y lagunares hacia el tope de la secuencia. La Formación Angostura Colorada se correlaciona directamente tanto con el Grupo Neuquén como con el Grupo Chubut, la otra gran unidad sedimentaria continental cretácica del sector austral del macizo. Se podría especular, inclusive, con que los depósitos de Angostura Colorada podrían ser equivalentes a las últimas unidades de ambos grupos, ya que con estos prácticamente se habrían colmatado las respectivas cuencas. Al respecto, es significativa la semejanza litológica y cromática de algunas secciones superiores de aquella con la Formación Anacleto. Tradicionalmente referida al Cretácico superior, la Formación Angostura Colorada no es pródiga en elementos faunísticos o florísticos determinativos. Por esto cobran importancia los hallazgos de palinomorfos (acritarcas, algas y esporas triletes) efectuados por Pöthe de Baldis (1983; en Náñez, 1983) que revelan edad cretácica hasta campaniana.

EL GRUPO CHUBUT

Por su colorido, litología, contenido faunístico y destacada morfología, las rocas continentales cretácicas de la provincia del Chubut son una de las más típicas y características de la región. Su inmediata relación con las capas que hoy integran el Grupo Neuquén aflorante en la cuenca Neuquina fue sostenida desde muy antiguo por Ameghino (1898, 1906). Keidel (1917), recomendó llamar en general a dichas capas Estratos con Dinosaurios de acuerdo con los restos de fósiles que desde la base al techo se encuentran en todos los horizontes. Esta proposición fue aceptada y seguida durante mucho tiempo en las publicaciones geológicas. Windhausen (1921), quien denominó a estos depósitos continentales Areniscas del Cretáceo Superior, efectuó una primera reconstrucción paleogeográfica y según él estos depósitos estarían limitados a una zona situada al poniente de una línea que une la sierra Chata con el valle de Las Plumas. Otros trabajos en la región se deben a Wichmann (1927a, b y c; 1930) quién describió los Estratos con Dinosaurios aflorantes al sur de la meseta de Somún Curá. Actualmente se conoce a esta entidad con el nombre de ***Grupo Chubut***, que respeta la antigua denominación de Chubutiano dada por Ameghino (1906). La definición proviene de Lesta (1968), y fue primero referida a las formaciones del subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge, para luego (Lesta, 1969) incluir también las formaciones de superficie. Lesta y Ferello (1972) formalizaron la división realizada por Ferello y Tealdi (1950) del Chubutiano aflorante al oeste y norte de los lagos Musters y Colhué Huapi, en la sierra de San Bernardo. De abajo hacia arriba fueron identificadas las ***Formaciones Matasiete***, ***Castillo*** y ***Bajo Barreal***, continuando la secuencia con la ***Formación Laguna Palacios***. Por encima se dispondría aún la ***Formación Talquino***, que remataría la columna integrante del Grupo Chubut para la región centro oeste de la provincia.

En la región central de la provincia del Chubut, Chebli et al. (1976) definieron nuevas unidades estratigráficas en el Grupo Chubut, relacionándolas con las establecidas formalmente más al sur, en la sierra de San Bernardo. Ellas son las ***Formaciones Gorro Frigio***, ***Cañadón de las Víboras*** y ***Puesto Manuel Arce***, las que yacen discordantemente sobre un substrato de acentuado paleorelieve. La Formación Gorro Frigio fue dividida en tres miembros, los que de abajo hacia arriba son Arroyo del Pajarito, Bardas Coloradas y Cerro Barcino. Los dos primeros aflorarían sólo en los alrededores del paraje Gorro Frigio y el tercero se extendería, al área de la meseta de Somún Curá, llegando tan al norte como a las localidades de Telsen y al paraje La Soledad, al sur de Cona Niyeu en Río Negro (Nakayama et al., 1979)(Figura 11). Estos autores otorgan al Grupo Chubut en la zona central una edad barremiana ? – aptiana, pero al tratar la Formación Puesto Manuel Arce quedó la posibilidad de su menor antigüedad, ya que ejemplares de ostrácodos, carofitas y megasporas encontrados en sus sedimentitas guardan cierta afinidad con formas senonianas aparecidas en el Grupo Neuquén. Por ello Lesta et al. (1980), dejan abierta la posibilidad de que la Formación Puesto Manuel Arce pueda ser escindida del Grupo Chubut, por alcanzar el Maastrichtiano.

Codignotto et al. (1978) reinterpretaron las unidades que integran el grupo Chubut en la región central, entre Paso de Indios y Las Plumas y entre las sierras Rosada y Negra. Dividieron al grupo en dos Formaciones: ***Los Adobes*** y ***Cerro Barcino***, creando varios miembros que representarían distintas facies. Estas se distribuirían desde el oeste hacia el este en orden de edad decreciente y se apoyarían sobre un relieve relativo que se supone era de moderado a suave. Esto estaría demostrado por el hecho que el substrato volcánico se presenta en la región como islotes, no observándose espesores considerables del Grupo Chubut en ninguna localidad. La edad del conjunto iría del Barremiano al Cenomaniano, pero no descartan una edad más moderna, quizás senoniana para el Miembro Bayo Overo. En estas capas, Del Corro (1975) determinó un saurópodo proveniente de las vecindades del cerro Barcino, de probable edad senoniana. De acuerdo al esquema presentado por Codignotto et al. (1978), por debajo

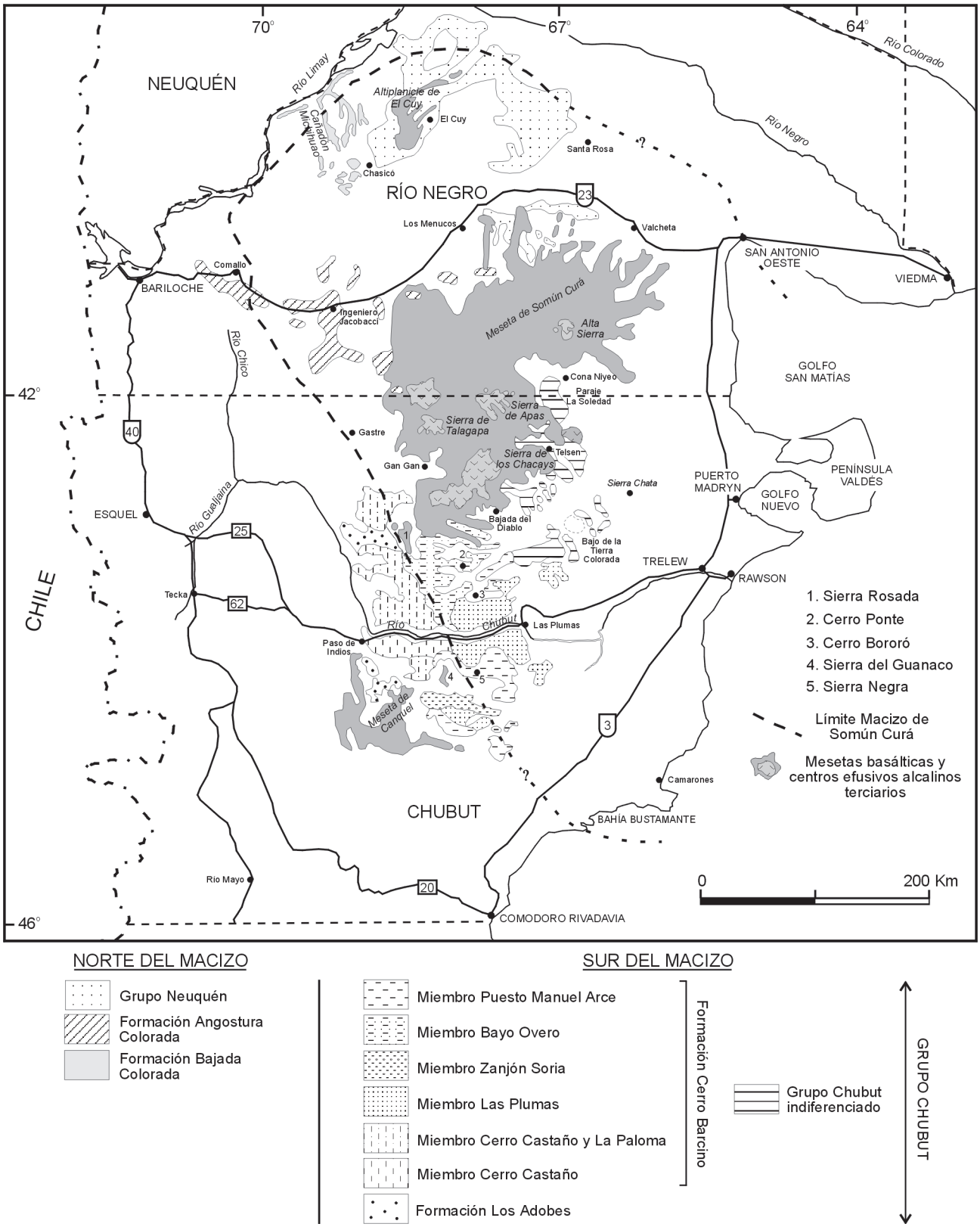


Figura 11. El Cretácico continental del Macizo de Somún Curá

de los basaltos de la meseta de Somún Curá al este de sierra Rosada aflorarían solo los términos superiores de la Formación Cerro Barcino (Miembros Las Plumas, Bayo Overo y Puesto Manuel Arce). Hacia el oeste se hallarían los términos más bajos, Cerro Castaño y La Paloma de la Formación Cerro Barcino y los Miembros Bardas Coloradas y Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes, base del Grupo Chubut en la región (Figura 11).

Otro panorama se presenta en el norte del Chubut, donde los basaltos de la meseta de Somún Curá preservan importan-

tes espesores de sedimentitas cretácicas que fueron estudiadas desde muy antiguo (Windhausen, 1921; Wichmann, 1927da, b y c; 1930). En la zona de Telsen, Flores (1956) dividió al Chubutiano en dos secciones diferentes que correlacionó con la Serie del Castillo: una inferior constituida en gran parte por tobas rojizas y gris verdoso claras, duras y bien estratificadas, y otra superior donde predominan las areniscas y conglomerados de colores pardo rojizos. Aguas arriba del arroyo Telsen, según el autor mencionado, la mayoría de los afloramientos que aparecen pertenecerían a la sección superior de la Serie del Castillo y constan de una alternancia de areniscas grisáceas, areniscas rojizas, conglomerados y brechas pardo rojizas. Para Chebli et al.(1976), el Miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio sería la única unidad aflorante del Grupo Chubut en el área sur de la meseta de Somún Curá.

Por su parte, Pesce (1979b) propuso la denominación local ***Formación Arroyo Perdido*** para las capas pertenecientes al Grupo Chubut en la zona del arroyo homónimo, por considerar que tiene caracteres litológicos y espesores distintos a los de la Formación Gorro Frigio. Por otra parte tanto Page (1987) como Ardolino (1983, 1987), asignaron al Grupo Chubut en general a los afloramientos ubicados entre Telsen, Bajada del Diablo y el Bajo de la Tierra Colorada, aunque luego Ardolino y Franchi (1996b) las agruparon en la Formación Cerro Barcino y especificamente en el Miembro Las Plumas, siguiendo a Codignotto et al.(1978).

Como se ve, las opiniones no son unánimes y aún se mantienen las dificultades al pretender correlacionar las sedimentitas cretácicas del borde de la meseta de Somún Curá con las formaciones definidas en la región central de la provincia. Por otra parte, en el borde sur de la meseta los estratos pasan mediando una discordancia de muy bajo ángulo a paquetes arenoso-conglomerádicos con estratificación entrecruzada y espesos mantos pelíticos de origen lagunar y marinos de probada edad senoniana, correspondientes a las Formaciones Puntudo Chico y La Colonia. Esta discordancia, que podría deberse a los movimientos intersenonianos, está bien representada en el río Chubut medio entre los estratos del Grupo Chubut y la Formación Paso del Sapo de edad senoniana, pero en otros sectores no está registrada o es poco visible.

Al sur del cerro Ponte, el Miembro Puesto Manuel Arce del Grupo Chubut para la región central sería, en parte, senoniano. Este miembro, que se extiende hasta un poco al norte del cerro Bororó, en su localidad tipo, al este de la sierra del Guanaco, presenta una sección inferior de areniscas, conglomerados y arcilitas de colores claros, blanquecinos, y una sección superior con una monótona alternancia de limolitas y arcilitas varicolores oscuras. El ambiente inicial sería continental con un régimen fluvial de mediana a alta energía, para establecerse luego un ambiente lacustre con aporte esporádico de tobas (Chebli et al., 1976). Según estos autores esta unidad es la que guarda mayores diferencias con las demás formaciones del Grupo Chubut y de acuerdo al contenido bioestratigráfico, su edad sería senoniana. Cuando sus paquetes yacen cubiertos por la Formación Salamanca, el pasaje es transicional y concordante. Observaciones de Cortés (1987;1988), realizadas al oeste de la sierra El Guanaco permiten sospechar una discordancia en la base del Miembro Puesto Manuel Arce en esa región, teniendo en cuenta la mayor intensidad de plegamiento del subyacente en ese sector.

El Miembro Bayo Overo, nivel más alto de la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut, y equivalente lateral del Miembro Puesto Manuel Arce en el sentido de Codignoto et al. (1978), aflora en una amplia región en el borde sur de la meseta de Somún Curá, desde el cañadón Racedo hasta engranar con la Formación Arroyo Perdido (Pesce, 1979b), en la zona del pueblo El Mirasol. Es cubierto en discordancia por las pelitas verdes de la Formación Puesto Escobar, del Campaniano-Maastrichtiano (Proserpio, 1987). De certificarse la edad senoniana del Miembro Puesto Manuel Arce, sería entonces posterior al Miembro Bayo Overo.

Se ha aceptado una edad tope cenomaniana para el Grupo Chubut en la región. Sin embargo teniendo en cuenta que sus capas pasan, discordancia mediante, a niveles campanianos maastrichtianos, éstas podrían alcanzar el Senoniano. La edad del Miembro Bayo Overo, que representaría las capas más altas del Grupo Chubut al sur de la meseta de Somún Curá, llegaría hasta el Turoniano/Coniaciano (Proserpio, 1987). Un criterio similar siguen Ardolino y Franchi (1996b), para quienes el grupo alcanzaría el Turoniano, y Anselmi (1999), hasta el Santoniano. Respecto a la base, al este, entre Bajada del Diablo y Telsen, sería albiana en la región, teniendo en cuenta la edad post-aptiana del Miembro Las Plumas (Ardolino y Franchi, 1996b). Por correlaciones de orden regional con la comarca de Ferrarotti, Barcat et al. (1989) consideraron a los Miembros Arroyo del Pajarito y Bardas Coloradas de la Formación Los Adobes, como Valanginiano superior-Hauteriviano, edad confirmada por Musacchio y Simeoni (1993) al estudiar faunas de ostrácodos no marinos y carofitas neocomianas. Barcat et al. (1989) ubican a la Formación Cerro Barcino en el lapso barremiano-campaniano, por lo que el rango total del grupo se ha ampliado considerablemente, comprendiendo el intervalo valanginiano superior - hauteriviano hasta la base del Campaniano. Existiría así un marcado diacronismo en la evolución inicial de los Grupos Neuquén y Chubut, de alrededor de 38 Ma. Aún más, el Miembro Puesto Manuel Arce alcanzaría una edad campaniana-maastrichtiana inferior ya que pasa transicional y concordantemente a la Formación Salamanca del Maastrichtiano superior-Daniano en su localidad tipo.

EL CAMPANIANO Y MAASTRICHTIANO DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

Durante el Cretácico superior, el Macizo de Somún Curá continuó actuando como elemento positivo, dividiendo hacia el norte y el sur dos importantes depocentros de sedimentación continental: las cuencas de los Grupos Neuquén y Chubut, respectivamente. Sin embargo, como se ha sugerido en páginas precedentes, es factible que términos superiores del primer grupo hayan superado los bordes de cuenca, traslapando sobre el basamento y las volcanitas triásico - jurásicas en el sector norte del macizo. Con respecto a la región austral, esta tendencia es manifiesta en grandes áreas del centro del Chubut, donde las volcanitas jurásicas están cubiertas por importantes espesores de sedimentitas continentales del Grupo Chubut. Sólo sectores de la porción oriental del macizo (sierra Grande, Camarones) permanecieron elevados durante esa época (Busteros et al., 1998; Lema et al., 1998). En ambas regiones, y en zonas intermedias, queda claro que por colmatación de las cuencas o por ascenso del nivel de base, en las secuencias estratigráficas más altas de los grupos se estableció un régimen continental de baja energía, con depósitos de granulometría fina, como preanuncio

de procesos de sedimentación diferentes, los que quedaron determinados por los movimientos ocurridos durante la fase Huantráiquica (Méndez et al., 1995) del ciclo orogénico Patagonídico, producidos alrededor de los 74 Ma, durante el Campaniano. Estos movimientos tienen una importancia trascendental en la evolución tectosedimentaria de toda la comarca del norte de Patagonia, incluyendo el área de la cuenca Neuquina y el Macizo de Somún Curá, ya que determinaron la inversión de la pendiente regional, que a partir de ese momento pasó a ser atlántica. En la cuenca Neuquina y en la región norte del macizo, el ciclo sedimentario netamente continental del Grupo Neuquén fue seguido en la misma región por otra secuencia continental y marina a la que Digregorio y Uliana (1975) denominaran ***Grupo Malargüe***, terminología derivada de los "Estratos de Malargüe" de Gerth (1925) y del Malalhueyano de Groeber (1946). Este grupo, con el que culmina el período sedimentario de la cuenca Neuquina, se diferencia netamente del anterior por un cambio brusco en la litología, coloración y morfología de los afloramientos. Ha sido estudiado desde muy antiguo por diversos investigadores y en particular por ser esa región una de las principales del país en la producción de hidrocarburos. Una reseña sobre la evolución del conocimiento del Grupo Malargüe, como también del Grupo Neuquén, puede leerse en Ardolino y Franchi (1996a). Para la región se utiliza la subdivisión propuesta por Uliana (1979), quién diferenció en orden ascendente las Formaciones Allen, Jagüel, Roca y El Carrizo. Esta última fue reconocida en los alrededores de General Roca, por lo que su importancia es sólo local. La edad del conjunto corresponde al lapso campaniano tardío (post 74 Ma) a Paleoceno tardío (55 Ma). Durante el depósito de estas sedimentitas no hubo interrupciones significativas, lo que descarta una discordancia entre el Cretácico y el Terciario. El proceso se inicia con una sección clástica basal, seguida de una etapa sedimentaria lagunar de marismas a marina con fuerte influencia continental, con precipitación subácuea en una zona protegida del oleaje, para finalizar con una retracción que da lugar a la acumulación de evaporitas. Este conjunto constituye la Formación Allen. Sobrevienen luego depósitos de ambiente marino franco, los que originan la acumulación de la Formación Jagüel, sucedida, ya en tiempos paleocenos, por las sedimentitas de mar somero de la Formación Roca. Con los bancos rojos y evaporitas de la Formación El Carrizo culmina el proceso de colmatación.

Los depósitos netamente cretácicos corresponden a la Formación Allen y a un sector de la Formación Jagüel, dentro de la cual se encuentra el pasaje cretácico-paleógeno, determinado en perfiles de la zona de Jagüel de los Rosauros por Bertels (1969, 1980) y Náñez y Concheyro (1996).

Al nordeste del macizo, los depósitos del Maastrichtiano-Paleoceno son mencionados en el subsuelo de la cuenca del Colorado. Poseen gran similitud con los del Grupo Malargüe, por lo que ha sido sugerida una conexión entre esa cuenca y la Neuquina.

La reconstrucción paleogeográfica de la ingresión malalhueyana fue realizada por Uliana y Biddle (1988). El avance del mar, como ya había sido sugerido por Wilckens (1905), se efectuó por el Océano Atlántico, inaugurando a partir de ese momento este nuevo camino de las transgresiones marinas en el territorio argentino. Como se ha mencionado, este cambio se debió a movimientos del ciclo Patagonídico, que ascendieron la región cordillerana y plegaron el relleno de la fosa del Agrio, desvinculando la posibilidad del ingreso del Océano Pacífico (Ramos, 1978, 1981). Según esa paleogeografía el mar ingresó desde el este por el río Colorado y desde el sur por el golfo San Jorge, extendiéndose como una delgada cuña por el norte neuquino y el sur de Mendoza.

En la provincia del Chubut, el conocimiento de los depósitos cretácicos equivalentes a los anteriores comienza con los estudios de Wichmann (1927d) sobre la Facies Lacustre Senoniana y los trabajos de Flores (1956-1957) en el borde sudeste de la meseta de Somún Curá; sin embargo, trabajos posteriores mencionaban solo los afloramientos descubiertos por Piatnitzky (1933, 1936, 1941) en el río Chubut medio, actualmente conocidas como Formaciones Paso del Sapo y Lefipán, en tanto que los depósitos mayormente pelíticos que sucedían al Grupo Chubut eran englobados dentro de la Formación Salamanca. En los últimos quince años, los trabajos iniciados por Ardolino y Delpino (1987) en la Formación La Colonia, permitieron reubicar estas sedimentitas en su contexto estratigráfico y regional actual.

Los últimos conocimientos han producido una ligera variante respecto de la paleogeografía expuesta por Uliana y Biddle (1988), que explica la distribución areal de los depósitos senonianos en la provincia del Chubut. Según Sacomani y Panza (1998), un brazo del mar habría entrado por la cuenca del Colorado invadiendo la cuenca Neuquina hacia el norte y buena parte del macizo hacia el sur. De esta manera se inundaron áreas que coinciden con la cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto, hasta un poco más al sur de los 43º, siguiendo aproximadamente una antigua reconstrucción paleogeográfica como es la línea sierra Chata-Las Plumas, efectuada por Windhausen (1921). (Ver capítulo 18, este volumen, Figura 1) Esa ingresión estaría representada por sedimentitas marinas arcillosas muy uniformes litológicamente, de edad campaniana-maastrichtiana, producto de extensas planicies de marea que se extendieron desde el sur de Mendoza, pasando por Neuquén y Río Negro hasta el centro de la provincia del Chubut un poco al sur del meridiano que pasa por el cerro Ponte (Punto 2, Figura 11). Depósitos campanianos previos a la ingresión, generalmente de carácter mixto, albuféricos, en parte fluviales, acompañan a las formaciones marinas en su distribución. Esta ingresión es la que en el Daniano culminaría con los depósitos de la Formación Roca según Sacomani y Panza (1998). En varios lugares se ha observado las presencia de una discordancia en la base de las sedimentitas campanianas y maastrichtianas, que las separa del resto de los depósitos continentales cretácicos.

Por otra parte los mismos autores proponen una nueva entrada atlántica que cubriría parcialmente el extremo suroriental del Macizo de Somún Curá, pero procedente del sur, desde la cuenca del Golfo de San Jorge. Este brazo es el que en el Daniano y quizás también en el Maastrichtiano más alto produjo los depósitos marinos de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972), y cuyos afloramientos más septentrionales se encuentran en el cerro Bororó. Los depósitos senonianos previos a la ingresión serían continentales, a diferencia del brazo norte y recién al final del Campaniano, durante un breve período se habría instalado un ambiente litoral albuférico. El Miembro Puesto Manuel Arce del Grupo Chubut, cuya distribución no llega más allá de los 43º, un poco al norte del cerro Bororó, representaría estas secuencias. No se ha observado una discordancia que separe a estos depósitos senonianos del Grupo Chubut, por lo que en esta región este grupo llegaría al Campaniano-Maastrichtiano, al

menos hasta que la opinión de Cortés (1987, 1988) sobre la existencia de una discordancia en la base del Miembro Puesto Manuel Arce sea confirmada.

De esta forma, hacia el final del Cretácico, posiblemente desde el Campaniano tardío, la mayor parte del macizo estuvo cubierta por depósitos continentales y luego marinos, por lo que habría dejado de constituirse en un área elevada que aportaba sedimentos hacia las cuencas vecinas del norte y sur. Aún los depósitos marinos someros de la Formación Roca y unidades equivalentes, de acuerdo con la distribución de los afloramientos conocidos, habrían tenido una dispersión semejante, lo que dejaría sin sustento a algunas teorías que postulan un área emergida constituida por el sector central del macizo. Al respecto, sólo la región de Camarones, en el borde sureste del macizo, permaneció como un zócalo elevado hasta el Paleoceno tardío (Lema et al., 1998).

LAS FORMACIONES ALLEN, JAGÜEL Y OTROS DEPÓSITOS DEL SENONIANO SUPERIOR DEL NORTE DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

Muchas de las unidades estratigráficas mayores aflorantes en la cuenca Neuquina (Grupo Neuquén, Formación Roca, aun Formación Palaoco para los basaltos de Somún Curá) han sido trasladadas al dominio septentrional del macizo. Sin embargo, los equivalentes senonianos, pese a la visión totalizadora de Wichmann (1927d) con su Facies Lacustre Senoniana, han sido muy poco tenidos en cuenta en cuanto a su extensión regional, ya sea por la falta de relevamientos sistemáticos, por su poca visibilidad en afloramientos, porque se hallan cubiertos por su propio regolito y vegetación, porque se confunden con otras unidades o porque es muy difícil el hallazgo de fósiles determinativos fuera de ciertas localidades clásicas. Por ello aún es arduo diferenciar en estas regiones las formaciones senonianas del Grupo Malargüe reconocidas ampliamente en la zona de la cuenca Neuquina y a lo largo del curso superior del río Negro.

Formación Allen: Para Uliana (1979), los niveles de la Formación Allen representan el nexo entre la sedimentación continental del Grupo Neuquén y la marina de la Formación Jagüel. En la región noroccidental del macizo las características litológicas de esta formación la hacen fácilmente divisible en tres secciones. La inferior está constituida por areniscas de tamaño de grano mediano a grueso, color gris claro a amarillento, con estratificación entrecruzada. En la parte inferior las areniscas, son sabulíticas y apoyan sobre el Grupo Neuquén mediando una superficie de erosión. Pelitas de la Formación Anacleto, unidad cuspidal del Grupo Neuquén, se encuentran como clastos en las sabulitas. En algunas áreas esta superficie de erosión es poco clara y puede ser fácilmente pasada por alto. La sección media es de arcilitas laminadas de color verde oliva. Una cubierta meteorizada tapiza los afloramientos, sobre los que se esparcen trozos de placas de yeso translúcido a transparente. Cortes limpios del afloramiento dejan ver una arcilla verde clara, de brillo céreo y superficies onduladas a concoidales de los fragmentos, con grietas de unos 2 cm de ancho rellenas con yeso, que cruzan los estratos en variadas direcciones y que toman en sus contactos tintes ocráceos. En los bancos de arcilla se intercalan pequeños espesores arenolimosos. La sección superior se caracteriza por presentar bancos de yeso blanquecino, nodular a fibroso, con repliegues enterolíticos y algunas intercalaciones calcáreas. En la parte superior, el yeso se ha depositado perpendicularmente a la estratificación, formando una trama entrecruzada en alternancia con arcilitas verdosas. En cuanto al medio de sedimentación, estas rocas representarían, en la parte inferior, un ambiente fluvial que gradualmente pasa en la parte media a marino de baja profundidad con fuerte influencia continental, con acumulación subácuea en una zona protegida del oleaje. Como se verá, el ambiente de sedimentación de la sección media es semejante al correspondiente a la Formación Jagüel. La zona superior representa una fase de retiro del mar, con fuerte evaporación que ocurrió en cuerpos aislados de agua como lagunas someras cercanas al mar, con escaso o nulo aporte clástico.

Windhausen (1914) trazó un cuadro paleogeográfico y ambiental, que a grandes rasgos se mantiene, de la región objeto de este estudio, la que formaba la bahía septentrional de un mar que inundaba la mayor parte de la Patagonia desde el Atlántico. Esta bahía estaba limitada hacia el oeste por zonas elevadas y era más profunda en ese sector. Hacia el este supuso la existencia de un continente llano que ocupaba la actual región pampeana y patagónica. Uliana y Dellapé (1981), siguiendo el esquema anterior y a Andreis et al. (1974), asumieron la existencia de un mar epicontinental poco profundo, marginado por una región costanera de relieve chato, a lo largo de la cual existían complejos deltaicos, de albúferas y extensas planicies de marea. El análisis de facies indica un predominio inicial de acumulaciones subaéreas y subácueas de tracción, que más tarde cambia vertical y lateralmente a depósitos más finos de suspensión con el progresivo incremento de la profundidad y la influencia marina. Por último, se alcanza una fase en la que los clásticos finos aparecen asociados a calcáreos, seguida por condiciones con exceso de evaporación y reducido suministro detrítico, durante las que se acumulan evaporitas de sabkha y de albúfera hipersalina. Barrio (1990) disiente, en parte, con las ideas anteriores. Para este autor, el ambiente de depositación de las areniscas basales probablemente represente a depósitos submareales a intermareales. La aparición de huesos de dinosaurios y restos de plantas muestran la proximidad de la tierra. Las fangolitas macizas, con dolomitas y cenizas volcánicas, permiten inferir un ambiente intermareal. Las planchas de evaporitas representan desecación en aguas muy superficiales. Los estromatolitos son usualmente relacionados a un ambiente intermareal. Este autor propuso un ambiente de estuario con una mezcla de agua dulce e influencia marina que podría estar relacionado con un medio costanero parcialmente protegido del océano abierto por depósitos de barras. La asociación de facies evaporíticas sugiere haber sido depositada en un ambiente de *sabkha* intermareal a supramareal. Según Barrio (1991), la cuenca Neuquina tiene forma de embudo hacia el norte, forma que parece haber controlado la sedimentación, que fue determinada por las corrientes mareales, por la protección a la acción del oleaje.

Algunas diferencias composicionales y del medio de depositación fueron advertidos en los afloramientos situados en la región de los bajos de Santa Rosa y Trapalco (Hugo y Leanza, 1999) (Figuras 12 y 13). Se diferencian allí dos miembros: uno de areniscas y fangolitas alternantes, con intercalaciones de coquinas de gasterópodos de agua dulce y otro, superior con dominio de pelitas grises, que culminan en una capa de yeso y una de calizas. En algunas localidades, en el miembro inferior hay estratos de conglomerados clastosoportados. El ambiente fue continental fluvial de tipo entrelazado (Andreis y Cladera, 1998).

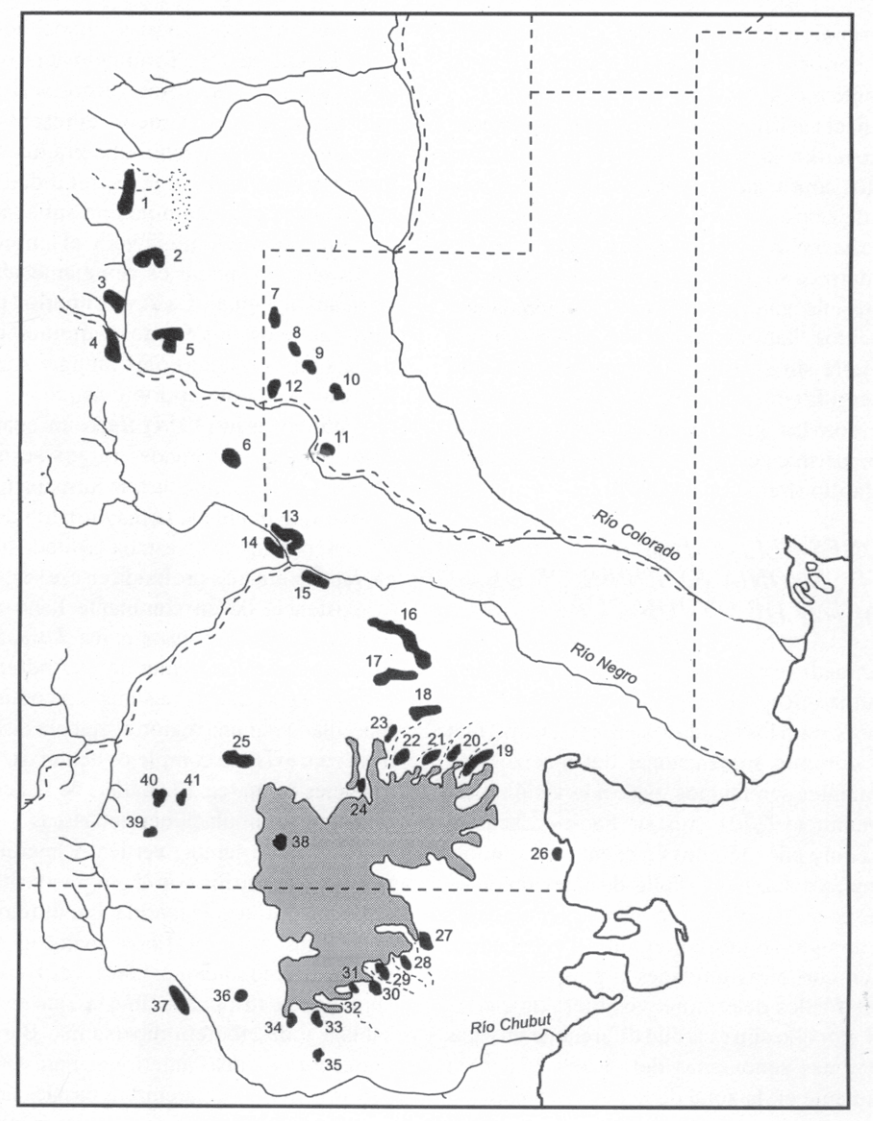


Figura 12. Mapa de Wichmann (1927d) modificado con el agregado de otras localidades senoniana: 1) Entre Río Grande y Río Diamante (Wichmann, 1927d); 2) Faldeo sur sierra de Palau-co (Wichmann, 1927d); 3) Arroyo Calmu-co (Wichmann, 1927d); 4) Arroyo del Porvenir (Wichmann, 1927d); 5) Cañadón Amarillo (Wichmann, 1927d); 6) Sierra Auca Mahuida (Wichmann, 1927d); 7) La Amarga (Casadío, 1990); 8) Barda Baya (Casadío, 1990); 9) La Bardita (Casadío, 1990); 10) Cerros Bayos (Casadío, 1990); 11) Islas Malvinas (Casadío, 1990); 12) Gobernador Ayala (Casadío, 1990); 13) Serranía al norte de "Chañar Grande" (Wichmann, 1927d); 14) Contraalmirante Cordero (Wichmann, 1927d); 15) General Roca (Wichmann, 1927d); 16) Trapal-co (Wichmann, 1927d); 17) Cabeza de Potro (Wichmann, 1927d); 18) Bajada de Nahuel Niyeo (Wichmann, 1927d); 19) Arroyo Valcheta (Barranca sudeste) (Wichmann, 1927d); 20) Entre arroyo Valcheta y Nahuel Niyeo (Wichmann, 1927d); 21) Entre arroyo Nahuel Niyeo y Treneta (Wichmann, 1927d); 22) Entre arroyo Treneta y Yaminhué (Wichmann, 1927d); 23) Oeste de Yaminhué (Wichmann, 1927d); 24) Arroyo Comicó y Amenlán (Wichmann, 1927d); 25) Bajo Lenza Niyeo (Wichmann, 1927d); 26) Río Salado (Wichmann, 1927d); 27) Telsen (Wichmann, 1927d); 28) Arroyo Ranquil Huao (Ardolino y Delpino, 1987); 29) Cañadón Trapaluco (Ardolino y Delpino, 1987); 30) Bajada del Diablo (Ardolino y Delpino, 1987); 31) Bajada Moreno (Ardolino y Delpino, 1987); 32) Arroyo Mirasol Chico (Ardolino y Delpino, 1987); 33) Puesto Escobar (Rossi de García y Proserpio, 1978); 34) Puesto Pintihueque (Sierra Rosada) (Proserpio, 1987); 35) Cerro Ponte (Pesce, 1979b); 36) Oeste Pampa de Marrauf (Nakayama, 1972); 37) Río Chubut Medio (Piatnitzky, 1936); 38) El Caín (Leanza, 1964); 39) Sur de Jacobacci (Bertels, 1969); 40) Norte laguna de Carri Laufquen (Bertels, 1969); 41) Oeste meseta de Coli Toro (Bertels, 1969)

Formación Jagüel: El nombre Capas de Jagüel se debe a Windhausen (l9l4). La división en las Formaciones Allen y Jagüel (Uliana, l979), sigue, en parte, a Wichmann (1927 b) quien subdividió a las capas senonianas en un «Senoniano lacustre» o inferior, dejando para las capas marinas suprayacentes del Senoniano superior el nombre de Jagüel. En definitiva, la Formación Allen, por convención, se extiende desde el techo de las pelitas bandeadas rojas y grises correspondientes a la Formación Anacleto, hasta el techo de los bancos de yeso. Se reserva el nombre de Formación Jagüel para el tramo ubicado entre el techo de los mencionados bancos de yeso y la base de la primera caliza organógena o coquina de la Formación Roca.

La mayoría de los afloramientos se encuentran bajo una cubierta de unos 50 cm de espesor, muy esponjosa, producto de la meteorización de las arcilitas. La observación directa de los afloramientos requiere la existencia de cortes producidos por los cursos de agua o por la actividad humana, en este caso caminos o emplazamientos de pozos de petróleo. Se trata de un monótono conjunto de pelitas verdes claras a amarillentas, la mayoría arcilitas de brillo céreo, superficies lisas a concoidales, plásticas. Guías de yeso de unos 2 cm de espesor atraviesan la formación en una intrincada red, en todas direcciones. Este yeso es el que se encuentra sobre la superficie meteorizada de la unidad y es descripto como placas de yeso espático que brillan a la luz solar. También hay arcilitas

laminares fragmentosas y plásticas, limolitas gris claro, macizas y algo friables y fangolitas de igual color. Los análisis por difracción de rayos X determinaron la presencia de montmorillonita como el constituyente más común de los minerales de arcilla.

El contenido fosilífero es abundante, tanto de macro como de microfauna. En distintos niveles se observan impresiones y valvas de pelecípodos. Wichmann (1924) y Bertels (1969) citaron la presencia abundante de ostrácodos y foraminíferos planctónicos y bentónicos en estos depósitos. La interpretación de los datos micropaleontológicos proporcionados por Bertels (l969) para Barranca del Jagüel, indica que esta unidad es portadora de dos asociaciones de foraminíferos; una en los niveles basales, de edad maastrichtiana, y otra restringida a la porción superior, perteneciente al Terciario más bajo (Daniano). La observación microscópica no permite establecer diferencias litológicas apreciables en correspondencia con cada una de las asociaciones de foraminíferos, por lo que el límite cretácico-terciario se encuentra representado en algún punto de la secuencia pelítica, que el muestreo de detalle realizado permitirá determinar. Por lo tanto, el sector superior de la Formación Jagüel, en esta región, es Daniano. Nañez y Concheyro (1996) reafirmaron ese concepto en su estudio de perfiles de la unidad en vecindades de la localidad antes citada.

Las características litológicas y paleontológicas revelan que los depósitos de la Formación Jagüel se originaron en un medio marino de plataforma con buena circulación y en posición alejada de la costa y los focos de suministro detrítico, protegido de la acción del oleaje, con salinidad normal, temperaturas cálidas, profundidades entre 150 y 300 m, agua clara y un substrato fangoso con pH normal (Bertels, 1974, 1975; Uliana y Dellapé, 1981), a semejanza del ambiente de la sección media de la Formación Allen.

El análisis de la variación vertical de los restos fósiles permite apreciar que a través del tiempo se produjeron cambios en el ambiente que no siempre resultan evidentes en la litología. Así, se pasa de una plataforma de moderada profundidad y buena aireación (50 a 100 m de profundidad), a ambiente marino normal más bien profundo, en el orden de 150 a 500 m, y luego a un medio polihalino (normalmente marino pero sujeto a oscilaciones de salinidad) y profundidad de sólo unos pocos m (Uliana y Dellapé, 1981).

Barrio (1990), realizó otra interpretación ambiental. El tamaño de grano fino, la escasez de estructuras sedimentarias físicas y la presencia de microfósiles planctónicos y bentónicos indican que la facies de fangolitas calcáreas verdosas fue depositada en un ambiente de plataforma exterior. La falta de evidencia de corrientes indica que la facies fue depositada en condiciones atmosféricas normales, bajo la base del tren de olas, mayoritariamente a partir de la suspensión.

EL SENONIANO SUPERIOR EN EL NORTE DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

Los depósitos de las Formaciones Allen y Jagüel, conspicuos en la cuenca Neuquina, no han sido plenamente reconocidos en el ámbito del Macizo de Somún Curá, en la región comprendida entre el río Negro y la Meseta de Somún Curá. Últimamente, los trabajos de Hugo y Leanza (1997, 1999) precisaron con claridad el alcance de ambas unidades en la región situada al sur del río Negro. Los asomos más australes se hallan en la latitud del sur de la planicie de la Rentería. Desde allí hacia el este afloran en la región de los bajos de Santa Rosa y Trapalcó. Un minúsculo asomo de la Formación Allen fue mencionado por Cucchi et al. (1999) en el borde sudoccidental de la Altiplanicie de El Cuy. Labudía y Bjerg (1994) revelaron la presencia de ambas unidades en la región de la meseta de Coli Toro. Esos depósitos habían sido reconocidos por Farinati et al. (1987) como pertenecientes a la Formación Coli Toro.

En el borde nordeste de la meseta de Somún Curá, especialmente en los rincones donde existe la protección del basalto, se encuentra una serie de afloramientos ya observados por Wichmann (1927d) quién los asignó a las capas lacustres, salobres y en parte también de agua dulce de su Senoniano inferior, correlacionables con la Formación Allen. Son localidades ubicadas en los interfluvios de los arroyos Valcheta, Nahuel Niyeu, Treneta, Yaminué y Comicó (localidades 19 a 24 de la Figura 12). En casi todos ellos se han hallado fundamentalmente arcilitas y margas de colores amarillentos, grises y verdosos con mucho yeso y escasas intercalaciones de capitas arenosas con dientes y vértebras de Ceratodus, gasterópodos, Diplodon, placas y huesos de tortugas, huesos de dinosaurios, entre otros. Estos depósitos fueron incluidos por Caminos (1999) como parte integrante del Grupo Neuquén, siguiendo el esquema postulado por Wichmann (1927d) de las Facies Lacustre Senoniana. Sin embargo, en su mapa geológico, Caminos (1999) separó perfectamente ambas secciones, la notoriamente continental-fluvial, con conglomerados y areniscas rojas y blanquecinas, típicas del Grupo Neuquén, de la preferentemente pelítica, de colores amarillentos y verdosos claros, claramente atribuible al Senoniano superior. Si bien ambas secciones pueden ser separadas, y de hecho así lo han sido, una de las dificultades que halló Caminos (1999) fue la generación de deslizamientos rotacionales cuando los basaltos y depósitos terciarios cubren espesores considerables de pelitas de esta facies. Estos deslizamientos suelen cubrir totalmente los afloramientos; esta situación se suma a los frecuentes cambios laterales, los escasos espesores expuestos, casi invariablemente parciales y un engranaje entre ambas litologías, ya que si bien regionalmente la facies lacustre sucede a la arenoconglomerádica, en algunas localidades hay un pasaje transicional entre las dos facies y areniscas rojas pueden cubrir a estratos limo-arcillosos. Como veremos, en algunas localidades del sector occidental del macizo se repite esta situación, por lo que se podría especular con que los movimientos Huantráiquicos, en el macizo posibilitaron sólo cambios faciales paulatinos.

En la región nororiental del macizo, desde el este de Valcheta hasta la costa atlántica, se han definido una serie de unidades marinas que representan el intervalo del Maastrichtiano al Daniano. Una nomenclatura profusa ha generado cierta confusión para el establecimiento de la columna estratigráfica de la comarca. A los efectos de esta síntesis, referiremos con mayor precisión las cretácicas, sin dejar de tratar a las del Terciario inferior, tan ligadas a las anteriores.

En las inmediaciones de la localidad de Aguada Cecilio, al este de Valcheta, afloran calizas y fangolitas de color predominantemente naranja grisáceo y de reducido espesor. Bertels (1969) logró determinar una microfauna, que aunque escasa, es típica de niveles asignados al Maastrichtiano inferior, proponiendo denominar a los estratos portadores ***Formación Aguada Cecilio***. Esta unidad fue luego incluida

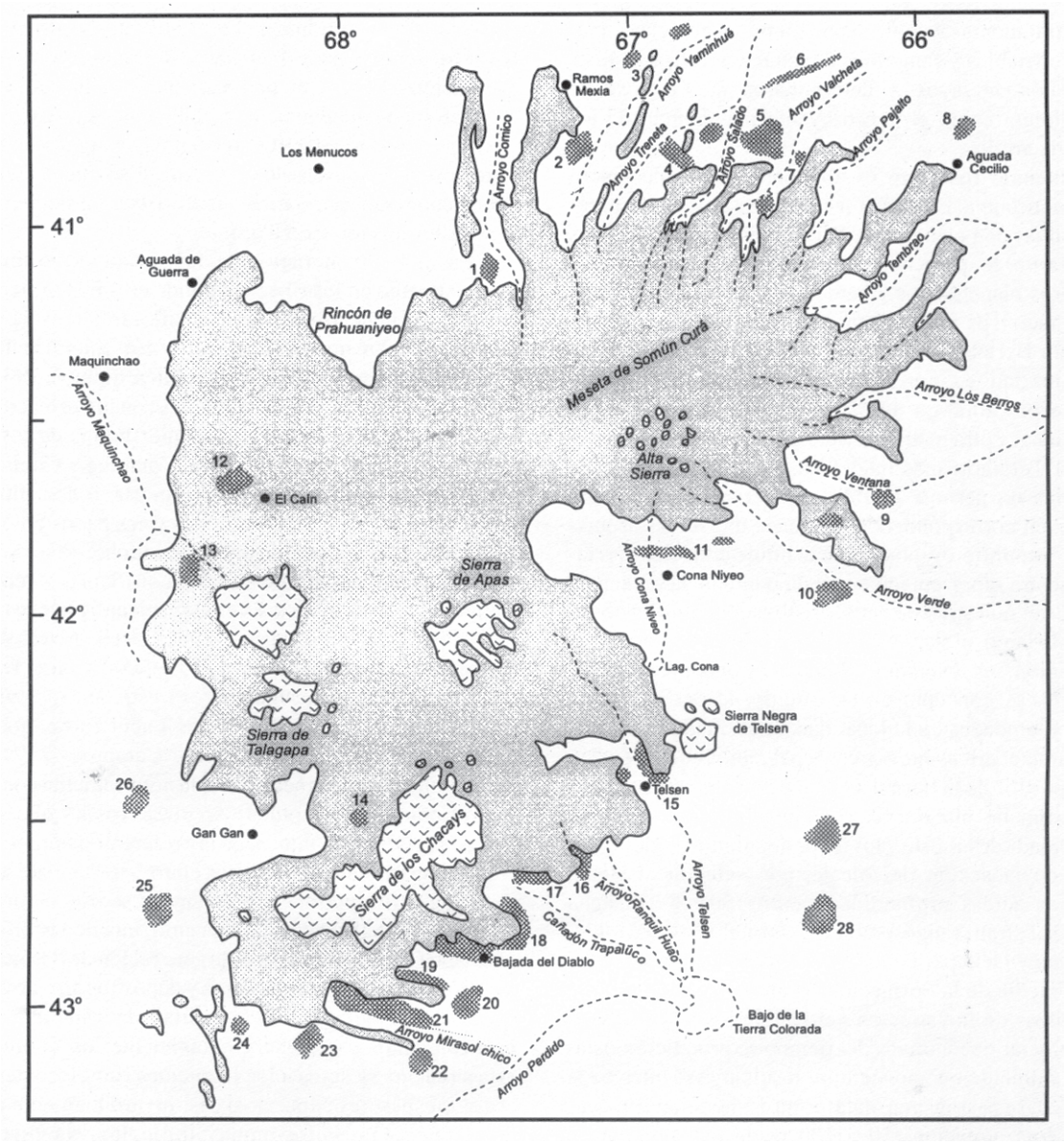


Figura 13. Afloramientos senonianos ubicados al norte, este, sudeste y oeste de la meseta basáltica de Somún Curá. 1) Arroyo Comicó y Amenlán, Rincón de Tambelén (Wichmann, 1927d); 2) Oeste de Yaminhué (Wichmann, 1927d); 3) La Angostura (Caminos, 1983, 1999); 4) Entre arroyos Salado y Treneta (Wichmann, 1927d); 5) Entre arroyos Valcheta y Nahuel Niyeo (Wichmann, 1927d); 6) Loma Partida, de la Calera y del Abra (Caminos 1983, 1999); 7) Arroyo Valcheta (Barranca sudeste) (Wichmann, 1927d); 8) Aguada Cecilio (Bertels, 1969); 9) Estancia el Mirador y Bajo Hondo (Franchi y Sepúlveda, 1983); 10) Los Alamitos (Bonaparte et al. 1984); 11) Cona Niyeu (Franchi y Sepúlveda, 1983); 12) El Caín (Leanza, 1964); 13) Barril Niyeo (Remesal et al., 1999); 14) Este Laguna Verde (Gan Gan) (Ardolino et al., 1999); 15) Telsen (Wichmann, 1927d); 16) Arroyo Ranquil Huao (Ardolino y Delpino, 1987); 17) Cañadón Trapaluco (Ardolino y Delpino, 1987); 18) Bajada del Diablo (Ardolino y Delpino, 1987); 19) Bajada Moreno (Ardolino y Delpino, 1987); 20) Cerro Buitre – Punta Sierra de la Colonia (Pto. Baibian) (González y Ardolino, 1996); 21) Arroyo Mirasol Chico (Ardolino y Delpino, 1987); 22) Sierra de los Tehuelches (Pesce, 1979b); 23) Puesto Escobar – Sierra de la Ventana (Rossi de García y Proserpio, 1978); 24) Puesto Pintihueque – Sierra Rosada (Proserpio, 1987); 25) Sur de Carhué Niyeo (Ardolino et al., 1999); 26) Sur de Piré Mahuida (Ardolino et al., 1999); 27) Mesadas Blancas (Page, 1987); 28) Los Algarrobos (Page, 1987)

en la Formación Roca o Aguada Cecilio, junto con asomos dispersos pero numerosos de horizontes calcáreos del este y sureste de Valcheta, Aguada Cecilio y alrededores por Núñez y Rossi de García (1981). La denominación a que hacemos referencia, Formación Aguada Cecilio, fue mantenida por Spalletti et al. (1993) para incluir los asomos de la localidad tipo y los del arroyo Pajalta. Asignaron un ambiente de *off shore* para la primera y otro de *near shore* para la segunda localidad y establecieron un criterio litológico para la diferenciación de las unidades marinas maastrichtianas de las danianas: mientras las primeras son esencialmente siliciclásticas, con algunas intercalaciones de calizas, las segundas son carbonáticas. La Formación Aguada Cecilio se constituye en una excepción, ya que a pesar de ser del Cretácico, tiene litología carbonática a carbonático-margosa.

Los afloramientos bastante continuos de arcilitas, areniscas y coquinas marinas maastrichtiano-danianas de la región del bajo y salina del Gualicho, 50 km al noroeste de la localidad de San Antonio, fueron denominados Formación Arroyo Barbudo por Lizuain y Sepúlveda (1979). Las secciones media y superior de la unidad fueron correlacionadas por Spalletti et al. (1993) con la Formación Roca. Nuevos trabajos efectuados por Martínez et al. (1997) en la región extendieron, considerablemente el área de distribución de las sedimentitas de edad maastrichtiana. En este último trabajo y en el de Caminos (1999) se ha optado por mantener el nombre

Formación Arroyo Barbudo, pero reconociendo dos miembros, uno inferior, Aguada Cecilio que incluye los depósitos principalmente arcillosos maastrichtianos y el restante, carbonático y arenoso, daniano, nominado El Fuerte. Esta última grafía proviene de Kaasschieter (1965) quien llamó Formación El Fuerte a las calizas algo arenosas, en parte dolomíticas que afloran en el cerro homónimo, situado al sur de San Antonio Oeste, sobre la costa atlántica. Estos depósitos se extienden hacia el sur y norte, donde se determinaron en la perforación Lagunas Dulces-1, en un ambiente próximo al deslinde entre el macizo y la cuenca del Colorado. Estudiada por Reichler (1989) y Reichler y Camacho (1991) en los perfiles de la localidad tipo y de la estancia Fuerte Argentino, describieron areniscas calcáreas medianas a gruesas con abundante megafauna del Daniano.

Algo al sur de las localidades anteriores, en el arroyo Salado (Figura 12, punto 26) afloran sedimentitas que ya habían merecido la atención de Wichmann (1927a), y Camacho (1967). Son areniscas conglomerádicas con cemento carbonático, calizas, algunas coquinoideas y limolitas arcillosas con fauna característica del Maastrichtiano (*Aporrhais* sp, *Flemingostrea* y *Trigonia wilckensi*), a las que Weber (1983) denominó Formación Arroyo Salado. Si bien, erróneamente, dicha autora incluyó allí a todos los asomos situados sobre la costa atlántica, incluidos los del cerro El Fuerte, los estratos cretácicos tienen relativamente amplia distribución tierra adentro, donde llegan hasta los alrededores de la mina Gonzalito (Busteros et al., 1998). Casi en el límite entre las provincias de Río Negro y Chubut, al este de Cona Niyeu (Figura 13, punto 10), se encuentra la localidad donde aflora la ***Formación Los Alamitos***. Fue descubierta por Franchi y Sepúlveda (1983) y el nombre formalizado por Bonaparte et al. (1984), quienes aportaron el mapa geológico de la localidad tipo y la primera descripción de parte de la abundante fauna de vertebrados hallados en ella. La singularidad litológica de la unidad en esta región y el hallazgo y colección de numerosos restos de vertebrados por parte de Franchi y Sepúlveda (1983) llevaron al reconocimiento sistemático de la formación por parte de Bonaparte y equipo de colaboradores, tarea que se tradujo en más de una decena de aportes. Los trabajos más completos desde el punto de vista estratigráfico y paleoambiental se deben a Andreis (1987) y Andreis et al. (1989), quienes dividieron a la unidad en dos miembros, sobre la base de criterios litofaciales, cromáticos, de estratificación y distribución de restos de vertebrados, en relación con la evolución de la cuenca de acumulación**.** El miembro inferior, con espesores que llegan a 53 m, tienen estratificación tabular delgada a gruesa y está formado por pelitas, psamitas y tobas y cantidades menores de psefitas, margas y yeso. Los colores de las areniscas son amarillentos, castaños, rojizos y grises; las tobas son blanquecinas y las pelitas son grises, verdes y negras. El ambiente fue lacustre y lagunar somero, cercano a la costa marina y con influencia de ella. Eran probablemente planicies costeras bajas, con cuerpos de agua dulce y algunos canales fluviales. El miembro superior, de 41 m de espesor, se compone de pelitas y margas y escasas tobas, de colores amarillentos, castaños y rojizos, originados en un medio con incremento de la influencia marina con respecto al miembro inferior, con desarrollo de extensas planicies de marea, con aguas de salinidad normal y oxigenada, cuerpos albuféricos y ocasionales depósitos de canales fluviales y también escasos estratos originados por tormentas (Bonaparte et al., 1984; Andreis, 1987; Andreis et al., 1989). La presencia de tobas indica aportes de material piroclástico que procedería del arco magmático occidental activo, que decreció hacia el tope de la unidad (Andreis et al., 1989; Spalletti et al., 1993).

El contenido fosilífero es muy rico, tanto en cantidad como en variedad. De los dos miembros diferenciados, el inferior es el de mayor abundancia de restos. Se hallaron ejemplares de hadrosaurios, saurópodos, terópodos, mamíferos, peces, quelonios, ofidios, cocodrilos, anuros, bivalvos y restos vegetales. En cambio, el miembro superior es notoriamente menos fosilífero, con aislados estratos delgados de coquinas de gastrópodos y ocasionales hadrosaurios. Las notables características de estos depósitos en cuanto a diversidad y grado evolutivo de las especies halladas y su peculiar grado de asociación, llevaron a Bonaparte (1986) a proponer la edad local Alamitense, referida al Campaniano–Maastrichtiano inferior, para insertar esta valiosa fauna en un contexto cronoestratigráfico de nivel continental.

El miembro inferior de la Formación Los Alamitos podría correlacionarse con los sectores inferior y medio, continentales, de la Formación La Colonia según la descripción de González y Ardolino (1996) y con los depósitos de la Formación Coli Toro de la región de Ingeniero Jacobacci, de acuerdo a las descripciones de Coira (1979) y González et al. (1999). El miembro superior sería homologable con la parte superior de la Formación La Colonia, con la Formación Lefipán del río Chubut medio, con la Formación Jagüel de la cuenca Neuquina y también, según Andreis et al. (1989), con las capas con *Eubaculites* aflorantes en El Caín.

La Formación Los Alamitos se apoya sobre el Grupo Chubut en una aparente concordancia, aunque esta relación no está claramente definida. Al respecto, Andreis (1987) sugirió una probable discordancia entre ambas unidades, en tanto que Andreis et al. (1989) supusieron una interrupción de los procesos depositacionales entre las mismas. En este sentido se revelan como muy importantes las observaciones de González y Ardolino (1996), sobre la existencia de una muy suave discordancia angular entre los depósitos del Grupo Chubut y los de la Formación La Colonia en la región del arroyo Mirasol Chico y del cerro El Buitre, al sudoeste de Telsen, como se verá posteriormente. Estos movimientos podrían corresponder a la fase Huantráiquica del ciclo Patagonídico, de preponderancia en la evolución de la cuenca Neuquina, acaecidos durante el Campaniano. Cubren a la Formación Los Alamitos, en discordancia erosiva, las sedimentitas danianas de la Formación Roca.

Se debe a Bertels (1969) el hallazgo de estratos marinos del Maastrichtiano en la región de Coli Toro, a unos 50 km al nordeste de Ingeniero Jacobacci. Se encuentran allí arcilitas y areniscas micáceas grises, friables, donde se hallaron restos de Eubaculites y plesiosaurios, a las que Bertels (1969) llamó ***Formación Coli Toro***. Nuevos estudios de la fauna de la unidad en el área tipo y vecindades fue realizada por Rodríguez et al. (1995), quienes brindaron una completa lista de invertebrados marinos, compuesta principalmente por bivalvos y gastrópodos. La denominación Formación Coli Toro se difundió rápidamente entre los estudiosos del oeste del macizo, entre ellos Volkheimer (1973) y Coira (1979), quienes en la zona de Ingeniero Jacobacci lo asignaron también a estratos arenosos y pelíticos alternantes, de colores amarillentos y verdosos, pero correspondientes, en algunas localidades, a ambientes continentales con cuerpos de agua dulce frecuentes, en tanto que en otras se identifica-

ron ambientes mixtos, interpretación avalada por el hallazgo de abundante y variado contenido fosilífero, consistente en restos de Ceratodus, otros peces, cocodrilos, tortugas, moluscos, estructuras algales, microfloras de angiospermas, algas, esporas triletes y acritarcas, entre otros (Casamiquela, 1964, 1969 a y b; Volkheimer, 1973; Pascual y Bondesio, 1976; Coira, 1979; Pöthe de Baldis, 1984). En esta zona, la unidad se apoya, en concordancia, y en algunas ocasiones en forma transicional, sobre los estratos de la Formación Angostura Colorada.

A los afloramientos ya conocidos de las regiones de Coli Toro, laguna Carri Laufquen, cerro Mesa e Ingeniero Jacobacci (Bertels, 1969; Volkheimer, 1973; Coira, 1979), (Figura 12, puntos 39, 40 y 41) se deben agregar los del bajo de Lenza Niyeu (25), en la parte nordeste de la meseta de Coli Toro, donde se encuentran 35 m de arcilitas gris amarillentas con intercalaciones arenosas que portan innumerables gasterópodos y Diplodon y dientes de Ceratodus en los términos inferiores, en tanto que hacia arriba las capas contienen ejemplares de *Pterotrigonia (Rinetrigonia) windhauseniana* y *Glycimeris feruglioi*. En la base hay troncos y restos de dinosaurios (Farinati et al., 1987). A todos estos asomos se suman los determinados por Remesal et al. (1999) al este de esos, en las localidades El Tropezón, laguna La Proveedora, cerro Pilquiniyeu, alrededores de Prahuaniyeu y Chasicó y en el bajo de El Caín (Figura 12, punto 38 y Figura 13). En ellos, la formación está compuesta por areniscas de grano mediano a fino y pelitas, con esporádicos estratos de conglomerados, de colores claros, desde verdosos y amarillentos a blanquecinos. De las anteriores, la única localidad conocida era la de El Caín, a raíz de los hallazgos de Wichmann (en Groeber, 1931) y Flores (en Groeber, 1959), de ejemplares de baculites, estudiados por Leanza (1964) y Riccardi (1975, 1980). Los estratos portadores son pelitas verdosas y amarillentas que constituirían el piso del bajo y que prácticamente carecen de expresión topográfica. Los baculites fueron clasificados como *Eubaculites ootacodensis,* asignables al Campaniano superior? – Maastrichtiano (Riccardi, 1975). Las pelitas están cubiertas por depósitos marinos danianos asignados a la Formación Roca (Bertels, 1969; Remesal et al., 1999), también poco expuestos.

Getino (1995) y Papú y Sepúlveda (1995) efectuaron una interpretación de la dispersión regional de la Formación Los Alamitos en el ámbito occidental del macizo; sobre esa base revisaron la ubicación estratigráfica de los depósitos previamente asignados a la Formación Coli Toro. Dichos autores atribuyeron a esta última unidad los estratos aflorantes en las localidades Rincón de Coli Toro Grande y Montoniló, en terrenos de la estancia María Luisa, al nordeste de Ingeniero Jacobacci, sobre la ladera occidental de la meseta de Coli Toro (Figura 12, punto 41). Se trata de areniscas y pelitas que habían sido asignadas a la Formación Coli Toro que yacen sobre la Formación Angostura Colorada. Son portadores de palinomorfos de ambiente continental que revelan edad campaniana tardía, bivalvos dulceacuícolas y gastrópodos. Sobre ellos se disponen, según los autores citados, las capas de la Formación Coli Toro clásica (en el sentido de Bertels, 1969), de ambiente marino. Este esquema haría extensible al ámbito del macizo el correspondiente al Senoniano de la cuenca Neuquina. Así, a las secuencias de capas rojas de la Formación Angostura Colorada, correlacionable con el Grupo Neuquén, seguirían estratos continentales pero claramente diferenciables y propios de condiciones ambientales diferentes, en este caso los de la Formación Los Alamitos, equiparable a los de la Formación Allen, cubiertos por depósitos marinos francos, los de la Formación Coli Toro, paralelizable a los de la Formación Jagüel. De esta forma se podrían explicar las características ambientales contrastantes que se desprenden de los fósiles hallados en diferentes localidades donde aflora la Formación Coli Toro. A diferencia de la cuenca Neuquina, donde los movimientos de la fase Huantráiquica, ya mencionados, originaron una relación de discordancia entre el Grupo Neuquén y la Formación Allen, en este sector del macizo el pasaje entre Angostura Colorada y Coli Toro o Los Alamitos es concordante y hasta transicional en algunas localidades.

EL SENONIANO SUPERIOR DEL SUDOESTE Y SUDESTE DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

En el sector sudoccidental del macizo, en la provincia del Chubut, afloran nuevamente estratos referidos al lapso campaniano-maastrichtiano. La localidad clásica del Senoniano del Chubut es la de Lefipán, en el río Chubut medio (Figura 12, punto 37), donde estos depósitos fueron identificados por Piatnitzky (1933, 1936, 1941). Varios investigadores han trabajado en la zona con posterioridad, entre ellos Petersen (1946), corroborando las dos divisiones litoestratigráficas hechas por Piatnitzky y atribuyendo al conjunto una edad senoniana, y específicamente maastrichtiana para la sección superior. Las dos unidades diferenciadas, clásicas de la geología de la Patagonia, son las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán.

Lesta y Ferello (1972) dieron el nombre ***Formación Paso del Sapo*** a la sección inferior aflorante en el río Chubut medio. Al principio se pensaba que estas capas pertenecían al Grupo Chubut, criterio sustentado por Feruglio (1937, 1938), pero fueron escindidas por Petersen (1946), aunque Flores (1956, 1957), aún las paralelizaba con la Formación Castillo. Esta formación es predominantemente arenoconglomerádica. Son areniscas y conglomerados cuarcíticos, de color blanquecino, amarillento o rosado, con alta madurez textural, excelente redondeamiento y muy escasa matriz. Afloran sobre el río Chubut, desde un poco aguas arriba de Paso del Sapo, hasta la localidad de Cerro Cóndor por el este. Tiene aproximadamente 300 m de espesor y no se han hallado fósiles. De acuerdo con Irigoyen y Lizuain (1990), la base de la secuencia correspondería a un ambiente marino litoral con progradación de un ambiente continental sobre barras y/o cordones de playa. En el resto de la unidad predominan depósitos de ríos entrelazados que actuaron en una llanura deltaica. Asomos más orientales reconocidos de esta formación se hallan al oeste de pampa Marrauf (Figura12, punto 36), protegidos por basaltos (Nakayama, 1972).

La sección superior aflorante en el río Chubut medio corresponde a la ***Formación Lefipán***, nombre formalizado por Lesta y Ferello (1972) para la denominación original de Feruglio (1949). Su distribución es más restringida que la de la Formación Paso del Sapo, circunscribiéndose a los alrededores del pueblo. Sucede transicionalmente a ésta, incorporando paulatinamente una mayor proporción de matriz limoarcillosa, hasta finalmente pasar a bancos de pelitas grises y verdosas. Contiene una rica fauna con *Eubaculites argentinicus,* que permitieron su asignación al Maastrichtiano.

Otros afloramientos que han sido adjudicados al Senoniano por su posición estratigráfica y su característica

litología pelítica se encuentran en las zonas situadas al sur de la sierra de Piré Mahuida y norte de la ruta 4, este de la laguna Verde, en Gan Gan y sur de Carhué Niyeo (Ardolino et al., 1999). (Figura 13, puntos 26, 14 y 25).

El Senoniano superior de la región sur y sureste del macizo aún no ha sido descripto en detalle. Su presencia era conocida en el subsuelo de la cuenca del Golgo San Jorge. La Formación Puesto Manuel Arce era considerada como el equivalente en superficie, ya que por sus elementos fosilíferos podría alcanzar el Maastrichtiano. Son areniscas blanquecinas finas a limolíticas que culminan el Grupo Chubut en la región central de la provincia y cuya área de distribución no llega más al norte del cerro Bororó (Figura 11). Pasan hacia arriba a capas maastrichtiano-danianas de la Formación Salamanca y arcilitas verdosas de la Formación Río Chico, del Paleoceno. Su extensión superficial coincidiría parcialmente con la ingresión postulada por Sacomani y Panza (1998), que procedente de la cuenca del Golfo San Jorge, tuvo lugar durante el Maastrichtiano más alto y el Daniano. La correlación de la estratigrafía del Cretácico superior y Terciario de la región sur central de la provincia del Chubut, influenciada por la cuenca del Golfo de San Jorge, con la región de la Meseta de Somún Curá, conectada con la cuenca Neuquina, presenta algunas dificultades e imprecisiones.

En relación a los afloramientos del Senoniano ubicados en el sureste del macizo (Figura 12), sólo el de Telsen (27) fue mencionado por Windhausen (1921) y Wichmann (1927d). El resto de las localidades (26 a 34), las de Ranquil-Huao, cañadón Trapaluco, Bajada Moreno, arroyo Mirasol Chico, sierra Rosada y puesto Pintihueque, fueron estudiadas por Flores (1956, 1957) y asignadas al Senoniano Lacustre. Con posterioridad, y hasta la década del 80, estos afloramientos fueron atribuidos a la Formación Salamanca, daniana (Lesta y Ferello, 1972; Chebli et al., 1979; Lesta et al., 1980).

Los trabajos efectuados por el Servicio Geológico Nacional de la Secretaría de Minería, durante los últimos 20 años han permitido ampliar considerablemente el conocimiento de la distribución de estas secuencias, revalorizar su importancia y mejorar la comprensión de la estratigrafía senoniana de esta región. En particular, el hallazgo de fósiles en la región de Bajada Moreno y Cañadón Trapaluco, permitieron a Ardolino y Delpino (1987) reconsiderar la edad de estas capas, atribuyéndolas al Senoniano. Estos estudios también permitieron reconocer que el sector inferior es continental y el superior marino. Lamentablemente, dada la homogeneidad litológica, los términos continentales y marinos no pueden separarse sin ayuda de fósiles, solo se observa el pasaje de colores verdosos a un poco más amarillentos en el sector marino, pero ello no siempre ocurre. Una reseña sobre la evolución del conocimiento de estas capas puede verse en Ardolino y Franchi (1996b). Estudios posteriores y algunos en preparación confirman la edad y los ambientes de sedimentación asignados. Estas secuencias son conocidas bajo la denominación de Formación La Colonia y Formación Puntudo Chico, términos utilizados por Pesce (1979b) y Lapido y Page (1979).

De alguna manera, la nueva distribución conocida de estos depósitos cuestiona las primeras interpretaciones que suponían al macizo como un alto durante el Senoniano y que el área de influencia de la cuenca Neuquina se limitaba a su sector norte y a alguna conexión con el sur por su borde occidental. Estos nuevos afloramientos apoyan la idea que toda el área de la Meseta de Somún Curá ha sido inundada por la ingresión senoniana.

Formación La Colonia: En general, los afloramientos están dispuestos como una orla en todo el borde sudoriental de la meseta de Somún Curá, entre Telsen y el paraje sierra Rosada (puesto Pintihueque). La mayoría de las veces su continuidad se ve enmascarada a causa de la propia consistencia de la unidad, que por su alta fluencia ocasiona intensos fenómenos de remoción en masa que la sepultan parcialmente. Esta formación es la responsable de la mayoría de los deslizamientos basálticos ocurridos en la región, los cuales aumentan en dimensión a medida que aumenta su espesor. Los mejores afloramientos se encuentran en el cañadón Trapaluco, en el sector comprendido entre Bajada del Diablo y Bajada Moreno, en el faldeo sur de la sierra de la Colonia (margen izquierda del arroyo Mirasol Chico), entre la punta de la sierra de La Colonia y el cerro El Buitre y en la zona de Telsen. En la zona situada entre puesto Escobar y puesto Pintihueque recibió el nombre de ***Formación Puesto Escobar*** (Rossi de García y Proserpio, 1978), unidad compuesta por arcillitas verdes, con una fauna de ostreas, restos de saurios marinos, abundantes ostrácodos, nanofósiles y foraminíferos y asignada al Maastrichtiano. En rigor, la denominación que por prioridad deberían llevar las rocas de la Formación La Colonia sería la de Formación Puesto Escobar, dado que una es continuación lateral de la otra. Sin embargo, teniendo en cuenta que el uso del término Formación La Colonia se ha extendido y es aplicable a una amplia región, además de poseer en su área de influencia los mayores espesores y mejores afloramientos, es que se recomienda continuar con su uso. Fuera del ámbito de la meseta de Somún Curá, los asomos más australes conocidos de la Formación La Colonia se encuentran en el cerro Ponte. Allí, por encima del Grupo Chubut pueden observarse las areniscas amarillentas de su base y por encima las características pelitas verdes. Este punto es importante pues representaría el límite sur de la ingresión malalhueyana durante el Campaniano-Maastrichtiano que habría penetrado por la cuenca del Colorado.

En general se trata de sedimentos de granulometría arcillosa de color gris verdoso, con manchas y guías color ocre. En otros sectores, generalmente cuspidales, el color cambia a pardo, amarillento y a veces morado. Un manto de más de 50 cm de espesor, producto de la desintegración de las arcillas, cubre en casi todos los sectores a los afloramientos. Sobre él se esparcen placas de yeso de 1 a 2 cm de espesor, siendo muy abundantes en los sectores cuspidales de la secuencia. En aquellos lugares donde los arroyos cortan a estos afloramientos y barren el material suelto, se ven paredones verticales de una arcilita plástica verde grisácea, laminada, fisil, consolidada, con superficies brillosas a céreas. El yeso rellena fisuras de unos 2 cm de espesor, formando numerosas placas que se atraviesan entre sí en forma intrincada, localizándose allí los colores ocráceos.

En la parte inferior, en algunos lugares, entre ellos en la localidad tipo de la sierra de la Colonia, tienen mayor tamaño de grano, desde limosos y arenosos finos, medianos a gruesos hasta conglomerádicos finos con clastos de cuarzo y chert y con cierto entrecruzamiento en la estratificación.

Los bancos pelíticos se destacan a veces por su cambio de colorido (pardos, amarillentos, verdosos, rosados), observándose ejemplos de fallamiento interno de escaso rechazo, producto de los continuos acomodamientos y deslizamientos

propios de las capas arcillosas. Localmente hay intercalaciones de bancos calcáreos limosos, margosos a limo-calcáreos, situados a diferentes niveles en los sectores basales de la formación. Tienen aproximadamente 10 cm de espesor, son macizos y de color castaño amarillento. En algunos lugares estos calcáreos presentan estructura «cono en cono». También es común la presencia de bochones de 20-30 cm de diámetro, del mismo material arcilloso, semienterrados en la arcilla suelta, y concreciones ferruginosas.

En la sección arcillosa se han realizado análisis por difracción de rayos X, los que dieron porcentajes que van del 64 al 98 % de montmorillonita entre los minerales de arcilla.

El espesor de la formación varía, aumentando hacia el sur y hacia el oeste. En Telsen se han medido 17 m, 40 m al sur de Telsen, 60 m en la margen derecha del cañadón Trapaluco, 205 m al norte del cerro El Buitre, 240 m en la localidad tipo y 130 m en el arroyo Mirasol Chico, a la altura de la Estancia de Ángel Sastre.

Observaciones efectuadas por González y Ardolino (1996), agregaron mayor información sobre la Formación La Colonia en el área de su localidad tipo. Diferenciaron tres agrupamientos a partir de cinco facies identificadas que desde la base al techo son: 1) areniscas medianas a gruesas y sabulitas y conglomerados finos de color castaño amarillento, con estratificación entrecruzada. 2) fangolitas laminadas; arcilitas, limolitas y areniscas finas; limolitas y arcilitas bandeadas. 3) limoarcilitas laminadas. En los dos primeros agrupamientos se tienen cuatro facies donde el ambiente continental es dominante. El sector inferior tiene una facies netamente continental y no ha aportado fósiles. Son depósitos de ríos meandrosos, con facies residuales de relleno de canal, asociadas a facies de barras en espolón y llanuras de inundación. Sobreyace en discordancia de ángulo muy bajo a las sedimentitas del Grupo Chubut (Cenomaniano). El sector medio, con tres facies, es transicional, con fuerte influencia continental. El tercer agrupamiento, con una sola facies, correspondería ya a un dominio marino.

Los fósiles aportados por el sector medio son variados, tanto flora como fauna, los que aún se encuentran en estudio. En este sector fue hallado en 1982 por una comisión del Servicio Geológico Nacional el primer esqueleto completo de un Carnotaurus, el *Carnotaurus sastrei*, extraído y estudiado por Bonaparte (1985), además de un esqueleto de un Plesiosaurio. A estos se agregan restos de una rica fauna de vertebrados, tales como pequeños huesos, escamas, espinas y placas de peces de agua dulce, tortugas, cocodrilos, mamíferos y los clásicos dientes de *Ceratodu*s. Se encuentran además briznas y fragmentos no bien conservados de tallos y frondas, dentro de las cuales se han identificado pequeñas hojas de Ginkgoales (Cúneo, com.pers.). Este sector es el más espeso y agrupa a las rocas de granulometría pelítica. El conjunto parece ser el resultado de la combinación de procesos de acumulación lenta y tranquila como un ambiente transicional o costero parcialmente protegido del tipo estuario o planicie de marea con depósitos de granometría fina, margosos, con intercalaciones limocalcáreas, posiblemente correspondientes a una zona lacustre o litoral albuférica, con intervalos húmedos y áridos, con presencia de vegetación en los períodos húmedos, según se desprende de los restos de tallos e improntas de folias muy carbonizadas, y restos muy desmenuzados y alterados térmicamente de cutículas y leños. La región habría estado sometida a la acción de las crecidas de los cursos fluviales, con la consiguiente invasión de agua dulce, que alterna con las corrientes de marea. La edad asignada a los sectores inferior y medio por Ardolino y Franchi (1996b) es senoniana, precampaniana, pero si se considera que la discordancia observada en la base de la secuencia por González y Ardolino (1996) corresponde a la Intersenoniana, la edad de estos estratos sería campaniana.

El sector superior posee abundante material fosilífero, con una importante variedad de formas entre macro y microfauna. Los depósitos pasan a ser gradualmente marinos y se diferencian de la parte media debido al cambio de color de las pelitas, que pasan de castaño verdoso o verde a amarillo; a la ausencia de restos fósiles de vertebrados y a la presencia de valvas. Los sedimentos y la fauna hallados indican un ambiente somero y marginal. La relativa buena conservación de la fauna brinda un buen grado de confiabilidad en la interpretación paleoecológica (Malumián, l983). Inicialmente el mar habría sido de pocos m de profundidad, con oscilaciones en su salinidad, que pudo haber descendido ocasionalmente a niveles algo por debajo de los normales para un mar abierto durante el Maastrichtiano? inferior, para pasar luego a condiciones de mar abierto y salinidad normal durante el Maastrichtiano medio, con profundidad entre 150 a 300 m, y temperaturas de alrededor de 17ºC (Echevarría, l984 a y b). La gran variedad de especies de foraminíferos y ostrácodos hallados permite determinar una edad campaniana-maastrichtiana para el sector superior.

En el borde septentrional de la laguna Matías, al sur de la estancia La Paloma (Ardolino y Franchi (1996b), en niveles más altos de la Formación La Colonia se ha obtenido una fauna de foraminíferos de edad daniana, lo que indicaría que el límite cretácico-paleógeno se encontraría en la Formación La Colonia, como acontece con la Formación Jagüel en la cuenca Neuquina. Finalmente, la sucesión remata con areniscas fosilíferas y coquinas de la Formación Roca (alrededores de La Paloma).

De acuerdo con estas consideraciones, se pueden equiparar los sectores inferior y medio de la Formación La Colonia con la Formación Allen de la cuenca Neuquina, en tanto que el sector superior sería correlacionable con la Formación Jagüel de la misma cuenca.

Formación Puntudo Chico: Esta unidad fue definida por Pesce (1979b) para caracterizar a sedimentitas continentales de origen fluvial que se encontrarían discordantes sobre el Grupo Chubut en la región del arroyo Perdido, y de edad senoniana. Son areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada de coloración amarillenta. Ardolino y Franchi (1996b) habían considerado a las areniscas de la región del arroyo Mirasol Chico y cerro El Buitre, que están por debajo de las pelitas verdes de la Formación La Colonia, como integrantes del Grupo Chubut, pero rectificaron su ubicación, escindiéndola de dicho grupo e integrándola como base de la Formación La Colonia. El cambio atendía a la observación realizada por González y Ardolino (1996) en la localidad tipo de la formación La Colonia, acerca de la leve discordancia angular que separa a esta formación del Grupo Chubut. Según estos autores, las areniscas pertenecen al mismo ciclo sedimentario que originó los depósitos pelíticos de la Formación La Colonia por lo que las integran en la facies basal, adjudicada a un ambiente fluvial. Andreis y Cladera (1998), sobre la base de trabajos estratigráficos y sedimentológicos realizados en las provincias de Río Negro y Chubut, identificaron en el Neocretácico sistemas fluviales

que muestran particularidades composicionales, ambientales y de orientación de las paleocorrientes que permiten asignarlos a un mismo evento depositacional de carácter regional. Andreis (com.pers.) opina que las areniscas y conglomerados del cerro El Buitre podrían ser tratadas como una entidad separada. Si se toma en cuenta este criterio podrían ser incorporadas a la Formación Puntudo Chico, como ha hecho Anselmi (1999). Hacia el sur estas rocas se extienden por la sierra de Los Tehuelches hasta el cerro Ponte y alrededores (Anselmi, com.pers.). Cualquiera sea su definitiva ubicación estratigráfica, la edad de las areniscas amarillentas es campaniana, aceptando que la discordancia ubicada en su base corresponde a los movimientos intersenonianos. Afloramientos de la Formación Puntudo Chico pero aislados de las pelitas de la Formación la Colonia fueron reconocidos en la zona de Mesadas Blancas al este de Telsen (Page, 1987), y en localidades situadas al oeste de la estancia Los Algarrobos (Lapido y Page, 1979) (Figura 13, puntos 27 y 28).Se puede equiparar la Formación Puntudo Chico, parcialmente con la Formación Allen.

Formación Bustamante: Esta denominación fue utilizada por Simpson (1941), para designar a bancos calcáreos blanquecinos que afloran, aislados, en la zona de bahía Bustamante, al sudeste del macizo, y que se apoyan sobre la Formación Marifil (Figura 9). Fueron citados desde muy antiguo (Windhausen, 1924; Wichmann, 1927c; Feruglio, 1929, 1938). Este último autor, atribuyó al "Rocaneano" los afloramientos de bahía Bustamante, sobre la base del estudio de los fósiles por él hallados. Es significativo el hallazgo de *Trigonia bustamantina*, por su estrecha afinidad con dos especies, *Trigonia windhauseniana* Wilk. y *Trigonia wilchensi* Fer. del Senoniano superior de la Patagonia meridional. Es necesario destacar que para Feruglio (1938), el "Rocaneano" verdadero y propio sería contemporáneo de los horizontes superiores del complejo supracretácico de la región del lago Argentino y por consiguiente referible al Senoniano superior, a lo sumo Daniano inferior. Igual opinión sostuvieron Celeste (1940) y Camacho (1967).

Andreis et al. (1975) incluyeron a estos calcáreos de bahía Bustamante dentro de la Formación Salamanca, designándolos como Miembro Bustamante, los que representarían facies probablemente laterales de la transgresión que depositó a la Formación Salamanca. Este criterio no es compartido por Ardolino (1980) y Ardolino et al. (1998), para quienes la Formación Salamanca se apoya en contacto neto sobre las calizas de Bustamante y en ellas se han hallado los fósiles cretácicos ya mencionados. Por ello, estos autores, reubicaron esta unidad en el Senoniano, particularmente en el Maastrichtiano.

SIGNIFICADO TECTÓNICO DEL VOLCANISMO Y LA SEDIMENTACIÓN DEL JURÁSICO-CRETÁCICO DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ

En los últimos años se ha producido un significativo incremento en la investigación de las características generales y petrológicas de la eruptividad y la sedimentación jurásico/cretácica del Macizo de Somún Curá. Como este sector de las provincias de Río Negro y Chubut presenta una posición de enlace con el orógeno Andino, la cuenca Neuquina y la cuenca del Golfo, la información generada ha permitido una visión integradora de la estratigrafía y una mejor comprensión del significado de las unidades mesozoicas expuestas en este sector de la Patagonia.

Uno de los nuevos aportes a la geología regional del macizo ha provenido de la mejora en la comprensión de los procesos que produjeron la extensión y deformación mesozoica. El conocimiento acerca de la formación de las cubetas extensionales, la estructuración de los hemigrabens y la subsidencia termal, ha permitido entender el complejo ciclo de la sedimentación y colmatación , especialmente en la cuenca de Cañadón Asfalto, pero también en lo concerniente a los Grupos Neuquén y Chubut.

En relación con el conocimiento actual del magmatismo jurásico, debe tenerse presente la pertenencia de esta región al margen sudoccidental del Gondwana, el que se caracterizó por el desarrollo de las secuencias eruptivas más extensas y potentes de que se tenga noticia en el Fanerozoico. Su distribución paleogeográfica y sus variaciones temporales permiten definir una megaprovincia trimodal: andesítica en el margen gondwánico, riolítica al oeste del eje de la apertura y basáltica al este del mismo (Page y Page, 1990a). En particular, en esta región está constituido por tres asociaciones mayores, que en forma de fajas subparalelas de rumbo meridiano son:

a) La sucesión potente y monótona de rocas ignimbríticas, lavas y pórfidos de composición riolítica de la región atlántica, expuestas desde la costa hasta el meridiano de 68° oeste que abarca el lapso Jurásico inferior a medio, con edades Ar^{40}/Ar^{39} ubicadas en el rango 186-178 Ma (Alric et al., 1996). La información geoquímica e isotópica de estas rocas coincide en interpretarlas como el producto de magmas generados por fusión de una fuente en la corteza en un contexto extensional. Por su paleogeografía, petrogénesis y el tiempo de extrusión, las volcanitas ácidas jurásicas de la costa han estado relacionadas al proceso de apertura del Atlántico Sur y son la expresión de una etapa de prerift (Ramos, 1983).

b) La asociación plutónico-volcánica de la Cordillera Patagónica del Chubut del Jurásico medio-Cretácico, está constituida por lavas de composición entre basandesítica y riodacítica con una tendencia a la acidificación en los términos más jóvenes. En el Jurásico superior y en especial en el Cretácico, se emplazaron granitoides de composición granodiorítica (Haller et al., 1981) conocidos como Batolito Patagónico. Las rocas volcánicas han sido denominadas Formación Lago La Plata (Ramos, 1976), Formación Arroyo Cajón (Pesce, 1979a) o Grupo Lago La Plata (Haller y Lapido, 1980, 1982). Si bien sus edades corresponden al lapso 145-90 Ma con un pico en los 110 Ma (Haller et al., 1981); recientes dataciones permiten suponer un inicio más antiguo para esta serie (Ghiara et al., 1999; Haller et al., 1999; Suárez et al., 1999).

c) En la región central del Chubut, entre ambos dominios eruptivos se ubica la extensa faja volcánica definida por la alternancia de flujos lávicos y facies brechosas asociadas a cuerpos subvolcánicos hoy arrasados. Se trata de una asociación con una clara predominancia de andesitas piroxeno-anfibólicas y dacitas con facies brechosas y niveles de ignimbritas y sedimentitas continentales intercaladas en su tercio superior. Aún se carece de una sólida base geocronológica respecto de la edad absoluta de estas rocas; sin embargo parece fuera de duda que el máximo de actividad se produjo durante el Jurásico medio con posterioridad a la ingresión liásica.

Si bien por composición y localización geográfica, son series independientes, las rocas de la ***Formación Marifil*** y las correspondientes a la ***Formación Lonco Trapial***, además de su relativa contemporaneidad, presentan algunos comportamientos químicos similares. En particular se observa similar abundancia de elementos incompatibles en relación a elementos de alto potencial iónico, como es el caso de los bajos valores de Nb. Esta característica hace que ambos grupos de rocas muestren similares diagramas evolutivos (Figuras 10 y 14).

La mayor abundancia de otros elementos diagnósticos, como Rb y Zr permite relacionar a las rocas de Marifil a fuentes diferentes vinculadas a fundidos aportados en ambiente de intraplaca continental. Estas afinidades permiten entender a las secuencias ácidas orientales como el extremo más evolucionado del arco volcánico. En este sentido es interesante destacar la presencia en la región de Camarones de riolitas con afinidades peralcalinas reportada por Pankhurst y Rapela (1995). Esta circunstancia podría ser importante para explorar mediante análisis complementarios la posibilidad de verificar o descartar la posible existencia de dos series distintas; una derivada estrictamente del proceso de extensión y fusión cortical y la otra vinculada al extremo más distal y diferenciado del arco magmático Jurásico.

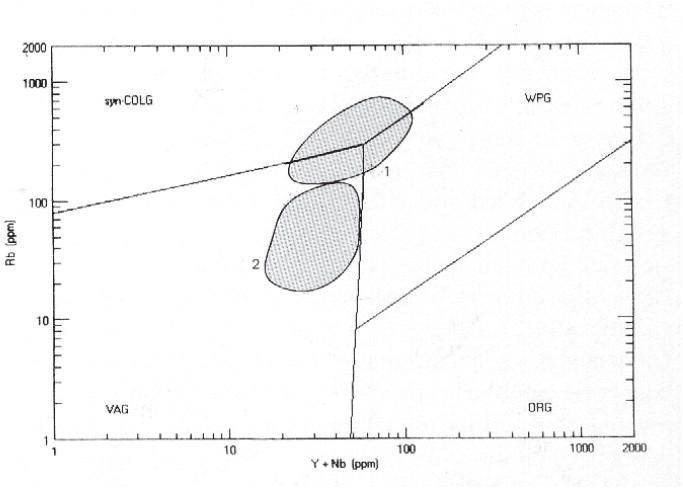


Figura 14. Ubicación de muestras de las Formaciones Marifil (1) y Lonco Trapial (2) en el diagrama de clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984). Se incluyen muestras de Lonco Trapial para destacar su afinidad evolutiva. Las muestras de Marifil corresponden a riolitas colectadas por Pankhurst y Rapela (1995). Las muestras de Lonco Trapial, por Page et al. (1994)

Es notorio que desde el Triásico y hasta el Cretácico superior esta región del Gondwana estuvo sometida a dos procesos tectónicos simultáneos de magnitud continental. Por un lado la extensión, responsable de la generación de cuencas interiores en el centro este de la Patagonia, como la cuenca de Cañadón Asfalto y posteriormente la apertura del Atlántico. Por otra parte, en el oeste la convergencia de una placa oceánica con el extremo occidental y sur del continente formó un arco volcánico el que en su máximo desarrollo superó los 500 km en dirección perpendicular al rumbo. En el ámbito del arco magmático, simultáneamente, la extensión permitió el emplazamiento de las diabasas y gabros de la Precordillera del Chubut (Page y Page, 1990b; Page y Page, este volumen). Esta configuración tectónica constituyó la vía ideal para la extrusión de importantes volúmenes de rocas volcánicas originadas a través de la actividad del arco y en cantidad subordinada produjo la intrusión de granitoides, los que adquieren su mayor expresión en sectores periféricos a las cuencas. En el interior del continente y hacia el este, los efectos de procesos relacionados a la extensión y fusión cortical, con un manto controlado por un elevado flujo térmico produjo la consiguiente extensión y magmatismo.

La geología y la estructura de esta región sugiere que estas dinámicas han actuado simultáneamente. La geoquímica parece indicar, además, interacción entre ellas. Refleja también variaciones en los procesos dominantes, en la naturaleza y espesor de la corteza infrayacente y posiblemente, diferencias relativas en la distancia a las fuentes de calor astenosférico.

Es posible que el conjunto de eventos descriptos sea consecuencia simple, y en última instancia previsible, del colapso y dispersión del Gondwana, proceso que desencadenó la extensión, la necesaria colisión oceáno-continente y subsiguiente subducción, el magmatismo y la formación de cuencas tanto marinas como continentales y su relleno posterior.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALRIC, V.I., HALLER, M.J., FÉRAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M., 1996. Cronología Ar^{40}-Ar^{39} del volcanismo jurásico de la Patagonia Extraandina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:243-250.

AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. 1.

AMEGHINO, F., 1906. Les Formations sédimentaires du Cretacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anales Museo Nacional de Buenos Aires. Serie 3, 8.

ANDREIS, R. R., 1987. Stratigraphy and paleoenvironment. En: Bonaparte, J. (Ed.): The late Cretaceous fauna of Los Alamitos, Patagonia, Argentina Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Paleontología 3 (3): 103- 110.

ANDREIS, R.R. y CLADERA, G., 1998. Sistemas fluviales entrelazados neocretácicos en la Patagonia septentrional, Argentina: Facies, ciclicidad y paleocorrientes. 7º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 99-101.

ANDREIS, R., IÑIGUEZ, A.M., LLUCH, J.J. y SABIO, D.A., 1974. Estudio sedimentológico de las Formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pellegrini (provincia de Río Negro, República Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista, 29 (1): 85-104.

ANDREIS, R., MAZZONI, M. y SPALLETTI, L., 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre el Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 30 (1): 85-103.

ANDREIS, R. R., BENSEL, C. A. y RIAL, G., 1989. La transgresión marina del Cretácico tardío en el borde SE de la meseta de Somuncurá, Patagonia septentrional, Argentina. Contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario, 165-194.

ANSELMI, G., 1999. Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares, provincia del Chubut. Servicio Geológico y Minero Argentino (En preparación).

ARAGÓN, E., IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, A.M. y BENIALGO, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 9 (5/6): 321-328.

ARDOLINO, A., 1980. Descripción geológica de la Hoja 47g, Garayalde, provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

ARDOLINO, A., 1983. Informe geológico de la Hoja 43f, Sierra de los Chacays, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito.

ARDOLINO, A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Boletín Nº 203:1-91.

ARDOLINO, A. y DELPINO, D., 1987. Senoniano (continental-marino). Comarca Nordpatagónica - provincia del Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 193-196.

ARDOLINO, A. y FRANCHI, M. R., 1996a. Geología y Recursos Naturales del Departamento Añelo. Provincia del Neuquén. República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 25, Dirección Provincial de Minería del Neuquén. Boletín Nº3: 9-106, Publicación conjunta.

ARDOLINO, A y FRANCHI, M.R., 1996b. Hoja Geológica 4366-I, Telsen, provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 215: 1-110.

ARDOLINO, A., PANZA, J. L. y YLLAÑEZ, E., 1998. Hoja Geológica 4566-I, Garayalde, pro-

vincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 264.

ARDOLINO, A., LIZUAIN, A., PAGE, R. y SALANI, F., 1999. Hoja Geológica 4369-II, Gan Gan, provincia del Chubut, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. En preparación.

ARRONDO, O. y PETRIELLA, B., 1980. Alicurá, nueva localidad plantífera liásica de la provincia de Neuquén, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 17 (3): 200-215.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J.S., NEVISTIC, V.A. y ZUCCHI, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 319-345.

BARRIO, C.A., 1990. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Volumen 3 (1): 31-49.

BARRIO, C.A., 1991. Controles en la sedimentación de cuencas foreland. El ejemplo del Grupo Malargüe (Campaniano-Paleoceno) en la Cuenca Neuquina, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno. Resúmenes Expandidos: 597-601.

BERTELS, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (1): 41-54.

BERTELS, A., 1974. Upper Cretaceous (lower Maastrichtian?) ostracodes from Argentina. Micropaleontology. 20(4): 385-397.

BERTELS, A., 1975. Ostracode ecology during the Upper Cretaceous and Cenozoic in Argentina. Bulletin American Paleontology 65 (282): 318-388.

BERTELS, A., 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos del límite Cretácico-Terciárico en el área tipo de la Formación Jagüel, provincia del Neuquén, República Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 47- 91.

BERTRAND, H., FERAUD, G., HALLER, M., LUAIS, B., MARTÍNEZ, M., ALRIC, V. y FORNARI, M., 1999. The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Chronology and origin evidenced by 40Ar-39Ar dating and Sr- Nd isotopes. 2º South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 167-169.

BOCCHINO, R.A., 1967. Luisiella inexcutata genet sp.nov. (Pisces, Cluleiformes, Dussumieriichae) del Jurásico superior de la provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana 2: 91-100.

BONAPARTE, J., 1985. A horned Cretaceous carnosaur from Patagonia. National Geographic Winter, 149-151.

BONAPARTE, J.F., 1986. Les Dinosaures (Carnosaures, Allosauridés, Sauropodes, Cétiosauridés) du Jurassique Moyen de Cerro Cóndor (Chubut, Argentine). Annales de Paléontologie (Vert-Invert.), 72 (3): 247-289 y (4): 325-386.

BONAPARTE, J., FRANCHI, M., POWELL, J. y SEPÚLVEDA, E., 1984. La Formación Los Alamitos (Campaniano-Maastrichtiano) del sureste de Río Negro, con descripción de Kritosaurus australis n. sp. (Hadrosauridae). Significado paleogeográfico de los vertebrados. Asociación Geológica Argentina, Revista, 39 (3-4): 284-299.

BUSTEROS, A., GIACOSA, R. y LEMA, H., 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín Nº 241: 1-75.

CABALERI, N. y ARMELLA, C., 1998. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 53(1): 9-10.

CABALERI, N., ARMELLA, C. y SALANI, F., 1999. The volcanic sedimentary association of Cañadón Asfalto basin, extraandean Patagonia, Argentina. European Union of Geosciences, EUG10, Abastract: 740. Strasbourg.

CAMACHO, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 22 (4): 253-280.

CAMINOS, R.L., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Tapiluque y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Informe inédito.

CAMINOS, R.L., 1999. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Inédito.

CASADÍO, S., 1990. Estratigrafía secuencial del límite Cretácico-Terciario en el occidente de la provincia de La Pampa. 3º Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, 87-93.

CASAMIQUELA, R., 1964. Sobre un dinosaurio hadrosáurido de la Argentina. Ameghiniana 3 (9): 285- 312.

CASAMIQUELA, R., 1969a. Historia geológica del valle de Huahuel Niyeu, área extraandina del suroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina (con especial énfasis en el Pleistoceno). Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (3): 287- 329.

CASAMIQUELA, R., 1969b. La presencia en Chile de Aristonectes Cabrera (Plesiosauria) del Maestrichtense del Chubut, Argentina. Edad y carácter de la transgresión "Rocanense". 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 199-213.

CAZAU, L. y ULIANA, M.A., 1973. El Cretácico superior de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.

CELESTE, R., 1940. Relaciones entre el Rocaneano el Salamanqueano en la zona comprendida entre Mamelones de Pineda y V. Mena y A. Nay en el valle del río Chico, territorio del Chubut. Tesis Nº 26. Inédita.

CHEBLI, G. A., 1973. Levantamiento geológico al sur del curso medio del río Chubut, entre la Meseta de Canquel, Sierra Cuadrada e inmediaciones de la Sierra Negra. Dpto. Paso de Indios, Provincia del Chubut. YPF, inédito.

CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C., SCIUTTO, J.C. y SERRAIOTTO, A.A., 1976. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:375-392.

CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J.C., 1979. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 639-655.

CICIARELLI, M.I., 1990. Análisis estructural del sector oriental del Macizo Norpatagónico y su significado matalogenético (provincias de Río Negro y del Chubut), Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 179pp.

CODIGNOTTO, J., NULLO, F., PANZA, J.L. y PROSERPIO, C., 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480.

COIRA, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 168: 1-104.

CORBELLA, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipabisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (Río Negro) y su posible importancia metalogenética. Asociación Geológica Argentina, Revista 28 (3):353-363.

CORTÉS, J.M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 36 (3):217-235.

CORTÉS, J.M., 1987. Estratigrafía del Cretácico entre el arroyo de las Víboras y la sierra del Guanaco, región central del Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino. PICG-Proyecto 242 Cretácico de América Latina - Tercer Simposio.

CORTÉS, J. M., 1988. Descripción Geológica de la Hoja 46d, Meseta del Canquel. Dirección Nacional de Minería y Geología. Inédito.

CORTÉS J. M., 1990. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Pasos de Indios y El Sombrero. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (1-2): 69-84.

CORTIÑAS, J.S., 1996. La cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 147-163.

CUCCHI, R., BUSTEROS, A. y LEMA, H.,1999. Hoja geológica 4169-II, Los Menucos, provincia de Río Negro. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

DARWIN, C.R., 1846. Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832 to 1836. 279 pp.

DEL CORRO, G., 1975. Un nuevo saurópodo del Cretácico superior, Chubutisauris insignis (Saurischia, Chubutisauridae), Chubut, Argentina. 1º Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 229- 240.

DELLAPÉ, D.A., PANDO, G., ULIANA, M.A. y MUSACCHIO, E., 1979. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507.

DIGREGORIO, J. H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37- 65.

DIGREGORIO, J. H. y ULIANA, M. A., 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén. Escala 1:500.000. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 69- 94.

DIGREGORIO, J.H. y ULIANA, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Actas 2: 985-1032. Academia Nacional de Ciencias.

DI PAOLA, E., 1972. Correlación litoestratigráfica de sedimentitas cretácicas entre el cerro China Muerta (Provincia de Neuquén) y el Bajo de Ortiz (provincia de Río Negro). Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista 3 (1-2):53-62.

ECHEVARRIA, A., 1984 a. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras 245, Cañadón Trapaluco y Bajada Moreno. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Inédito.

ECHEVARRIA, A., 1984 b. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Carhué Niyeo, Puesto Almonacid, P.J. 1 y Bajada Moreno. Departamento Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Inédito.

FARINATI, E., QUATROCCHIO, M. y LABUDÍA, C., 1987. Hallazgo del

Maestrichtiano - Terciario fosilífero en el bajo de Lenza Niyeu y Colán Conhué, Comarca Nordpatagónica, provincia de Río Negro, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 153- 157.

FERELLO, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. Boletín de Informaciones Petroleras, 278: 248-261.

FERELLO, R. y TEALDI, O., 1950. Descripción del perfil general del Flanco Oriental del Anticlinal de la Sierra del Castillo. YPF. Inédito.

FERNÁNDEZ GARRASINO, C., 1977. Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 32 (2): 130-144.

FERUGLIO, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica del Golfo de San Jorge. Anales GAEA 3 (2): 395-488.

FERUGLIO, E., 1937. Paleontographia patagonica. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell´ Universita di Padova, 11: 1-192.

FERUGLIO, E., 1938. Paleontographia patagonica; parte 2. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell´ Universita di Padova, 12: 1- 189.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3.

FIGARI, E.G. y COURTADE, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77.

FIGARI, E.G., COURTADE, S.F. y HOMOVC, J.F., 1992. Estructura de la Cuenca Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 27p. (inédito).

FLORES, M.A., 1948. Investigaciones geológicas en el río Chubut medio entre los cerros Cóndor y Pavada. Chubut. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tesis, informe inédito, Córdoba y en Y.P.F., inédito.

FLORES, M.A., 1956. Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte de Chubut. YPF S.A., inédito.

FLORES, M.A., 1957. Perfiles del Chubutiano (2 parte). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.

FOSSA MANCINI, E., FERUGLIO, E. y YUSSEN DE CAMPANA, J. C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 1- 67.

FRANCHI, M.R. y PAGE, R.F.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asociación Geológica Argentina, Revista, 35 (2): 208-229.

FRANCHI, M.R. y SEPÚLVEDA, E.J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 41h, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Informe inédito.

FRANCHI, M.R. y SEPÚLVEDA, E. J., 1983. Descripción geológica de la Hoja 41h, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inédito.

FRANCHI, M.R., HALLER, M.J., LAPIDO, O.R., PAGE, R.F.N. y PESCE, A., 1975. Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 125-139.

GALLI, C.A., 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Asociación Geológica Argentina, Revista, 8 (4): 220-235.

GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, provincias de Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 111: 1-67.

GERTH, E., 1925. Contribución a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos de los Andes argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas 9, Entrega 1ª y 2ª: 11- 55.

GETINO, P., 1995. Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitoro, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1- 4): 243- 256.

GHIARA, M.R., HALLER, M.J., STANZIONI, D., BARBIERI, M., MENDITTI, I., CASTORINA, F., TRUDU, C., DEMICHELIS, A.H. y MEISTER, C.M., 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43º10´S): Geochemistry and geochronology. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 178-181.

GIACOSA, R., 1994. Geología y Petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad nacional de la Patagonia, 200 pp. Inédito.

GONZÁLEZ, P. D., 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo fanerozoico de la comarca norpatagónica entre Comallo y Anecón Grande, Río Negro, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 78-83.

GONZÁLEZ, P. y ARDOLINO, A., 1996. Geología de la Formación La Colonia en el área de su localidad tipo (Sierra de la Colonia), Provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito 3082.

GONZÁLEZ, P., COLUCCIA, A. y FRANCHI, M., 1999. Hoja Geológica 4169-III, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Publicación N° 58: 1-159.

GROEBER, P., 1931. El Dr. Ricardo Wichmann y su obra científica. Physis, 10 (36): 267-278.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Asociación Geológica Argentina, Revista 1: 177-208.

GROEBER, P., 1953. Mesozoico (con la colaboración de P.N. Stipanicic y A. Mingramm), en Geografía de la República Argentina, 2, 1ª. Parte, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA. 536 pp.

GROEBER, P., 1956. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. Asociación Geológica Argentina, Revista 10 (4): 234- 261.

GROEBER, P., 1959. Supracretácico. GAEA, 2 (2): 1- 165.

GULISANO, C. y PANDO, G., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577.

HALLER, M.A. y LAPIDO, O.R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (2): 230-247.

HALLER, M.A. y LAPIDO, O.R., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Patagonian Septentrional Andes. Earth Sciences Reviews 18: 395-410.

HALLER, M.A., LAPIDO, O.R., LIZUAIN, A. y PAGE, R.F.N., 1981. El mar tithono-neocomiano en la evolución de la Cordillera Norpatagónica. En: Volkheimer, W. (Ed.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 221-237. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico.

HALLER, M.J., LINARES, E. y OSTERA, H.A., 1999. Petrology and Geochronology of the Sub-Cordilleran Plutonic Belt of Patagonia. South American Symposium on Isotope Geology, Actas 2: 210-214.

HERRERO DUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23 (226) : 1-39.

HERRERO DUCLOUX, A., 1947. Los depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras 24 (271): 171- 178.

HOMOVC, J.F., FIGARI, E.G. y COURTADE, S.F., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. YPF S.A. 108p. (inédito).

HUGO, C. A. y LEANZA, H. A., 1997. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

HUGO, C. A. y LEANZA, H. A., 1999. Hoja Geológica 3966-III, Villa Regina, provincia de Río Negro. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

IRIGOYEN V. y LIZUAIN, A., 1990. Secuencias de progradación costera y depósitos de cursos fluviales entrelazados en el Cretácico tardío (Formación Paso del Sapo) de Chubut. 3º Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 139-144.

KAASSCHIETER, J. P. H., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. Actas de las Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 251- 269.

KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin, analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology 17(4): 324-328.

KEIDEL, J., 1917. Uber das Patagonische Tafelland das Patagonische gerölle und Ihrebe ziehungen zu den geologischen erscheinnungen in Argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschr. Deutsch. Wiss. Ver., 3 (5-6): 219- 245.

LABUDÍA, C. y BJERG, E., 1994. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 49 (3- 4): 284- 296.

LAPIDO, O.R. y PAGE, R.F.N., 1979. Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada (provincia del Chubut). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 299-313.

LEANZA, A. F., 1964. Los estratos con Baculites de El Caín (Río Negro, Argentina). Revista Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Córdoba, 25 (3-4): 93-107.

LEANZA, H.A. y HUGO, C. A., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 218: 1-135.

LEMA, H., BUSTEROS, A. y FRANCHI, M., 1998. Hoja geológica 4566-I y IV, Camarones. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

LESTA, P.J., 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. 3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 251-289.

LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. A) Sobre el Grupo del Chubut. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 187- 194.

LESTA, P.J. y FERELLO, R., 1972. Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias. 601-653.

LESTA, P.J., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extraandino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1307-1387. Academia Nacional de Ciencias.

LIZUAIN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1979. Geología del Gran Bajo del Gualicho (provincia de Río Negro). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 407- 422.

LIZUAIN, A. y SILVA NIETO, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia del Chubut. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 479-493.

LLAMBÍAS, E.J. y RAPELA, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 39 (1-2): 220-243.

LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W. y CAMINOS, R., 1984. Las plutonitas y volcanitas del Ciclo eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro, Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino: 85-117.

MALUMIÁN, N., 1983. Foraminíferos cretácicos de la Hoja 43 f. Chubut. Departamento de Investigaciones de Base del Servicio Geológico Nacional. Inédito.

MALVICINI, L. y LLAMBÍAS, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202.

MANASSERO, M. y MAGGI, J., 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo- Jacobacci, Provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 50 (1- 4): 132- 142.

MANCEÑIDO, M. O. y DAMBORENEA, S. E., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino 2 (5): 413- 465.

MARTÍNEZ, H., NÁÑEZ, C., LIZUAIN, A., DAL MOLÍN, C. y TUREL, A., 1997. Hoja Geológica 4166-II, San Antonio Oeste, provincia de Río Negro. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

MÉNDEZ, L., 1978. Yacimiento de fluorita mina Delta, Sierra Grande, provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 133-148.

MÉNDEZ, V., ZANETTINI, J. C. y ZAPPETTINI, E. O., 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central. República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23: 1- 190.

MUSACCHIO, E.A., 1981. Estratigrafía de la sierra Pampa de Agnia en la región extraandina de la provincia del Chubut, Argentina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 343-357.

MUSACCHIO, E.A. y SIMEONI, M., 1993. Informes bioestratigráficos (microfósiles calcáreos) sobre muestras de afloramientos Jurásico-Cretácicos, colectadas por la Comisión Geológica N° 2. YPF S.A., inédito.

MUSACHIO, E.A., BEROS, C. y PUJANA, E.I., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la biestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur. 2: 355-383.

NAKAYAMA, C., 1972. Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 88pp. (inédito).

NAKAYAMA, C., SCIUTTO, J.C., CASTRILLO, E. y FERNÁNDEZ, C., 1979. Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 657-670.

NÁÑEZ, C., 1983. Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la meseta de Coli Toro, provincia de Río Negro. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.

NAÑEZ, C. y CONCHEYRO, A., 1996. Límite Cretácico–Paleógeno. En Geología y Recursos Naturales del Departamento Añelo. Provincia del Neuquén. República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico -Anales 25; Dirección Provincial de Minería del Neuquén. Boletín Nº 3: 129-149. Publicación Conjunta.

NULLO, F.E., 1974. Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina. Asociación geológica Argentina, Revista 29 (3): 377-378.

NULLO, F.E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N°158: 1-88.

NULLO, F.E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 167: 1-70.

NULLO, F.E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 199: 1-99.

NULLO, F.E. y PROSERPIO, C., 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. Asociación geológica Argentina, Revista 30 (2): 133-150.

NÚÑEZ, E. y ROSSI de GARCÍA, E., 1981. Origen y edad de las calizas de Valcheta. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 173-182.

NUÑEZ, E., BACHMANN, E.W. de, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAIN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somun Cura, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.

PAGE, R.F.N., 1980. Los conglomerados de Cañadón Pelado, Departamento Languiñeo, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 35(1): 80-86.

PAGE, R.F.N., 1987. Descripción geológica de la Hoja 43g. Bajo de la Tierra Colorada, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín Nº 200: 1-81.

PAGE, R.F.N. y PAGE, S., 1990a. La asimetría magmática del rift Atlántico. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 339-341.

PAGE, R.F.N. y PAGE, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Asociación Geológica Argentina, Revista 48 (1): 41-58.

PAGE, R.F.N., PAGE, S. y SALANI, F., 1987. Estratigrafía de la Sierra Pire Mahuida, provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 345-350.

PAGE, S. y PAGE, R.F.N., 1990b. Magmatismo toleítico en el intra-arco Jurásico de la Precordillera del Chubut. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 98-100.

PAGE, S., SILVA NIETO, D. y LIZUAIN, A., 1994. Petrología del volcanismo jurásico expuesto en la siertra de Taquetrén, Chubut, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1136-1140.

PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters. 134 (1-2):23-36.

PANZA, J.L., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 45e, Las Plumas, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Informe inédito.

PAPÚ, O. y SEPÚLVEDA, E., 1995. Datos palinológicos de la Formación Los Alamitos en la localidad de Montoniló, Departamento 25 de Mayo, Río Negro, Argentina. Sus relaciones con unidades colindantes coetáneas. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 195- 200.

PARKER, G., 1972. Ubicación estratigráfica, descripción y correlaciones de la Formación Michihuao, provincia de Río Negro, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 27 (4): 383-390.

PASCUAL, R. y BONDESIO, P., 1976. Notas sobre vertebrados de la frontera cretácico- terciaria. III: Ceratodontidae (Peces osteichtyes, Dipnoi) de la Formación Coli Toro y de otras unidades del Cretácico tardío de patagonia y sur de Mendoza. Sus implicancias paleobiogeográficas. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 565- 577.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.V.W. y TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 24: 956-983.

PESCE, A., 1979a. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43° 30'y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 257-270.

PESCE, A., 1979b. Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio a inferior, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 315-333.

PETERSEN, C., 1946. Estudios Geológicos en la región del Río Chubut Medio. Dirección General de Minas y Geología. Boletín 59:1-137.

PIATNITZKY, A., 1933. Informe preliminar sobre reconocimiento geológico en la región del Río Chubut. YPF. Inédito.

PIATNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa. Boletín de Informaciones Petrolíferas 12 (137): 83-118.

PIATNITZKY, A., 1941. Informe preliminar sobre las relaciones estratigráficas entre los depósitos de la región del río Chubut. YPF. Inédito.

PÖTHE DE BALDIS, E. D., 1984. Microfloras cenozoicas. En Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 2 (4): 393-411.

POZZO, A., 1956. Relevamiento geológico de la zona Bajo de Ortiz-Cañadón de Lonco Vaca (provincia de Río Negro). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.

PROSERPIO, C., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Boletín N° 159: 1-72.

PROSERPIO, C., 1987. Descripción geológica de la Hoja 44e. Valle General Racedo, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín Nº 201:1-102.

QUARTINO, B., RINALDI, C. y MAISTERRENA, E., 1981. Tres casos argentinos de movimientos interestratales. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 295-303.

RABASSA, J., 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-746.

RAMOS, V.A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (3): 274-285.

RAMOS, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (A): 43-63.

RAMOS, V.A., 1978. . Estructura. 7º Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 99- 118.

RAMOS, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos norte, provincia del

Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín Nº182: 1-103.
RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 107-124.
RAMOS, V.A., 1984. Síntesis. En Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 3-16.
RAPELA, C.W. y PANKHURST, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento mesojurásico de corta duración y origen profundo. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:179-188.
REICHLER, V. A., 1989. Bioestratigrafía de los sedimentos terciarios marinos aflorantes en el área del cerro El Fuerte Argentino, provincia de Río Negro. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
REICHLER, V. A. y CAMACHO, H., 1991. Bioestratigrafía del Terciario marino entre los cerros Fuerte Argentino y Bandera, provincia de Río Negro. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 221: 19- 34.
REMESAL, M., SALANI, F. y FRANCHI, M., 1999. Hoja Geológica 4169-IV, Maquinchao. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Inédito.
RICCARDI, A. C., 1975. Eubaculites Spath (Ammonoidea) del Cretácico superior de Argentina. Ameghiniana 11 (4): 379- 399.
RICCARDI, A. C., 1980. Presencia de epizoos en un amonoideo heteromorfo del Maastrichtiano de Argentina: una inferencia paleoautoecológica. Ameghiniana 17 (1): 11-14.
RICH, T.H., RICH, P.V., GIMÉNEZ, O., CÚNEO, R., PUERTA, P. y VACCA, R., 1999. A Cetiosaurid from South America. Alchering. (en prensa).
ROBBIANO, J.A., 1971a. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (1): 41-56.
ROBBIANO, J.A., 1971b. Estratigrafía de las Sierras de Lonco Trapial, Olte y Río Chubut Medio, Provincia del Chubut. YPF S.A. Inédito.
RODRÍGUEZ, M., GETINO, P. y SEPÚLVEDA, E., 1995. Elementos faunísticos del Cretácico-Terciario marino en el Rincón de Colitoro Grande, provincia de Río Negro. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 239- 246.
ROLL, A., 1938. Observaciones en el Neuquén central (Resumen). Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 40-41.
ROLL, A., 1941. Über die Ortiz und Roca Schichten des oberen Kreide der Río Negro senke (Nord Patagonien). Neues Jahrbuch fürGeologie, Mineralogie und Paläontologie, 85 (B): 144- 190.
ROLLERI, E., MANCEÑIDO, M. O. y DELLAPÉ, D., 1984. Relaciones estratigráficas y correlación de la Formación Ortiz en el sur de la Cuenca Neuquina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 498- 523.
ROSENMAN, H., 1972. Geología de la región de arroyo Los Berros (parte oriental de la meseta de Somuncurá), provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 27 (1): 117-137.
ROSSI de GARCÍA, E. y PROSERPIO, C., 1978. Ostrácodos del Cretácico superior de Patagonia. Chubut. República Argentina. Actas 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 10º Congreso Latinoamericano de Paleontología. 2:15-34.
ROTH, S., 1898. Reconocimiento de la región andina de la república Argentina. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los Territorios de Río Negro y Neuquén. Revista Museo de La Plata, 9: 141-196.
ROTH, S., 1899. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. Revista del Museo de La Plata, 9: 1-56.
SACOMANI, L., 1994. La secuencia volcánica jurásica en el valle del río Chubut entre Las Plumas y Cabeza de Buey. Mapeo y caracterización geológica de las unidades. Servicio Geológico Nacional, informe inédito, 35 pp.
SACOMANI, L. y PANZA, J. L., 1998. Hoja Geológica 4366-III, Las Plumas. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Inédito.
SILVA NIETO, D.G., 1998. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales (en prensa).
SIMPSON, G. G., 1941. The Eogene of Patagonia. American Museum Novitates, 1120: 1-15,
SPALLETTI, L. A., MATHEOS, S. D. y MERODIO, J. C., 1993. Sedimentitas carbonáticas cretácico- terciarias de la plataforma norpatagónica. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 249- 257.
STIPANICIC, P. y BONETTI, M.I.R., 1970. Posiciones estratigáficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 1 Floras liásicas. Ameghiniana 7(1): 57-58.
STIPANICIC, P. N. y RODRIGO, F., 1970. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337- 352.
STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULÍES, O. y MARTÍNEZ, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2):67-98.
SUÁREZ, M., DEMANT, A. y DE LA CRUZ, R., 1999. Volcanismo calcoalcalino en W provincia Chon Aike: Grupo Ibañez, Jurásico superior-Cretácico inferior temprano, Aysén, Chile (43º30´-46º30´S). 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 186-189.
SUERO, T., 1946. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el arroyo Genoa y el arroyo Chubut, Departamento Tehuelches, Paso de Indios y Languiñeo. Territorio del Chubut. Informe 590, YPF. Inédito
TASCH, P. y VOLKHEIMER, W., 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. The University of Kansas. Paleontological Contributions Paper 50:1-23.
THOMPSON, R. N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. y PARRY, S.J., 1984. An assesment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil.Trans.R.Soc.Lond. A 310, 549-590
TODD, R. G. y VAIL, P. R., 1980. Jurassic sea level changes from seismic stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64 (5): 793- 794.
TURNER, J.C.M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 197: 1-78.
ULIANA, M. A., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis inédita.
ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern Soth America. Revista Brasileira de Geociencias. 18 (2): 172-190.
ULIANA, M.A. y DELLAPÉ, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.
ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D.A., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4): 231-253.
VOLKHEIMER, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). Asociación Geológica Argentina, Revista 18 (1): 13-16.
WEBER, E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín Nº 196: 1- 69.
WICHMANN, R., 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el Territorio de Río Negro. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, 2: 3-22.
WICHMANN, R., 1927a. Los estratos con Dinosaurios y su techo en el Este del Territorio del Neuquén. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, 32: 3-25.
WICHMANN, R., 1927b. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del territorio del Río Negro. Dirección Nacional de Minas y Geología, carpeta 108. Inédito.
WICHMANN, R., 1927c. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y del Chubut, efectuados durante los meses de enero hasta junio de 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación N° 33: 1-59.
WICHMANN, R., 1927d. Sobre la facies senoniana lacustre de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Boletín 30: 383-406.
WICHMANN, R., 1930. Observaciones geológicas en la parte central del territorio del Río Negro efectuadas durante el año 1929 (continuación). Dirección Nacional de Minas y Geología, carpeta 39. Inédito.
WILCKENS, O., 1905. Die Meeresa-blagerungen der Kreide-und Tertiär-formation in Patagonien. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Beilage-Band 21, Stuttgart.
WINDHAUSEN, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 10 (1):1-60.
WINDHAUSEN, A., 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto Madryn. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Boletín N°24:1-72. Serie B.
WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 27: 167-320.
WINDHAUSEN, A., 1926. Informe sobre las posibilidades existentes para el aprovechamiento de agua en Puerto Camarones (Territorio del Chubut). Dirección de Minas y Geología, Publicación Nº 20.

Recibido: noviembre 1999

4. LAS DIABASAS Y GABROS DEL JURÁSICO DE LA PRECORDILLERA DEL CHUBUT

Stella Page[1] y Roberto Page[2]

INTRODUCCIÓN

En el sector centro occidental de la provincia del Chubut, principalmente en las sierras de Tepuel, Tecka, Quichaura y Languiñeo se halla expuesta una asociación de diabasas y gabros cuya composición abarca desde noritas hasta peridotitas; en proporción menor se encuentran variedades ultrabásicas y leucocráticas. Los cuerpos intruyen las secuencias sedimentarias del Paleozoico superior y Lías, y son cubiertos e intruidos por volcanitas mesosilícicas y granitoides de edad jurásico-cretácica. Las relaciones estratigráficas y dataciones radimétricas ubican la edad de estos cuerpos en el Jurásico inferior tardío. Por su edad, composición y disposición estructural constituyen uno de los elementos característicos de la Precordillera del Chubut.

Son cuerpos irregulares, de variado tamaño, desde filones capa o diques subconcordantes, a cuerpos de decenas de kilómetros cuadrados de superficie. Fueron descriptos por primera vez en la sierra de Tepuel por Suero (1947, 1948) y Freytes (1970, 1971), los trabajos posteriores de exploración geológica regional han puesto de manifiesto su distribución a lo largo de gran parte de la Precordillera del Chubut (Figura 15). Durante el levantamiento de las Hojas 44d Languiñeo y 44c Tecka, Turner (1975, 1978, 1983) describió afloramientos de rocas básicas intrusivas en las secuencias del Paleozoico superior y Jurásico inferior. Las denominó Formación Tecka y asignó su edad al Cretácico inferior de acuerdo con dataciones K/Ar sobre roca total (120±10 Ma y 129±5 Ma). Page (en Franchi y Page, 1980 y Page, 1982) reconoció numerosos cuerpos en la Hoja 45b al este de la sierra de Tepuel. A su vez, Nullo (1983) mapeó rocas similares al occidente de Pampa de Agnia. Page (1984) y Poma (1986), reconocieron, describieron e interpretraron las principales características petrológicas de estos cuerpos.

Otras contribuciones relevantes al mapeo y la comprensión del significado de estas rocas incluyen los trabajos de Perrot (1960), Lesta y Ferello (1972), Spikermann (1976), DiTommaso (1978), Chebli et al. (1979); Lage (1982); Lesta et al. (1980), Limarino (1980), Irigoyen (1983), Lago (1983), Pérez (1984) y Villalba (1983). Este trabajo intenta sintetizar los avances alcanzados en la investigación del significado geológico de estas rocas, en relación con la geología regional del oeste del Chubut y la evolución del margen continental gondwánico durante el Jurásico.

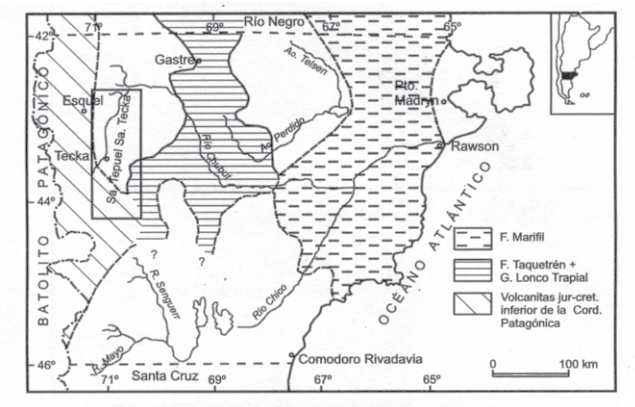


Figura 15. Mapa de ubicación

DESCRIPCIÓN DE LOS CUERPOS PRINCIPALES

SIERRA DE TEPUEL

Las diabasas y gabros jurásicos se hallan expuestos en diversas localidades de la Precordillera del Chubut, sin embargo los afloramientos de la región de Tepuel y Tecka son los más voluminosos y mejor expuestos (Figura 16). Como se mencionó, Suero (1948, 1953) fue el primero que distinguió y mapeó estas rocas; sin embargo fue Freytes (1970, 1971) quien efectuó el mapeo detallado de esta sierra a escala 1: 50.000, y la mayoría de las exposiciones fueron reconocidas a partir de ese mapeo; Freytes utilizó la denominación Formación Cresta de Los Bosques para las mismas.

Los afloramientos se encuentran a lo largo y al este del eje de la sierra; para su mejor descripción se los ha agrupado en las siguientes áreas:

Sector norte y central

En el extremo nordeste de la sierra, marginando la laguna Quichaura, se encuentran varios asomos de pequeñas dimensiones de rocas básicas. Los afloramientos más septentrionales se ubican en las inmediaciones del puesto Ríos. A la misma latitud pero más al este, afloran por debajo de los niveles pedemontanos, unos metros hacia el este de una huella vecinal que conecta este sector con la ruta 62.

En las nacientes del cañadón del Mojado, parcialmente cubierto por los depósitos pedemontanos se observa otro destape. Los de mayores dimensiones afloran al oeste de la laguna Quichaura, entre la ruta 62 por el norte y el puesto Daher por el sur. El trazo de la ruta mencionada corta los afloramientos que se continúan hacia el norte en la sierra de Tecka.

En el sector central, sobre el filo de la sierra, constituyen la llamada Cresta de los Bosques, caracterizada por el relieve abrupto y los picos afilados, que dan nombre a la unidad según la propuesta de Freytes (1970). Se trata de un cuerpo de dimensiones notables, de 10 km de longitud, forma tabular, subconcordante con los estratos carboníferos. Su espesor pasa de 1000 m al sur a menos de 500 en el extremo norte. Este cuerpo intruye al Grupo

1. CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II.
2. Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, piso 10º, Buenos Aires.

Tepuel; el contacto se halla cubierto por material detrítico; sin embargo se reconoce su carácter paralelo a la estratificación del Carbonífero. Se interpreta el contacto como tectónico debido a la ausencia de evidencias térmicas de contacto en la caja, y bordes de enfriamiento en el cuerpo. Está integrado por rocas cumulares en las que se observa alternancia de bandas o "estratos" de distinta composición y color que se repiten. Los más conspicuos y mejor definidos corresponden a los niveles de colores extremos, blanquecinos y gris oscuro a negro, mientras que los de rocas grises, o verde grisáceas son más abundantes y menos características.

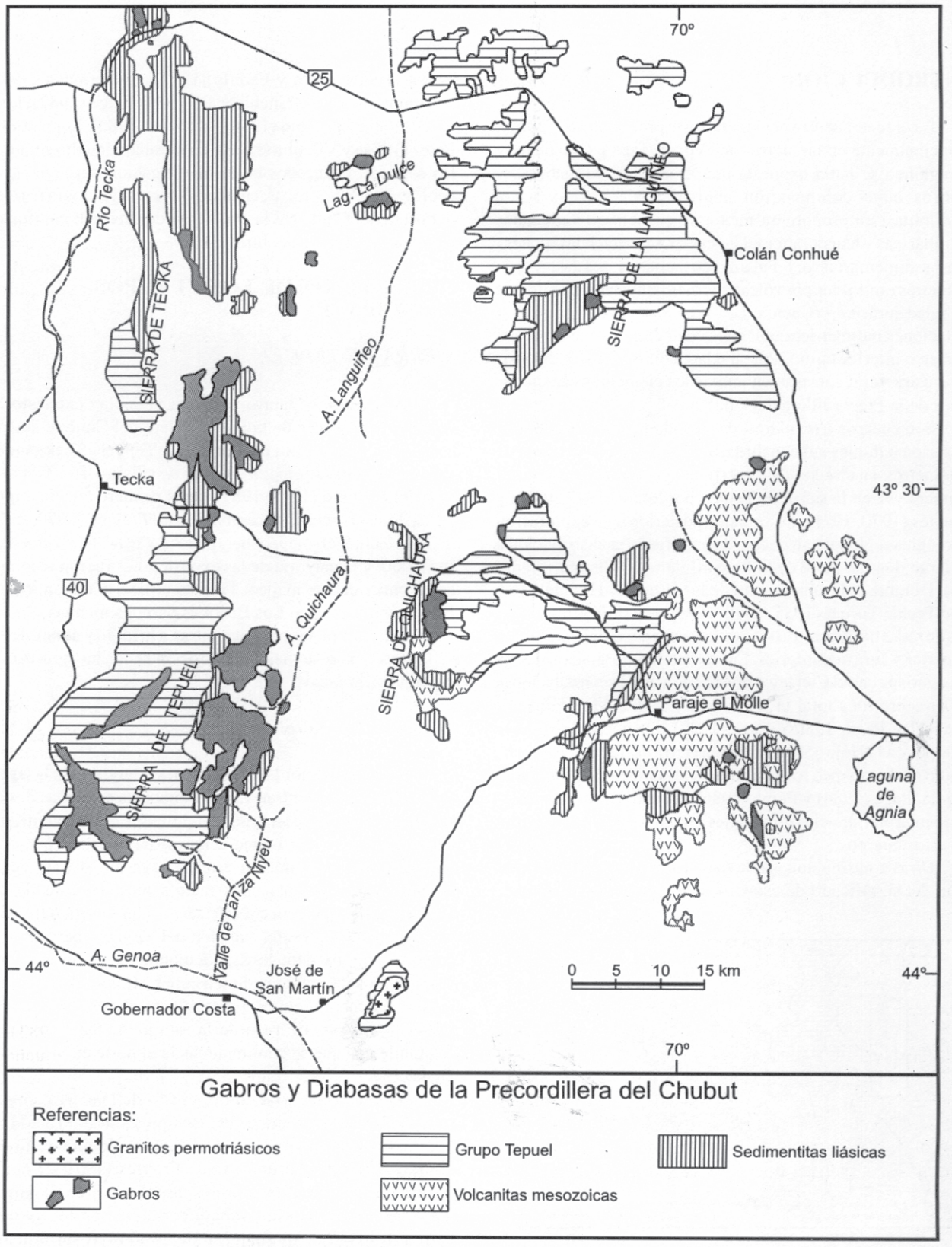


Figura 16. Distribución de afloramientos de rocas gábricas de la Precordillera del Chubut entre los 43° y 44° Latitud Sur

Sector Sur

Otro conjunto de afloramientos se ubica en la ladera occidental y el núcleo de la sierra, al este y sur del arroyo Montesino. Tiene forma elongada de rumbo noroeste, con un ramal en el tramo sur, de rumbo nordeste. Este cuerpo está separado del batolito granítico cretácico superior por afloramientos de poco espesor pertenecientes al Grupo Tepuel. Los afloramientos ubicados al sur de la sierra muestran importantes modificaciones estructurales y metasomáticas producidas por la intrusión del batolito ácido. El área se encuentra tectonizada y los afloramientos de gabro constituyen tres asomos principales y varios menores. El mayor ocupa una superficie de 16 km^2 y está ubicado en el cerro Crestas, dispuesto como cuña entre cuerpos de granito. Los dos restantes, en el cerro Toniello y cerro Fernández tienen dimensiones menores pero significativas (4 y 5 km^2, respectivamente) se ubican al oeste de la divisoria de aguas local. Los dos últimos bloques están orientados al nordeste, mientras que el primero tiene disposición meridiana.

Sector Oriental

Se trata de los mejores afloramientos en relación a superficie de exposición, aunque de peor acceso; están ubicados al este del valle de Tres Lagunas, en las estribaciones orientales de la sierra. Allí se constituye una faja semicontinua de forma aproximadamente rectangular, con el eje mayor orientado según una dirección norte-sur. Tiene una longitud de aproximadamente 20 km y un ancho de 10 kilómetros. De norte a sur constituye el cerro del Puesto 18, ubicado al sur del arroyo El Palenque, el cerro Negro de Quichaura, separado del anterior por el valle del arroyo Tres Lagunas, uno de los afluentes del arroyo Quichaura. Al sur del cerro Negro de Quichaura, una depresión separa este cerro de los afloramientos más australes de esta faja. Al oriente de la sierra de Tepuel se encuentran los afloramientos más extensos y voluminosos. Constituyen los cerros Eje Grande, Negro de Quichaura, Mendieta y Loma Larga. En conjunto definen una pequeña serranía independiente, de contornos algo difusos, dispuesta entre el valle del arroyo Quichaura y la sierra de Tepuel, con la cual se unifican hacia el sur. En su extremo norte, el valle de Tres Lagunas separa ambas unidades orográficas. Se ha estimado en 50 km^2 el conjunto de áreas expuestas de rocas básicas en este sector.

En unos pocos afloramientos ubicados en las inmediaciones del establecimiento Mendieta se encontraron rocas con texturas aplíticas. Estas rocas se interpretaron como facies de borde y por lo tanto de rápido enfriamiento, así lo confirman la textura, el hábito y características de sus minerales, sin embargo el contacto con la caja se encuentra cubierto.

Intruyen concordantemente al Carbonífero y Liásico en el norte y sólo al Liásico en el sur. En el este, una secuencia volcánica mesosilícica de edad jurásico/cretácica cubre al conjunto. En ese sector los cuerpos están intruidos por diques andesíticos (Franchi y Page, 1980). Se interpreta que estos cuerpos básicos representan los restos dislocados de una intrusión somera de dimensiones batolíticas. Varias fracturas regionales han dislocado el emplazamiento original, aislando los distintos fragmentos.

SIERRA DE TECKA

Los afloramientos reconocidos en la sierra de Tepuel se continúan hacia el norte en la sierra de Tecka con características texturales y mineralógicas similares. En ocasiones, los asomos son de pequeño tamaño, se encuentran parcialmente cubiertos y la geometría del cuerpo no es clara; sin embargo, las diferencias texturales permiten referirlos a diabasas o gabros. En esta sierra se reconocen varios grupos de afloramientos, el más extenso corresponde al ubicado en el sector sur de la sierra; es probable que parte del mismo se encuentre sepultado por el relieve volcánico posterior que los cubre parcialmente, en particular en su borde occidental donde los depósitos volcánicos son más potentes. Hacia el norte se los reconoce hasta la intersección de la ruta nacional 25 con el río Gualjaina y hacia el este se observan al norte y sur de la laguna La Dulce, siempre asociados a las sedimentitas liásicas.

Los afloramientos no se destacan particularmente del relieve general y suelen ser reconocidos por los detritos de colores oscuros, gris verdoso a negro que se observan en los bajos. Al sur de la laguna La Dulce los asomos de estas rocas se encuentran en gran medida ahogados por las rocas intrusivas ácidas que constituyen el plutón granítico Aleusco, así como por emisiones basálticas terciarias.

SIERRA DE QUICHAURA, POCITOS DE QUICHAURA, LANGUIÑEO Y EL MOLLE

En la ladera oriental de la sierra de Quichaura, al sur de la ruta 18, se encuentra un cuerpo de gabro enmarcado por fallas que lo ponen en contacto con volcanitas atribuidas al Complejo Volcánico Mesozoico y con afloramientos menores del Grupo Tepuel (Irigoyen, 1983)

En Pocitos de Quichaura, al oeste del puesto Tacumán, los gabros constituyen un cerro aislado, y al sur del establecimiento de Santos Lavayén, estas rocas se presentan como un pequeño promontorio de rocas negras que emergen de las sedimentitas liásicas.

En las inmediaciones del paraje El Molle, los cuerpos básicos aparecen en destapes de menores dimensiones, el más importante aflora en las nacientes del cañadón Lefiú (Perrot, 1960). Otros cuerpos menores se intercalan como filones concordantes o diques en la secuencia antracolítica de este sector.

PAMPA DE AGNIA

En la región de Pampa de Agnia, Nullo (1983) ha reconocido un conjunto de cuerpos hipabisales pequeños y filones capa cuya composición litológica varía entre diabasas piroxénicas y gabros cuarcíferos. Las rocas básicas se encuentran al oeste del cañadón Pelado, al sur de la ruta 265 y al oeste del cerro Punta Este; en Peña Velázquez; al oeste del Pedrero, al este del mismo y al noroeste del cerro Redondo Epul. En la ladera oriental de la quebrada Honda se describe un filón capa de 8 km de longitud y 50 metros de espesor. El cuerpo tiene rumbo noroeste y una inclinación de 20º al Este.

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y PETROGRAFÍA DE LOS CUERPOS

En general los afloramientos tienen escaso relieve relativo. Los sistemas de diaclasamiento generaron bloques; en algunos casos los bloques han evolucionado a formas subesferoidales, circunstancia que ha facilitado su movilidad a favor de la pendiente. De esta forma en bajadas y quebradas se han constituido importantes volúmenes de rocas en tránsito, que enmascaran las relaciones de contacto y las variaciones internas de los cuerpos. Adicionalmente los afloramientos, se encuentran parcialmente ahogados por la cubierta detrítica de los niveles pedemontanos. Las rocas con tamaño de grano homogéneo suelen presentar meteorización catafilar.

Son rocas estratificadas, con texturas cumulares. Predominan las rocas de colores grises y gris verdoso, poseen estratificación de origen magmático y textura granosa. El tamaño de grano es medio, si bien no es homogéneo. Las variaciones en la proporción de los minerales y la composición de éstos determina las variedades petrográficas que caracterizan cada nivel cumular. Las rocas más abundantes son diabasas (gabros) olivínicas, noritas, y diabasas noríticas muy diferenciadas con granófiro intersticial. En proporciones menores se reconocen anortositas, peridotitas y troctolitas. En algunos niveles se observa que los minerales tabulares o prismáticos muestran cierta tendencia a disponerse según el eje mayor paralelo al plano de estratificación (laminación ígnea), esto sugiere la existencia de movimiento en la cámara magmática ya sea por convección o algún tipo de flujo.

En los afloramientos de la sierra de Tepuel el orden de cristalización observado es olivina, plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los minerales accesorios si bien son importantes por sus características, no se observan en todas las rocas y en las que se encuentran lo hacen en proporciones muy variables. Estos minerales son, en las rocas menos diferenciadas, magnetita, sulfuros de hierro, níquel y cobalto, espinelos de magnesio, con hierro y cromo. En las rocas más diferenciadas se observa cuarzo y feldespato alcalino. Un accesorio común en casi todas las rocas es apatita, mineral que suele presentar variaciones en su hábito.

La olivina, de hábito subredondeado, es de composición magnesiana, se han medido cristales con valores de Fo_{86} a Fo_{82}. Es un mineral de prolongada cristalización, el que con muy pocas excepciones reacciona con el fundido y forma ortopiroxeno, consecuencia de este proceso se observan cristales redondeados de olivina con corona de piroxeno. Se han determinado dos tipos principales de piroxeno, ortopiroxeno con una proporción de MgO en la molécula de 82%, en relación al porcentaje de FeO (67% de MgO en rocas más diferenciadas) y clinopiroxeno de tipo augita; en estos cristales se ha medido la relación entre sus óxidos principales variables entre MgO 49%, FeO 12%, CaO 39% y MgO 49%, FeO 6%, CaO 45%. En algunas rocas se ha determinado el ortopiroxeno como producto de inversión de pigeonita. Los piroxenos encontrados en algunas diabasas de norita muestran excelentes ejemplos de exsolución, con formación de ortopiroxeno y augita. Son frecuentes las texturas ofíticas. El feldespato observado corresponde a plagioclasa cálcica, An_{90}, en rocas más diferenciadas llega a ser An_{79}.

En todas las rocas analizadas hay una variación considerable no sólo en la proporción en que aparece un mineral de una roca a otra, sino también es notable la variación en la composición de cada uno de sus minerales, debido a esta característica, las mediciones realizadas sólo pueden considerarse parciales y son indicativas, pero no cubren el registro composicional completo de los minerales.

En muchas de estas rocas se ha perdido o desdibujado el carácter cumular debido a un paulatino incremento del material intercumular. Así se evoluciona a rocas homogéneas formadas por plagioclasa, piroxenos, con y sin olivina, y con los accesorios comunes ya mencionados.

En algunos afloramientos se observan tendencias porfiroides con desarrollo de cristales en dos etapas principales: en los cuerpos del sector norte y oriental de la sierra de Tepuel se encuentran rocas sin, o con muy escasa olivina, formadas por dos generaciones de cristales, una de ellas constituye megacristales de plagioclasa y piroxeno y la otra forma la matriz de grano más fino y similar composición. Esta textura estaría indicando cristalización en condiciones de enfriamiento más rápido y emplazamiento algo más somero.

El análisis de las texturas de los cuerpos gábricos permiten interpretar que los minerales se formaron en condiciones de baja viscosidad, con fuerte participación de la gravedad, a partir de un fundido que tenía movimientos convectivos de manera tal de permitir el movimiento de material de un nivel cumular a otro. El carácter cumular observado, así como la disposición de los cristales indica, además, que la cristalización o gran parte de ésta ocurrió en un ambiente sin perturbaciones físico-químicas, tectónicas o de otra índole.

COMPARACIÓN DE LOS PRINCIPALES AFLORAMIENTOS

La mayoría de los cuerpos reconocidos presentan petrografía (mineralogía y texturas), composición química y relaciones de edad, similares. En su petrografía, todos tienen como tipo dominante a la norita, en gran medida formando parte de una secuencia bandeada, constituida por proporciones variables de piroxenos, plagioclasa y olivina, como minerales principales. En cada uno de los asomos reconocidos en la sierra de Tepuel hay importantes variaciones mineralógicas debida a la naturaleza cumular de estas rocas. Sin embargo, se observa una tendencia en las rocas más orientales a mostrar un grado de diferenciación mayor. Por ejemplo, en la sierra de Quichaura se encuentran noritas con granófiro intersticial y monzogabros, mientras que en los cuerpos más occidentales se encuentran troctolitas, exclusivas de ese sector. Un muestreo representativo de los afloramientos de mayor envergadura permitió reconocer a las rocas analizadas como toleíticas, con hipersteno normativo.

La disposición norte-sur de los principales cuerpos, independientemente de las dislocaciones más modernas (valle Tres Lagunas), junto con el carácter concordante o seudoconcordante de las intrusiones define un homogéneo estilo estructural para estos cuerpos. Esta característica es contrastante con la intrusión discordante de asomos de pequeñas dimensiones observadas en la región las que

corresponden a intrusiones de rocas básicas de carácter alcalino. Estas rocas son más jóvenes y se encuentran relacionadas a la Formación Tres Picos Prieto de edad cretácica.

El conjunto de evidencias mencionadas, petrográficas, químicas y estructurales confirman la presunción de que todos estos cuerpos corresponden a un único ciclo tectomagmático con diferentes niveles de exposición debido a las naturales variaciones de emplazamiento y circunstancias tectónicas locales.

Debe considerarse, que la mayoría de los contactos están cubiertos y a través de evidencias geológicas se interpretan como tectónicos, sin embargo ciertas características generales como, la concordancia de los cuerpos observados, su forma tabular, la ausencia de brechas o fracturamiento en la roca de caja, la estructura del cuerpo y, la existencia de un borde de enfriamiento observado en algunos pocos afloramientos, permiten interpretar que el emplazamiento de la rocas se produjo en una región controlada por esfuerzos extensionales.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Analizadas químicamente muestras representativas de diferentes afloramientos se verifica que el conjunto define una asociación magmática subalcalina con términos ultrabásicos, básicos y mesosilícicos (42-56% SiO_2). Una característica significativa es su definido carácter magnesiano, con valores que alcanzan al 27% de MgO y bajos valores de Na_2O y K_2O, elementos que permanecen bajos con la diferenciación; el Al_2O_3 muestra escasa o nula variación. Los tenores de Fe_2O_3 son muy bajos, destacando el estado reducido y primitivo de la asociación. Todas las muestras analizadas presentan hipersteno normativo.

El diagrama de variación de las tierras raras (Figura 17) muestra un marcado paralelismo entre las distintas muestras analizadas y una baja pendiente entre sus extremos (La/Yb) lo que demuestra que no hay enriquecimiento notable en tierras raras livianas. Los valores específicos suelen ser muy constantes, entre 2, 1 y 2, 8. La relación La/Sm está caracterizada por valores relativamente bajos y constantes que varían entre 2, 6 - 2, 9.

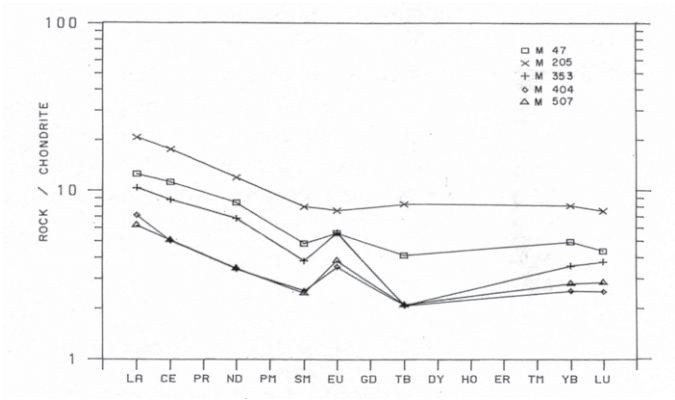


Figura 17. Diagrama de variación de tierras raras normalizado según composiciones del manto primordial

El diseño plano de los diagramas de distribución de las tierras raras, junto con la naturaleza muy magnesiana de estas rocas sugiere que son producto de alto grado de fusión en el manto. Por otro lado, el diseño paralelo de tierras raras, y la baja pendiente indican que el fundido estaba en equilibrio con una fase sin granate. Los bajos porcentajes de algunos elementos como titanio y potasio indican que pueden ser producto de un fundido generado a baja presión, luego la fuente debió estar en equilibrio con una peridotita con feldespato. El Sr y la anomalía positiva de Eu, podrían confirmar estas características de la fuente. La constancia en la relación entre elementos incompatibles refuerza el carácter comagmático del conjunto.

El diseño del diagrama de elementos traza normalizados a MORB (Figura 18, datos de Pearce, 1983), es similar al de los basaltos de arcos de islas o de basaltos de cuencas de retroarco. La presencia de depresiones en elementos como Nb y Ta es consistente con un carácter de rocas básicas de cuencas de retroarco. Éstas depresiones indican la influencia de un arco en la generación de los fundidos básicos.

En el caso de los distintos afloramientos de la sierra de Tepuel y su ladera oriental, se reconoce una zonación de minerales normativos en sentido este oeste. La olivina normativa disminuye desde el sector central de la sierra de Tepuel hacia el oriente; de la misma manera, la plagioclasa disminuye su contenido de calcio hacia el este. Los diagramas de variación correspondientes a los distintos cuerpos se ensamblan en una única curva evolutiva (Poma, 1986). Este conjunto de características químicas permiten inferir que se está en presencia de una asociación comagmática y en el caso de los diferentes afloramientos de la sierra de Tepuel y su faldeo oriental, posiblemente corresponda a los remanentes de un cuerpo mayor asociado a otros menores, hoy desmembrados tectónicamente.

En su conjunto, las características químicas señaladas indican que esta asociación de rocas básicas con texturas cumulares son el producto de un magma toleítico magnesiano emplazado en un ambiente extensional que de acuerdo con la mineralogía, estructura y texturas habría estado caracterizado por alto grado de fusión a baja presión, en el manto o parte inferior de la litósfera. El diseño de elementos traza indica una fuerte influencia del arco en la composición del magma parental. La mineralogía y texturas indican cristalización en condiciones de emplazamiento somero, posiblemente en una corteza adelgazada.

EDAD DE LOS CUERPOS BÁSICOS

Los cuerpos básicos intruyen las secuencias sedimentarias del Paleozoico superior y Lías. En la ladera sudoeste de la sierra de Tepuel, en las inmediaciones del establecimiento Montesino, granitos del Cretácico superior intruyen y modifican apófisis de uno de estos asomos gábricos. (Spikerman, 1976, 1978; Page, 1984). En función de las relaciones estratigráficas Perrot (1960) le asigna una edad post-liásica y Freytes (1973) condiciona su emplazamiento como precretácico. Las primeras dataciones radimétricas de estas rocas trajeron cierta confusión respecto de su edad. En un principio se informaron edades cretácicas en la sierra de Tecka (Turner, 1983), pérmicas y jurásicas en Tepuel (Franchi y Page, 1980), lo que llevó a estos autores a considerarlo un complejo. Sin embargo, las relaciones geológicas y estructurales coinciden en establecer el emplazamiento de la serie en relación a la sedimentación liásica. A partir de esta interpre-

tación geológica se puede ponderar los valores isotópicos y descartar los valores absurdos. En los últimos años se ha acumulado un conjunto de edades que varían entre 171 ± 5 en el arroyo Garrido; 178 ± 10 laguna Quichaura; 165 y 180 Ma (Poma, 1986; Franchi y Page, 1980). Recientemente Feraud et al. (1999, en preparación) realizó una datación por el método Ar/Ar obteniendo el valor de 182.7 ± 1 Ma. La muestra está ubicada unos cien metros al norte del puesto Huenchaqueo, (43º 36' 14" S y 70º 02' 43"O). En definitiva, los nuevos datos corroboran la asignación de la intrusividad de los gabros, en la Precordillera de Chubut, a la culminación del Toarciano, inicio del Dogger, como ya fuera enunciado sobre la base de argumentos geológicos (Page, 1984; Poma, 1986).

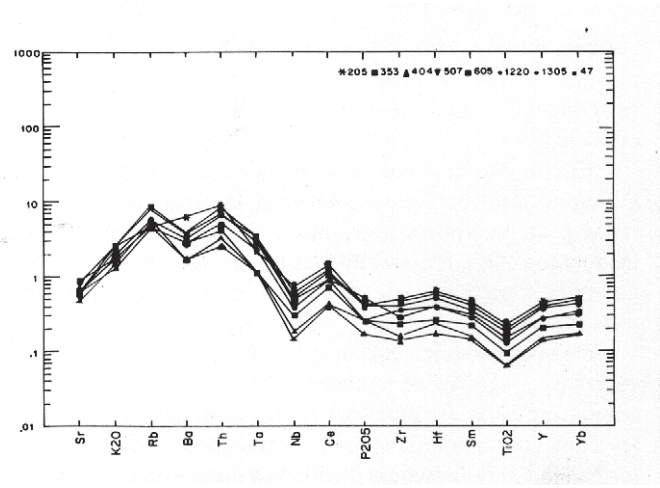


Figura 18. Elementos traza normalizados según MORB (valores de Pearce, 1983)

SIGNIFICADO REGIONAL

La eruptividad básica de la Precordillera del Chubut, define una asociación subalcalina magnesiana (komatítica) que evoluciona a rocas toleíticas, en las que se observa influencia de un arco. La cristalización fraccionada parece haber sido el principal mecanismo de diferenciación a partir de una fuente primitiva. Los análisis químicos y texturales permiten inferir temperaturas elevadas (1300ºC), presiones moderadas (<5Kb) y baja viscocidad (Poma, 1986). Las interpretaciones actuales asumen que estas rocas representan un proceso eruptivo asociado a la extensión de una cuenca de intraarco emplazada en una corteza joven, delgada o atenuada. (Gabaldón y Lizuain, 1982; Ramos, 1983; Page, 1984; Poma, 1986, Dalziel et al, 1987). La presencia de estas rocas en la región transicional entre el arco magmático y el ámbito extraandino, aporta interesantes elementos de juicio al análisis de la evolución regional. En este sentido es de destacar que en el contexto de las edades disponibles se interpreta que el emplazamiento de estas rocas se produjo en la transición entre el Toarciano y el inicio del Dogger. Es notorio que la mayoría de los datos conocidos señalan que no fue hasta el Jurásico medio que dio comienzo la actividad ígnea en la Cordillera Patagónica (Haller y Lapido, 1980; Haller et al, 1981); sin embargo, desde hace años se conocen edades del área cordillerana que en su momento fueron consideradas anómalas por su antigüedad. Por ejemplo, las dataciones K/Ar de volcanitas andesíticas correlacionables con la Formación Ñirehuao efectuadas en la mina el Solcito, al norte de Alto Río Senguerr atestiguaron 160 y 180 ± 10 Ma (Medina y Maisterrena, 1981). Recientemente, los trabajos de Ghiara et al. (1999), Haller et al. (1999) y Suárez et al.(1999) aportan algunas evidencias cronológicas que sugieren que el inicio de la actividad ígnea se produjo durante el Liásico. La faja de afloramientos jurásicos de la Cordillera Patagónica muestran claras evidencias de haber sido la principal expresión de un arco volcánico relacionado a un proceso de subducción (Baker et al, 1981; Haller et al, 1981; Page y Page, 1990b. Estas edades parecen confirmar la hipótesis que interpreta la cuenca liásica como de intrarco y los gabros expresión de la extensión en el área.

El significado regional de las secuencias volcánicas mesosilícicas del Grupo Lonco Trapial/Taquetrén, algo más jóvenes que los intrusivos gábricos es una de las cuestiones centrales de la evolución geológica del Jurásico de la Precordillera. La distribución regional de estas rocas y su química muestran fuertes afinidades con un proceso de subducción; y como tal reiteradas veces se lo ha identificado como brazo oriental del arco magmático (Page, 1984; Poma, 1986; Page y Page, 1990 a y b, 1993). Es posible que la asociación gábrica esté vinculada al magma parental o relacionada genéticamente a la serie volcánica mesosilícica oriental; sin embargo esta posibilidad debe ser sostenida mediante modelados específicos y por lo tanto permanece aún en el campo de las hipótesis de trabajo. Por otra parte, no se debe descartar la vinculación de este ciclo extensional con aquél característico de la patagonia extraandina, asociado a los esfuerzos vinculados a la fragmentación del Gondwana y posterior apertura del Atlántico y descripto por Uliana y colaboradores (Gust et al., 1985; Uliana et al., 1985). De esta manera, tanto por sus dimensiones, localización geográfica y temporal y significado tectónico, cuanto por sus afinidades químicas y sobre todo por sus posibles vinculaciones petrogenéticas con el arco magmático y su hipotético brazo oriental, los intrusivos gábricos jurásicos de la Precordillera del Chubut, constituyen uno de los elementos geológicos principales para comprender la configuración y evolución del orógeno jurásico y su antepaís extraandino.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BAKER, P.E., REA, W.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. y REX, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46º S. Philosophical Transaction Royal Society of London, A 303: 105-149.

CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C. y SCIUTO, J.C., 1979. Mapa geológico de la provincia de Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 639-655.

DALZIEL, I.W.D., STOREY, B.C., GARRET, S.W., GRUNOW, A.M., HERROD, L.D.B. y PANKHURST, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En: Coward, M.P. (Ed.): Extensional Tectonics, Geological Society, Special Publication 28:433-441.

DI TOMMASO, I., 1978. Geología del sector comprendido entre el paraje El Molle y el cerro Tres Picos, departamento Tehuelches, Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

FRANCHI, M. y PAGE, R.F.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asocia-

ción Geológica Argentina, Revista 35 (2):208-229.

FRANCHI, M. y PAGE, R.F.N., 1990. El Arco Magmático Jurásico-Cretácico de la Precordillera del Chubut en el Curso superior del arroyo Genoa. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:19-22.

FREYTES, E., 1970. Informe parcial sobre los trabajos realizados en la zona Ch Prg-7 (Sierra de Tepuel - Chubut). Informe Inédito YPF.

FREYTES, E., 1971. Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamento de Languiñeo y Tehuelches, provincia del Chubut). Informe inédito YPF.

FREYTES, E., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 407-412.

GABALDÓN, V. y LIZUAIN, A., 1982. Estratigrafía y Sedimentología del Liásico del NO del Chubut, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2:509-528.

GHIARA, M.R., HALLER, M.J., STANZIONI, D., BARBIERI, M., MENDITTI, I., CASTORINA, F., TRUDU, C., DEMICHELIS, A.H. y MEISTER, C.M., 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43º10´S): Geochemistry and geochronology. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 178-181.

GUST, D.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y ULIANA, M.A., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. Tectonophysics 116: 223-253.

HALLER, M. y LAPIDO, O., 1980. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Patagonian Septentrional Andes. Earth Science Review 18: 395-410

HALLER, M., LAPIDO, O., LIZUAIN, A. y PAGE, R.F.N., 1981. El mar thitono-neocomiano en la evolución de la Cordillera Norpatagónica. En: Volkheimer, W. (Ed): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1:221-237, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico.

HALLER, M.J., LINARES, E. y OSTERA, H.A., 1999. Petrology and Geochronology of the Sub-Cordilleran Plutonic Belt of Patagonia. South American Symposium on Isotope Geology, Actas 2: 210-214.

IRIGOYEN, M.V., 1983. Geología de la Sierra de Quichaura Sector Septentrional, Departamento de Languiñeo, Provincia del Chubut. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.). Trabajo Final de Licenciatura, inédito.

LAGE, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 189:1-72.

LAGO, M.I., 1983. Geología de la zona comprendidad entre el río Languiñeo y la estribación oriental del cerro Los Menucos. Departamento de Languiñeo. Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

LESTA, P.J. y FERELLO, R., 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 601-653.

LESTA, P.J., FERELLO, R. y CHEBLI, G.A., 1980. Chubut extraandino. En: 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, tomo 2: 1307-1387.

LIMARINO, C.O., 1980. Levantamiento geológico de la región de Pocitos de Quichaura. Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

MEDINA, F. y MAISTERRENA, E.,1981. De las mineralizaciones de la mina El Solcito y El Abuelo y su relación con la eruptividad, Departamento Río Senguerr, Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 571-581.

NULLO, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia. Servicio Geológico Nacional. Boletín 199: 1-90.

PAGE, R.F.N., 1982. Descripción geológica de la Hoja 45 b, sierra de Tepuel. Servicio Geológico Nacional. Informe Inédito.

PAGE, R. y PAGE, S., 1990a. La asimetría magmática del Rift Atlántico. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 339-342.

PAGE, R. y PAGE, S., 1993. Petrología y Significado Tectónico del Jurásico volcánico del Chubut Central. Asociación Geológica Argentina, Revista 48 (1):41-58.

PAGE, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel, cuerpos del sector suroeste, provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 584-599.

PAGE, S. y PAGE, R., 1990b. Magmatismo toleítico en el intra-arco Jurásico de la Precordillera del Chubut. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 98-100.

PEARCE, J.A., 1983. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. En: Hawkesworth y Norry (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths, 230-249.

PÉREZ, A., 1984. Geología de la margen norte de la laguna La Dulce (Aleusco), departamento de Languiñeo, provincia de Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

PERROT, C.J., 1960. Estudio Geológico de las Inmediaciones del Paraje El Molle, Provincia del Chubut. Biblioteca de la facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). 37 pp. Tesis Doctoral Nº 1065, inédita.

POMA, S., 1986. Petrología de las rocas básicas pre-Cretácicas de la sierra de Tepuel, provincia del Chubut. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.) 258 pp. Tesis Doctoral Nº 2005, inédita.

RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2º Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 1: 107-124.

ROBBIANO, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut; República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (1): 41-56.

SPIKERMANN, J.P., 1976. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.), Tesis Doctoral, Inédito

SPIKERMANN, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 33 (1): 17-35.

SUÁREZ, M., DEMANT, A. y DE LA CRUZ, R., 1999. Volcanismo calcoalcalino en W provincia Chon Aike: Grupo Ibañez, Jurásico superior-Cretácico inferior temprano, Aysén, Chile (43º30'-46º30'S). 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 186-189.

SUERO, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el cordón Cherque, cordón Putrachoique, río Tecka y sierra de Languiñeo, Departamento Tehuelches y Languiñeo. Territorio del Chubut. Informe 104, YPF. Inédito.

SUERO, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras 25: 31-48.

SUERO, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 8 (1): 37-53.

TURNER, J.C.M., 1975. Descripción geológica de la Hoja 44d, Languiñeo, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, inédito.

TURNER, J.C.M., 1978. Descripción geológica de la hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Sevicio Geológico Nacional, inédito.

TURNER, J.C.M., 1983. Descripción geológica de la hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Sevicio Geológico Nacional, Boletín Nº 180: 1-92.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K., PHELPS, D. y GUST, D., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásica en el extremo meridional de sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4): 231-253.

VILLALBA, E.G., 1983. Geología de la margen sur de La Salina, departamento de Languiñeo, provincia de Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Recibido: noviembre 1999

5. JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

Miguel A.Uliana† y Leonardo Legarreta

INTRODUCCIÓN

El Jurásico y el Cretácico de la cuenca del Golfo San Jorge están representados por un conjunto de acumulaciones de intraplaca, de índole mayormente no-marina, que se desarrollan en el ámbito del subsuelo centro-patagónico y han sido objeto de considerable escrutinio relacionado con la prospección de hidrocarburos. De manera tradicional, el análisis estratigráfico de estas sucesiones que alcanzan un espesor total superior a los 5000 m, se ha visto dificultado por las limitaciones inherentes a la correlación pozo-a-pozo de estratos continentales. Asimismo, el control biocronológico es saltuario y muchas veces limitado a asociaciones de microfósiles y palinomorfos que sólo proveen un modesto nivel de resolución cronostratigráfica.

Los primeros intentos de síntesis regional se deben a Windhausen (1924, 1931), Roll (1938), Feruglio (1948, 1949), y Criado Roqué et al. (1949). Pese a las limitaciones señaladas, los trabajos a escala de la cuenca, realizados a partir de la década de 1960 (Lesta, 1968; Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al., 1973), proporcionan una imagen relativamente detallada y consistente del régimen sedimentario y de los principales episodios de acumulación. Los estudios realizados en la década de 1980 introdujeron una perspectiva adicional. Trabajos sustentados en la consideración de secciones sísmicas de reflexión hicieron posible una correlación de mayor consistencia, expandieron la interpretación más allá del área con control de pozos, y proveyeron criterios adicionales para desentrañar la sucesión de ambientes deposicionales y el desarrollo paleogeográfico (Urien y Zambrano, 1973; Brown et al., 1982; Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990).

Estudios aún más recientes de afloramientos jurásico-cretácicos ubicados sobre el perímetro de la cuenca, han sido enfocados a la resolución de aspectos estratigráfico-sedimentarios sobre intervalos específicos (Sciutto, 1981; Cortiñas y Arbe, 1981; Cortiñas, 1984; Hechem et al., 1990; Meconi, 1990; Galeazzi, 1989; Legarreta et al., 1993; Hechem, 1994; entre otros). Los resultados de estos trabajos constituyen una valiosa base de especulación analógica, que hará posible una calibración más ajustada de las herramientas geofísicas, y en definitiva posibilitará una nueva fase de avance en el conocimiento del subsuelo.

CONTEXTO GEODINÁMICO

El desarrollo inicial de la sucesión del Jurásico - Cretácico del centro de la Patagonia (Figura 19) se inscribe en un cuadro de extensión regional que, en el Mesozoico temprano, indujo la presencia de un sistema de hemifosas tectónicas de arrumbamiento noroeste (Uliana et al., 1985; Cortés, 1990; Figari y Courtade, 1993).

Estas condiciones afectaron un vasto segmento del sector argentino-chileno de la Pangea del Paleozoico tardío (Uliana et al., 1989), y permitieron la acumulación de sucesiones volcánico-sedimentarias en una serie de fosas con elongación noroeste y limitada interconexión paleogeográfica (De Giusto et al., 1980; Uliana y Biddle, 1987, 1988; Franchi et al., 1989; Figari y Courtade, 1993; Figari et al., 1994).

Hacia el Jurásico medio-tardío tomó importancia una componente transtensional generada a lo largo de zonas de cizallamiento regional de orientación oeste-noroeste (Windhausen, 1924; Francheteau y Le Pichon, 1972; Rapela y Pankhurst, 1992). En apariencia esta condición se desarrolló como resultado de cambios en la orientación del esfuerzo regional que condujeron a la apertura del Atlántico Sur y a la definitiva disgregación del Gondwana (Uliana et al., 1989; Storey y Alabaster, 1991). Dentro de ese contexto se registró fallamiento extensional sinsedimentario sobre líneas no siempre coincidentes con la trayectoria del rifting eomesozoico, y tuvo lugar un efecto de subsidencia diferencial a lo largo de lo que sería la prolongación intra-continental de las zonas transformantes del Atlántico. Esta condición, y un creciente efecto de subsidencia regional promovido por disipación de la anomalía térmica relacionada con el rifting y el volcanismo, indujo la gradual aparición de un pandeo epicontinental de amplitud creciente (Petrarca, 1984; Fitzgerald et al., 1990; Figari y Courtade, 1993). Esta nueva área subsidente adoptó una orientación con pronunciada componente este-oeste (Lesta y Ferello, 1972), que en el curso del Cretácico temprano permitió el desarrollo de una acumulación sedimentaria lensoide con espesores de hasta 3000 m (Urien y Zambrano, 1973).

Durante el Senoniano, la progresión del fenómeno de deriva continental (Windhausen, 1924; Simpson, 1977; Rabinowitz y La Brecque, 1979) se manifestó localmente como un efecto de ladeo regional hacia el este. Por tal razón las acumulaciones supracretácicas se desarollaron como un depósito cuneiforme que se expande en dirección a la actual costa del golfo (Urien y Zambrano, 1973). Hacia el fin del Cretácico, la sumersión generalizada del margen continental patagónico hizo posible una extensa inundación epírica (Windhausen, 1918; Yrigoyen, 1969; Uliana y Biddle, 1988) que invadió la región al oeste del actual golfo San Jorge.

JURÁSICO

JURÁSICO INFERIOR

Rocas de antigüedad eo-jurásica sólo han sido penetradas por algunos pozos profundos en la parte occidental de la

ASTRA C.A.P.S.A. Exploración y Producción Tucumán 744, Piso 10º (1049) Buenos Aires.

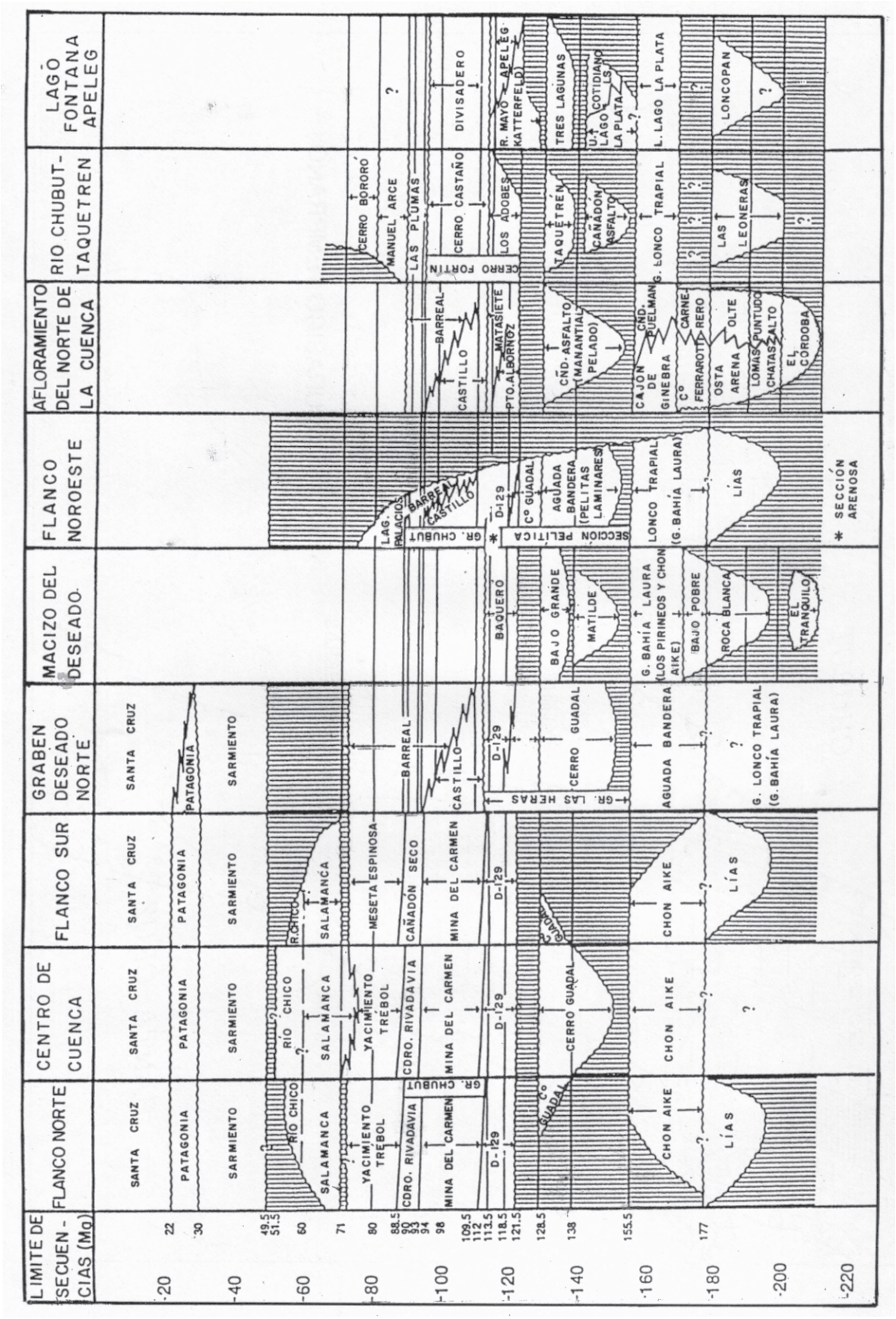


Figura 19. Cuadro cronoestratigráfico mostrando el rango de las principales unidades jurásico-cretácicas de la cuenca de San Jorge, tomado de Fitzgerald et al. (1990). Los valores numéricos indican la edad en Ma de los límites de secuencia, que han sido tentativamente correlacionados a la carta de Haq et al. (1988).

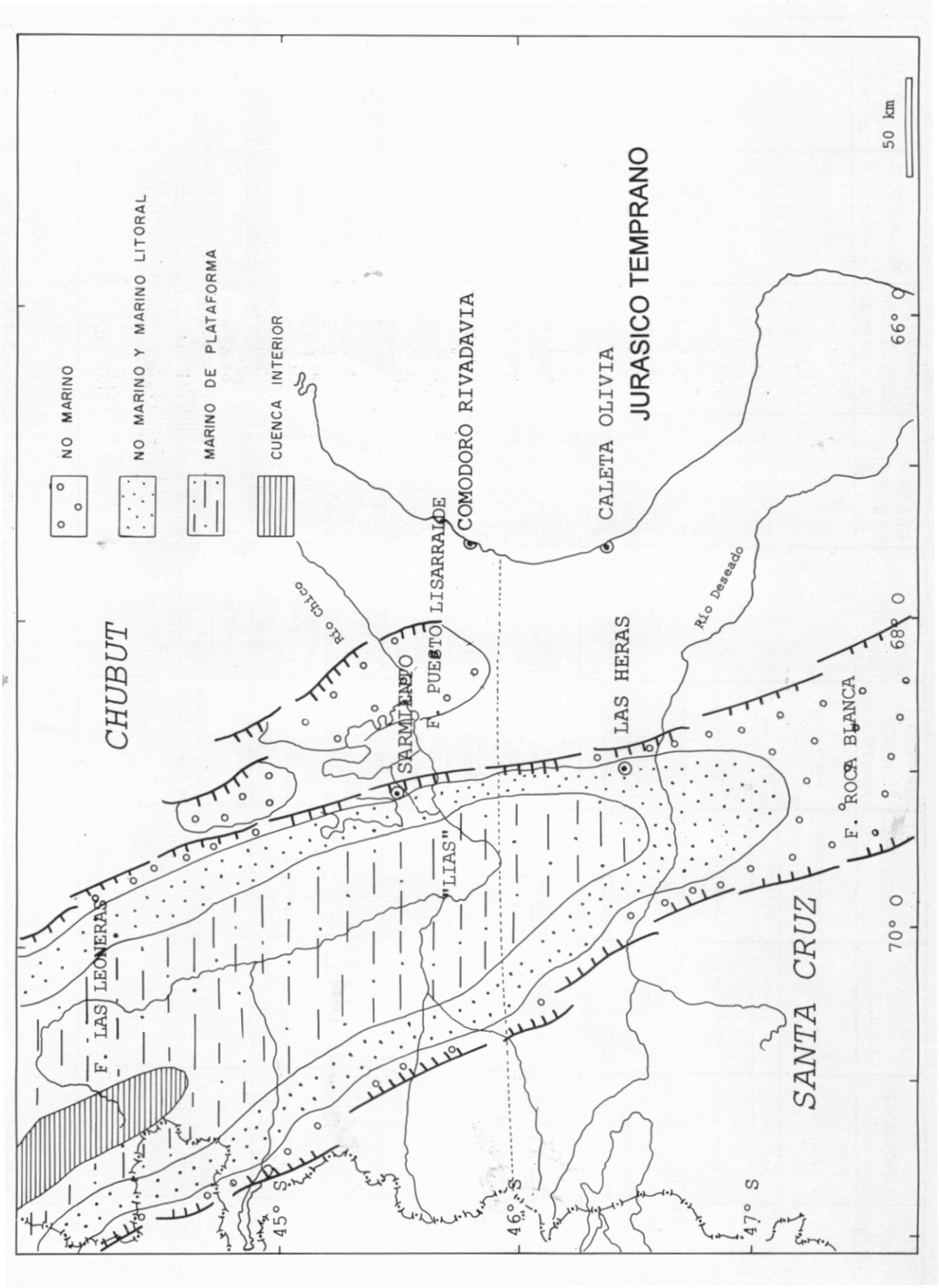


Figura 20. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Jurásico temprano.

cuenca (Ferello y Lesta, 1973). En Laguna Palacios y Manantiales Grandes se ha constatado la presencia de una sucesión de hasta 700 m de espesor, compuesta por fangolitas y limolitas oscuras, carbonosas y con pirita, asociadas a areniscas tobáceas y tobas verdosas silicificadas. Estas capas contienen restos de invertebrados marinos como *Pecten coloradoensis* y otros bivalvos. Las ocurrencias de microplancton, *Michrysteridium* y *Pleurozonaria*, y de polen sugieren una antigüedad jurásica temprana (Toarciano tardío o más viejo). Sobre la base de esta inferencia y un similar desarrollo litológico, estos estratos pueden ser correlacionados con las capas pliensbachiano-toarcianas de la ***Formación Mulanguiñeu***, aflorantes 100 km más al norte en Ferrarotti (Fernández Garrasino, 1976; Cortiñas, 1984). Las interpretaciones de subsuelo (Ferello y Lesta, 1973, Corte A-B) indican que estas rocas del Lías representan el relleno de cuencas del tipo hemifosa limitada por fallas. Vistos en un contexto más regional (Ugarte, 1966; Lesta y Ferello, 1972; De Giusto et al., 1980) estos desarrollos de subsuelo certifican la presencia de un extendido sistema de fosas tectónicas que con rumbo noroeste atravesaba el centro-oeste del Chubut y el centro-norte de Santa Cruz (Figura 20). Presumiblemente la conexión marina con el Océano Pacífico ocurría a la latitud de Río Negro o el sur del Neuquén (Riccardi, 1983; Uliana y Biddle, 1988).

JURÁSICO MEDIO Y SUPERIOR

Los estratos eojurásicos están sobrepuestos por un paquete volcánico - sedimentario que muestra cambios litológicos extremos, oscilando entre facies subaéreas de centros eruptivos y volcaniclásticas proximales, hasta acumulaciones subácueas de tipo lacustre o con cierta influencia marina. Los miembros más conspicuos de este intervalo consisten en rocas de origen volcánico referidas a los ***Grupos Chon Aike*** y ***Lonco Trapial*** (Lesta y Ferello, 1972) y que Feruglio (1948) reconociera como ***Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina***. Se trata de ignimbritas riolíticas y lavas andesíticas y traquibasálticas, brechas, tobas porfiríticas brechosas, asociadas a areniscas y conglomerados que han sido penetradas en la parte oriental y occidental de la cuenca (Lesta, 1968; Lesta et al., 1973; Clavijo, 1986). Hacia el meridiano central de las provincias de Chubut y Santa Cruz también se han identificado interposiciones de brechas y aglomerados volcánicos, lavas y filones capa designados como ***Complejo Volcánico Synrift*** (Barcat et al., 1989). Facies predominantemente sedimentarias, comparables a parte de lo que Feruglio (1948) denominara ***Complejo de Olte*** o ***Formación Jurásica Continental,*** incluyen pelitas rojas y conglomerados (***Formación Manantial Pelado*** en Clavijo, 1986), calizas, areniscas, paquetes de pelitas oscuras con espesores de varios centenares de metros, limolitas rojas y verdes, y tobas vitrocristalinas (***Formación Aguada Bandera***, ***Sección Pelítica Basal*** en Barcat et al., 1984, 1989). Se conoce la presencia de ostrácodos, Estherias y escamas e improntas de peces.

En el ámbito de la cuenca del Golfo los términos altamente volcánicos del ***Complejo Porfírico*** son tradicionalmente referidos al Mesojurásico inferior (Bajociano - Bathoniano), sobre la base de su posición en la sucesión de la Patagonia (Stipanicic, 1957; Lesta y Ferello, 1972) y a dataciones radimétricas de 160 ± 10 Ma (Cortiñas, 1984). Estas unidades mesojurásicas registran la extrusión de grandes volúmenes de material magmático silíceo hasta basáltico (Uliana et al., 1985; Page y Page, 1993; Rapela y Pankhurst, 1993), coetánea con depresiones tectónicas activamente subsidentes que acumulaban depósitos de taludes volcaniclásticos y de abanicos aluviales y sucesiones lacustres con estromatolitos algáceos y ostrácodos (Cortiñas, 1984). Durante este período marcado por intensa actividad eruptiva, parece desvanecerse la comunicación oceánica con el Pacífico (Riccardi, 1983).

Las formaciones que representan al Jurásico cuspidal como ***Aguada Bandera*** (Lesta et al., 1980) y ***Manantial Pelado*** (Fernández Garrasino, 1976), son asignables genéricamente al Oxfordiano - Tithoniano hasta infra-Neocomiano, sobre la base de un control bioestratigráfico no siempre concluyente. Las dataciones disponibles se apoyan en la presencia de formas de *Inaperturapolenites limbatus* (Ferello y Lesta, 1973), faunas de ostrácodos y conchóstracos, y foraminíferos atribuidas al Malm (Laffitte y Villar, 1982), y en el hallazgo de palinomorfos eocretácicos (Archangelsky et al., 1984). Las secciones de pelitas oscuras con varios cientos de metros de espesor son atribuidas a un medio deposicional lacustre con fondos euxínicos (Barcat et al., 1989). Dentro de tal contexto, ciertos arreglos sísmicos con clinoformas sugieren arribo mayoritario de detritos desde el norte y nordeste (Fitzgerald et al., 1990). El registro de configuraciones sísmicas abultadas en posiciones distales de cuenca, podría reflejar la presencia de alguno de los miembros volcánicos penetrados en distintas perforaciones (Laffitte y Villar, 1982; Barcat et al., 1989). En la proximidad de algunas fallas, asimismo, se ha detectado la presencia de espesos paquetes conglomerádicos (Clavijo, 1986), interpretables como el producto de abanicos aluviales adosados a escarpas de fallas en actividad. Las imágenes sísmicas indican que el Jurásico medio-superior alcanza potencias máximas en el orden de los 2000 m hacia la parte sudoccidental de la cuenca. Los espesores locales son altamente variables y están relacionados con la proximidad a paneles ladeados y a depocentros elongados de orientación NO-SE (Fitzgerald et al., 1990; Barcat et al., 1989). Con relación al Jurásico inferior, el patrón de acumulación se muestra más expandido al este (Figura 21), pero aún registra irregularidades de espesor vinculadas a un efecto de subsidencia diferencial controlado por fallas. Hacia los bordes de la cuenca el tope del Complejo Porfírico suele estar marcado por una discordancia de carácter angular, pero el contacto con la sucesión lacustre suprajurásica toma actitud paraconcordante hacia el interior de la cuenca (Fitzgerald et al., 1990).

En conjunto, la información estratigráfica y sísmica muestra que durante el Jurásico tardío se produjo un cambio sustancial en el patrón sedimentario del centro de la Patagonia. La actividad magmática disminuyó considerablemente y la condición de acumulación subaérea que predominó en la región durante el Jurásico medio fue modificada por la gradual aparición de un extenso sistema de lagos sometidos a un regimen hidrológico meromíctico. Esos cuerpos de agua permitieron la acumulación y preservación de grandes espesores de pelitas orgánicas. La elevación regional en el nivel de base y el cambio hacia una cuenca más expandida y única, fue aproximadamente contemporáneo con eventos de inundación marina registrados por las sucesiones oxfordianas - tithonianas de las cuencas Austral (Ramos, 1976; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Riccardi, 1983) y Neuquina (Legarreta, 1991;

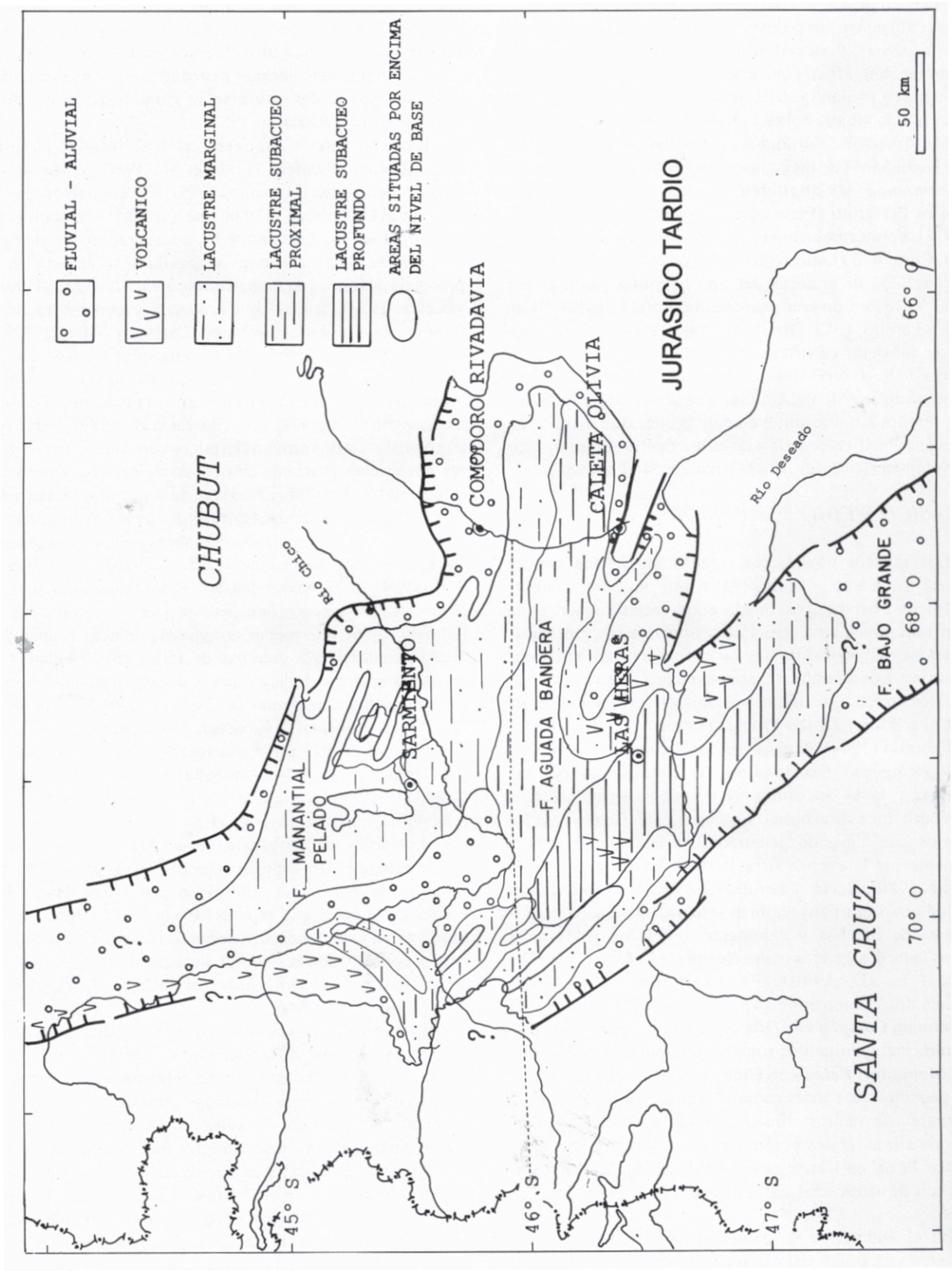


Figura 21. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Jurásico tardío.

Legarreta y Uliana, 1991). Sin embargo, en la cuenca San Jorge las incursiones marinas parecen haber sido esporádicas y de extensión limitada. Para explicar tales eventos se especula con una conexión paleogeográfica restringida por el oeste, a través del extremo norte de la cuenca Austral (Clavijo, 1986; Fitzgerald et al., 1990).

CRETÁCICO

CRETÁCICO INFERIOR

Las capas eocretácicas ubicadas por encima de los niveles berriasianos del tope de la Formación Aguada Bandera integran tres paquetes limitados por discordancias, que coinciden aproximadamente con el desarrollo de las ***Formaciones Cerro Guadal*** (Ferello y Lesta, 1973), ***D-129*** y ***Mina del Carmen*** (Lesta, 1968). Cada uno de estos intervalos registra la existencia de sistemas deposicionales y de marcos paleogeográficos con características singulares.

En su desarrollo característico, la ***Formación Cerro Guadal*** consiste en unos 300 m de fangolitas y limolitas grises, con intercalaciones de vaques de grano fino, fangolitas carbonosas y areniscas blanquecinas, siendo el conjunto rico en material piroclástico (Clavijo, 1986). Es una entidad que se destaca por un desarrollo areal extremadamente restringido (Clavijo, 1986; Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990), que se presenta confinada a la parte sudoeste de la cuenca (Figura 22). Los espesores son altamente variables, regidos por la presencia de bloques ladeados y depocentros de orientación noroeste (Fitzgerald et al., 1990). La formación ha sido penetrada en un número limitado de pozos en los que no se han detectado fósiles con valor cronoestratigráfico. Considerando la antigüedad de los intervalos que la confinan por encima y por debajo, y la correlación con unidades acumuladas en ámbitos vecinos de la cuenca Austral (***Formaciones Río Mayo / Katterfeld***), se infiere una edad valanginiana o valanginiana - hauteriviana (Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990). Para dicho período se interpreta la existencia de un sistema deposicional de índole lacustre profunda, localmente alimentado por cursos fluviales de tipo entrelazado. La banda de acumulación subaérea debió ser muy angosta o inexistente, y la zona marginal del lago parece corresponderse con reflexiones sísmicas de tipo paralelo. La porción proximal de los medios de acumulación subácuea se refleja como eventos sísmicos semicontinuos de gran amplitud, fuertemente imbricados, y con desarrollo localizado de terminaciones en *toplap*. La orientación de estas clinoformas indica un efecto de progradación sedimentaria con arribo detrítico mayoritario desde el norte y el nordeste (Fitzgerald et al., 1990).

La denominación Formación D-129 fue propuesta por Lesta (1968) para designar a sedimentitas jurásico - cretácicas ubicadas entre el tope del Complejo Porfírico mesojurásico y la base del Chubutiano, el intervalo que contiene al grueso de las areniscas productores de hidrocarburos. Esta denominación reemplazaba a otras en uso en la industria petrolera, tales como ***Serie Tobífera calcáreo-oolítica***, o simplemente ***Complejo V***. Trabajos posteriores han seguido el criterio de referir a estas sucesiones suprajurásico - neocomianas con la designación más genérica de ***Grupo Las Heras*** (ej. Lesta et al., 1980; Barcat et al., 1989). En la práctica actual Formación D-129 es utilizado para involucrar sólo el tramo cuspidal, presumiblemente supra-neocomiano, de la Serie Tobífera calcáreo-oolítica. El desarrollo litológico típico de la Formación D-129 está dominado por la presencia de pelitas y tobas, y algunas areniscas de coloración gris oscura, a las que se asocian zonas de lutita bituminosa y delgados niveles de caliza. Típicamente los calcáreos son descriptos como packstones oolíticos o pisolíticos, y con menor frecuencia como calizas algales, bioclásticas (ostracoditas), o macizas (Fitzgerald et al., 1990; Van Niewenhuise y Ormistom, 1989). Los equivalentes marginales, atribuidos a la ***Formación Matasiete*** o a la ***Formación Los Alazanes*** (Sciutto, 1981; Clavijo, 1986), carecen de calizas oolíticas y de pelitas negras. Dichas acumulaciones se presentan como sucesiones rojizas de fangolitas, areniscas relativamente espesas y lentes conglomerádicos que contienen troncos fósiles, zonas bioturbadas y niveles de concreciones de tipo tosca.

Fósiles colectados en la parte occidental de la cuenca sugieren un rango de antigüedad del Hauteriviano - Aptiano para las capas de la Formación D-129. Estas evidencias incluyen presencia de palinomorfos (Archangelsky et al., 1984; Fitzgerald et al., 1990) y ostrácodos (Laffitte y Villar, 1982) en muestras de pozos, y ostrácodos no-marinos y carófitas en afloramientos cercanos del cinturón de San Bernardo (Cortiñas y Arbe, 1981; Hechem et al., 1987). Una edad comparable es sugerida por vinculaciones sísmicas hacia el oeste que permiten correlacionar a los estratos de la Formación D-129 con capas portadoras de polen, dinoflagelados y foraminíferos asignados al Barremiano-Aptiano (Archangelsky y Seiler, 1980).

Los estratos de la Formación D-129 representan una fase de marcada expansión de la cuenca (Figura 23), que autores como Fitzgerald et al. (1990) relacionan con la creciente importancia de un efecto de subsidencia regional de tipo térmico. Las variaciones de espesor total se tornan más regulares, definiendo un patrón de tipo *sag* que se aparta del estilo complejo reconocido para las unidades precedentes. Los máximos espesores ocurren en la parte central de la cuenca (Fitzgerald et al., 1990) y los acuñamientos hacia los bordes de acumulación son muy regulares, ocurriendo como resultado de un doble efecto de traslape y convergencia interna (Barcat et al., 1989). En las secciones sísmicas, el perímetro de la cuenca aparece expresado como un conjunto de eventos discontinuos de amplitud media a baja. Posiciones más internas se reflejan como eventos semicontinuos, de amplitud media a baja y hábito subparalelo a levemente imbricado. La parte axial del depocentro registra reflexiones subparalelas a sigmoides y en un área limitada se observan configuraciones de tipo clinoforme empinado, presumiblemente desarrolladas en aguas relativamente profundas (Fitzgerald et al., 1990). Sobre el flanco norte de la cuenca la base del intervalo presenta una organización de tipo transgresivo, en estratos localmente conocidos como Formación Los Alazanes (Barcat et al., 1989). Los términos más jóvenes de la unidad, por el contrario, muestran un arreglo con superposición de facies escalonada hacia el interior de la cuenca, en la que los depósitos de acumulación subaérea se expanden desde el norte y nordeste avanzando hacia el eje del depocentro (Sciutto, 1981; Clavijo, 1986; Fitzgerald et al., 1990).

Desde los estudios de Feruglio (1949) y Lesta (1968), la mayoría de los autores se inclinan a asumir que la parte central de la cuenca del Neocomiano tardío se mantuvo dominada por condiciones de sedimentación subácuea de carácter lacustre. El mosaico de litofacies sigue un patrón regular

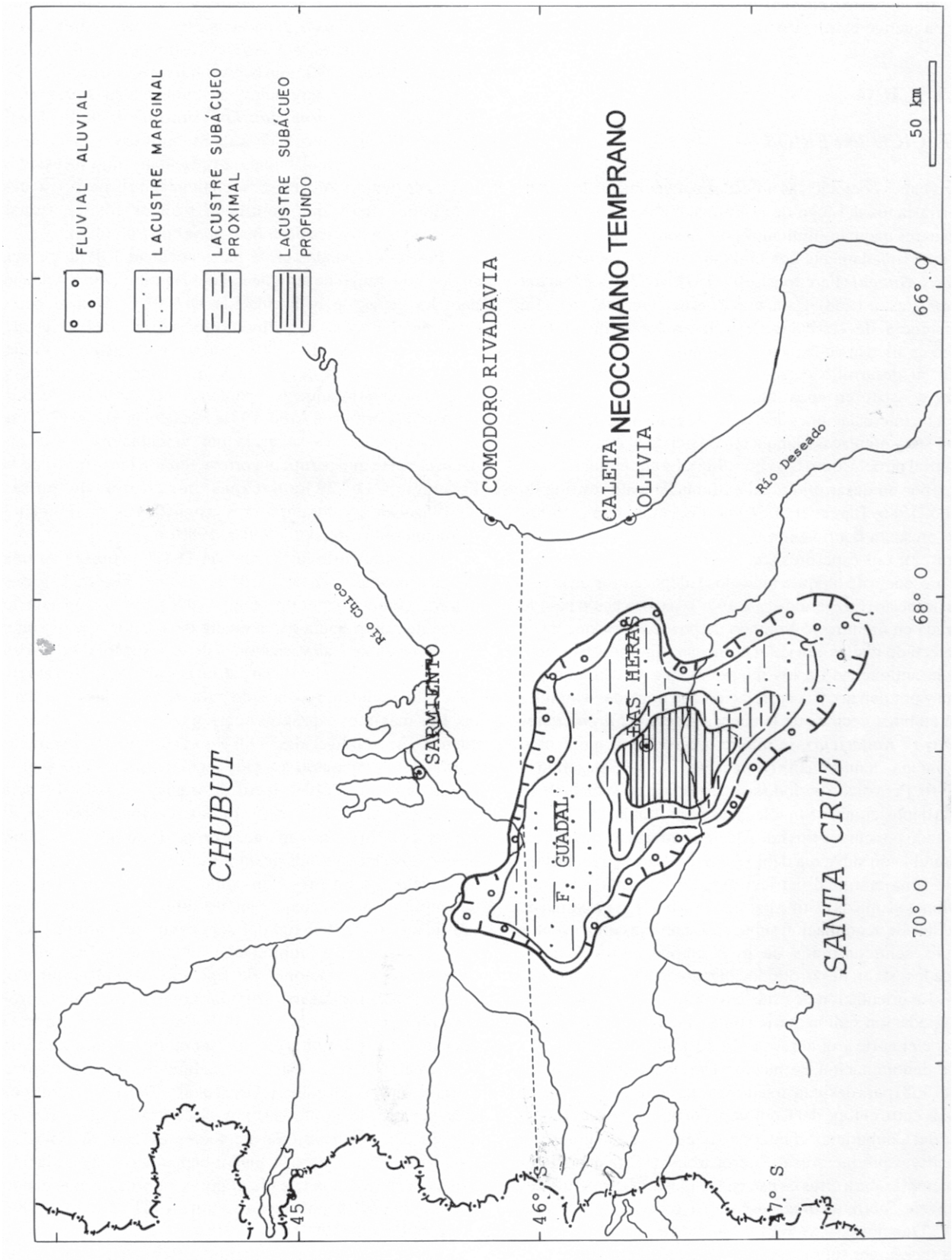


Figura 22. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Neocomiano temprano.

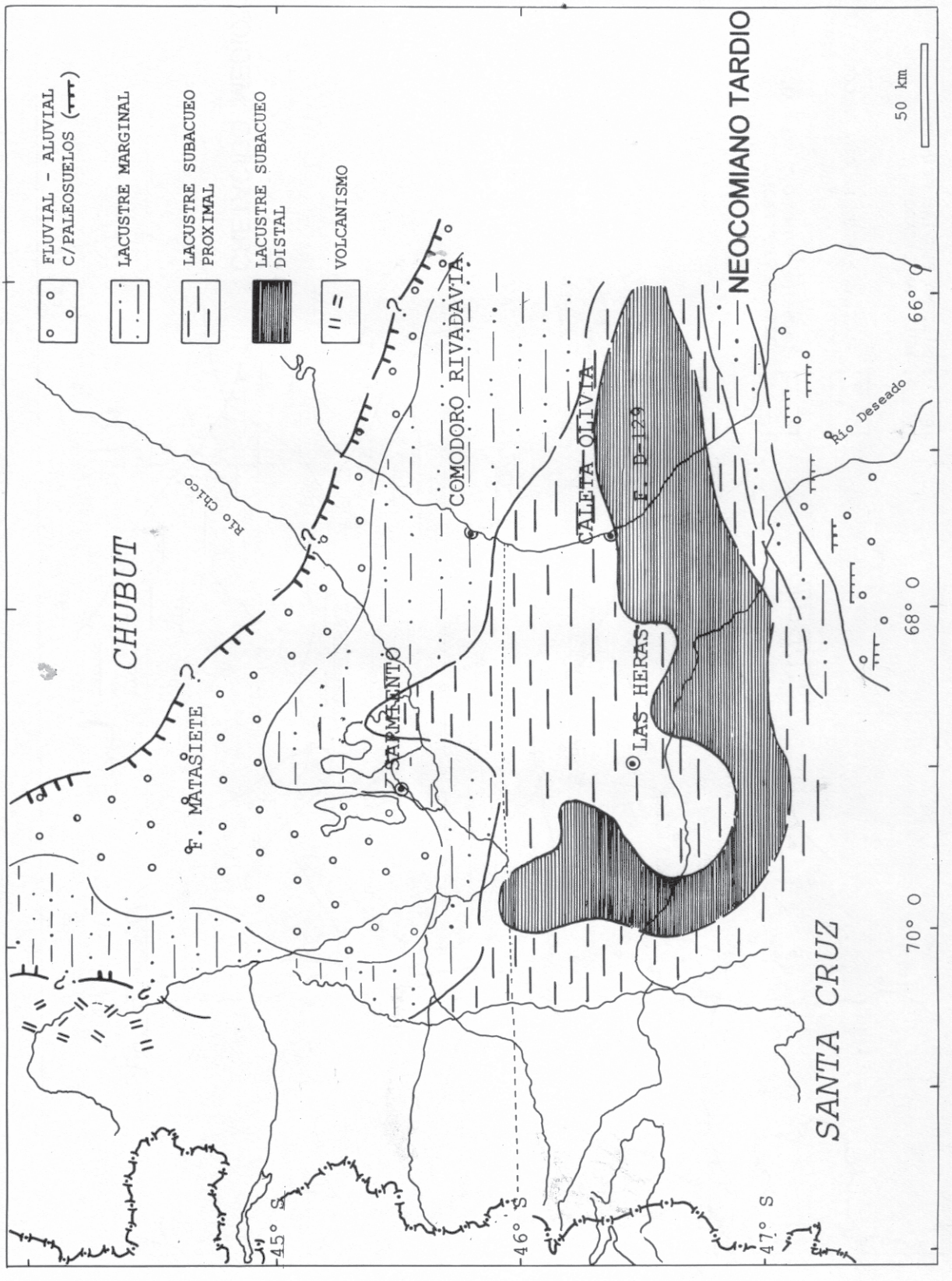


Figura 23. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Neocomiano tardío.

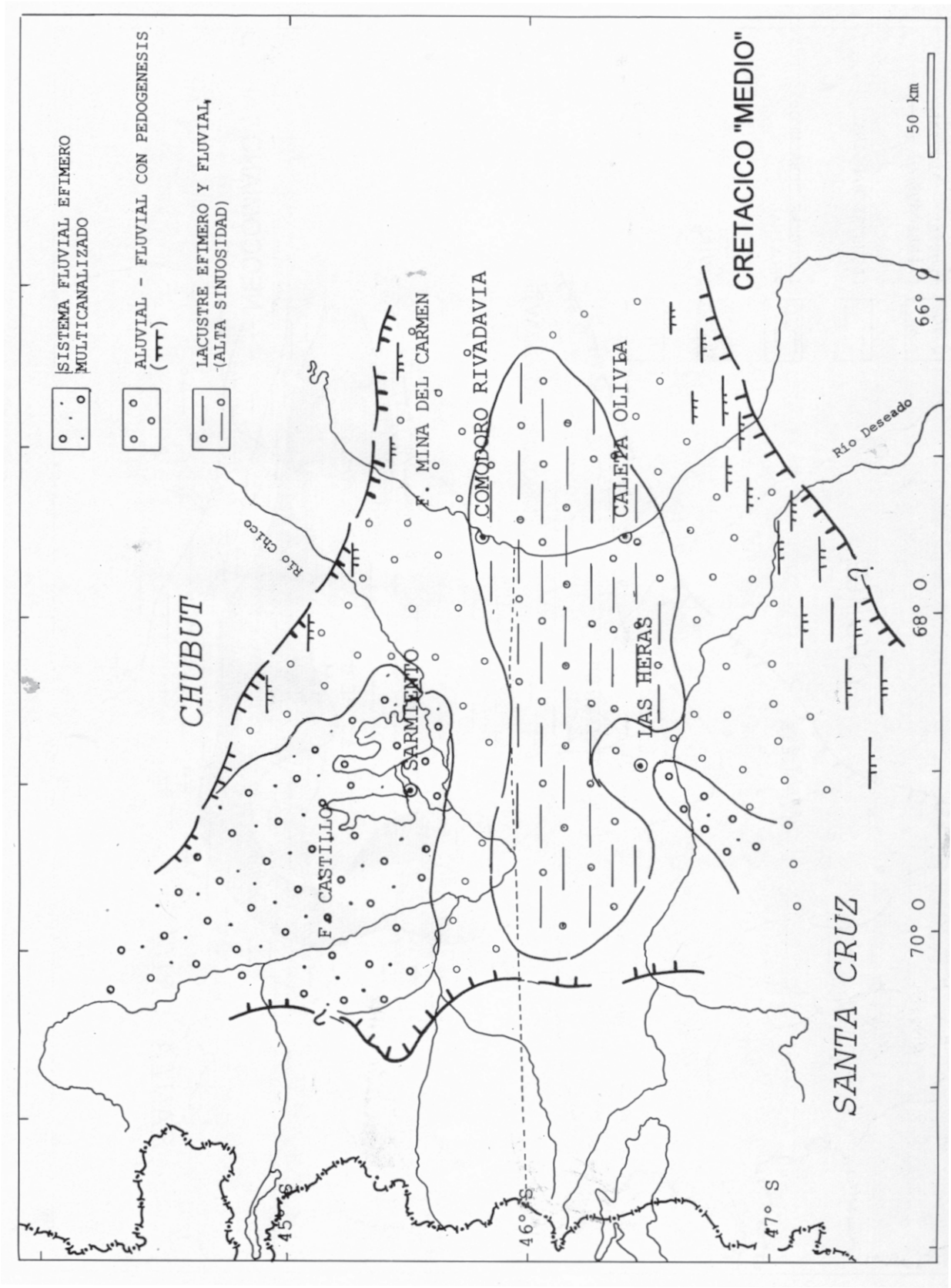


Figura 24. Bosquejo Paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Cretácico «medio».

caracterizado por bandas de tipo concéntrico. Algunos rasgos sedimentológicos, como la alteración en analcima del vidrio volcánico, el tipo de carbonatos, y la alta concentración de materia orgánica de índole algal con formas de tipo *Botryococus* y asociaciones polínicas dominadas por *Clasopollis*, son consistentes con un régimen climático semiárido y condiciones hidrológicas de tipo salino-alcalino y circulación meromíctica (Van Niewenhuise y Ormiston, 1989; Fitzgerald et al., 1990). La presencia de fósiles marinos en secciones correlativas perforadas al oeste de la sierra de San Bernardo, sin embargo, sugiere la posible existencia de lenguas marinas. La extensión hacia el este de tales penetraciones oceánicas es por el momento desconocida.

Los términos más jóvenes de la sucesión infracretácica consisten de estratos francamente piroclásticos conocidos como ***Complejo IV*** o más modernamente como ***Formación Mina del Carmen*** (Lesta, 1968). Este intervalo supera holgadamente los 1000 m de espesor y se destaca por el predominio de tobas y tufitas claras y por una coloración general de tinte gris-verdoso. La presencia muy esporádica de cuerpos arenosos de índole lenticular es otro de los rasgos característicos que la distingue de las unidades supracretácicas. Estudios petrográficos realizados sobre capas contemporáneas de la ***Formación Castillo*** que afloran en la sierra de San Bernardo, revelan el predominio de tobas vitroclásticas y tufitas con variados grados de reciclaje (Teruggi y Rossetto, 1963), y la presencia común de chalazolitas asociadas a bioturbaciones vegetales (paleosuelos) y a alteraciones ceolítico-analcímicas (Sciutto, 1981). Las evidencias paleontológicas que apuntan a una edad aptiano - albiana para la Formación Mina del Carmen son relativamente imprecisas o indirectas. Entre ellas se cuentan registros polínicos del pozo Albatros (Fitzgerald et al., 1990), ostrácodos y carófitas del Albiano hallados en capas consideradas como coetáneas con la Formación Castillo (Musacchio y Chebli, 1975), y la edad senoniana interpretada para las faunas de dinosaurios contenidas en estratos ubicados por encima de la Formación Castillo (Bonaparte y Gasparini, 1978).

Barcat et al. (1989) señalan que tanto la base como el tope del intervalo Mina del Carmen coinciden con discontinuidades estratigráficas. La distribución regional de espesores es relativamente simple, y define la existencia de una depresión amplia, con las mayores potencias en la parte central y adelgazamiento paulatino sobre los flancos (Fitzgerald et al., 1990). Variaciones locales de orden menor son atribuidas a la persistencia puntual de fallamientos sinsedimentarios (Cerdán et al., 1990). En posiciones periféricas las reflexiones sísmicas son de tipo subparalelo, semicontinuas o irregularmente discontinuas y de baja a media amplitud. En el centro de la cuenca se registra una mayor continuidad de eventos, y arreglos imbricados (*shingles).* Estas configuraciones sugieren un transporte principal desde el norte y el nordeste, y un arribo subordinado desde el sur. La presencia local de eventos sísmicos interpretados como la expresión de superficies de incisión estratigráfica (Fitzgerald et al., 1990) es congruente con observaciones de superficie que documentan la existencia de rellenos conglomerádicos discontinuos en la base del intervalo (Ferello y Tealdi, 1950, en Barcat et al., 1984). En su conjunto el patrón estratigráfico de Mina del Carmen puede ser calificado como el producto de una cuenca epicratónica relativamente estabilizada (Figura 24), en la que los cambios laterales de facies ocurrieron de forma sutil dentro de un contexto de bajo gradiente deposicional. Las secciones delgadas de posición marginal a la cuenca, son preponderantemente tobáceas (Sciutto, 1981), y en apariencia representan un depósito condensado de material piroclástico acumulado en condiciones subaéreas puntuadas por el desarrollo de paleosuelos (Fitzgerald et al., 1990). Posiciones más internas muestran un progresivo incremento en la participación de areniscas transportadas por sistemas fluviales (Meconi, 1990). Situaciones aún más distales están caracterizadas por lentes arenosos sin intercomunicación, aislados en una masa de chonitas y fangolitas (Cerdán et al., 1990). Este tipo litofacial ha sido interpretado como el producto de acumulación en zonas bajas con pantanos o lagos efímeros de tipo salino-alcalino (Feruglio, 1949; Teruggi y Rossetto, 1963; Fitzgerald et al., 1990).

CRETÁCICO SUPERIOR

Los miembros supracretácicos del ***Grupo Chubut*** (=***Formation Chubutienne***, Ameghino, 1898; =***Chubutense***, Feruglio, 1948; =***Chubutiano***, Groeber, 1959) desarrollados por encima de la Formación Mina del Carmen, alojan numerosos yacimientos de petróleo y gas, y constituyen la más conocida de las unidades jurásico - cretácicas de la cuenca del Golfo (Criado Roqué et al., 1949). Se trata de una serie relativamente homogénea en la que alternan areniscas más o menos piroclásticas y fangolitas de tinte amarillento a gris verdoso (Lesta, 1968). Dentro de este conjunto de capas, que alcanza espesores totales cercanos a los 2000 m, las subdivisiones de menor jerarquía han sido fundamentadas en la correlación física de tramos caracterizados por la abundancia o carencia de capas areniscosas con capacidad para alojar hidrocarburos (***Horizontes*** o ***Complejos I, II*** y ***III***). En la práctica más moderna se ha seguido el criterio de cartografiar paquetes de extensión más o menos regional, reconocidos mediante correlaciones pozo-a-pozo requeridas para desarrollar los yacimientos petrolíferos. De tal manera, y siguiendo a Lesta (1968), en el flanco norte de la cuenca se identifican las ***Formaciones Comodoro Rivadavia*** y ***Yacimiento Trébol,*** y en el flanco sur se reconoce a las ***Formaciones Cañadón Seco*** y ***Meseta Espinosa.*** Finalmente, sobre la parte occidental de la cuenca se reconoce a las ***Formaciones Bajo Barreal*** y ***Laguna Palacios***. (Ej. Sciutto, 1981).

Mientras el perímetro de la cuenca (Figura 25) se presenta dominado por apilamientos de paleosuelos con alto contenido de trizas vítreas y material piroclástico (***Tobas Amarillas***, ***Formación Laguna Palacios***), los equivalentes más distales registran un aumento en el contenido de fangolitas y areniscas dispuestas en lentes y zonas tabulares entrecruzadas (Roll, 1938; Sciutto, 1981; Hechem et al., 1990; Fitzgerald et al., 1990). En su mayoría las areniscas muestran textura de grauvaca y subgrauvaca, con 30-40 % de cuarzo, 35-40 % de fragmentos líticos y 10-15 % de feldespatos (Lesta, 1968). La presencia relativamente frecuente de paleosuelos (Sciutto, 1981; Rodríguez, 1993) y restos saltuarios de dinosaurios saurópodos y carnosaurios (Bonaparte y Gasparini, 1978; Martínez et al., 1986; Powell, 1990) junto con las características de las estructuras primarias registradas en las areniscas (Hechem et al., 1990) revelan un ámbito de acumulación dominado por procesos aluviales. Brown et al. (1982) y Barcat et al. (1989) también han postulado la presencia de abanicos deltaicos y de cuerpos turbidíticos depositados en lagos con régimen de aguas someras. Estudios recientes sugie-

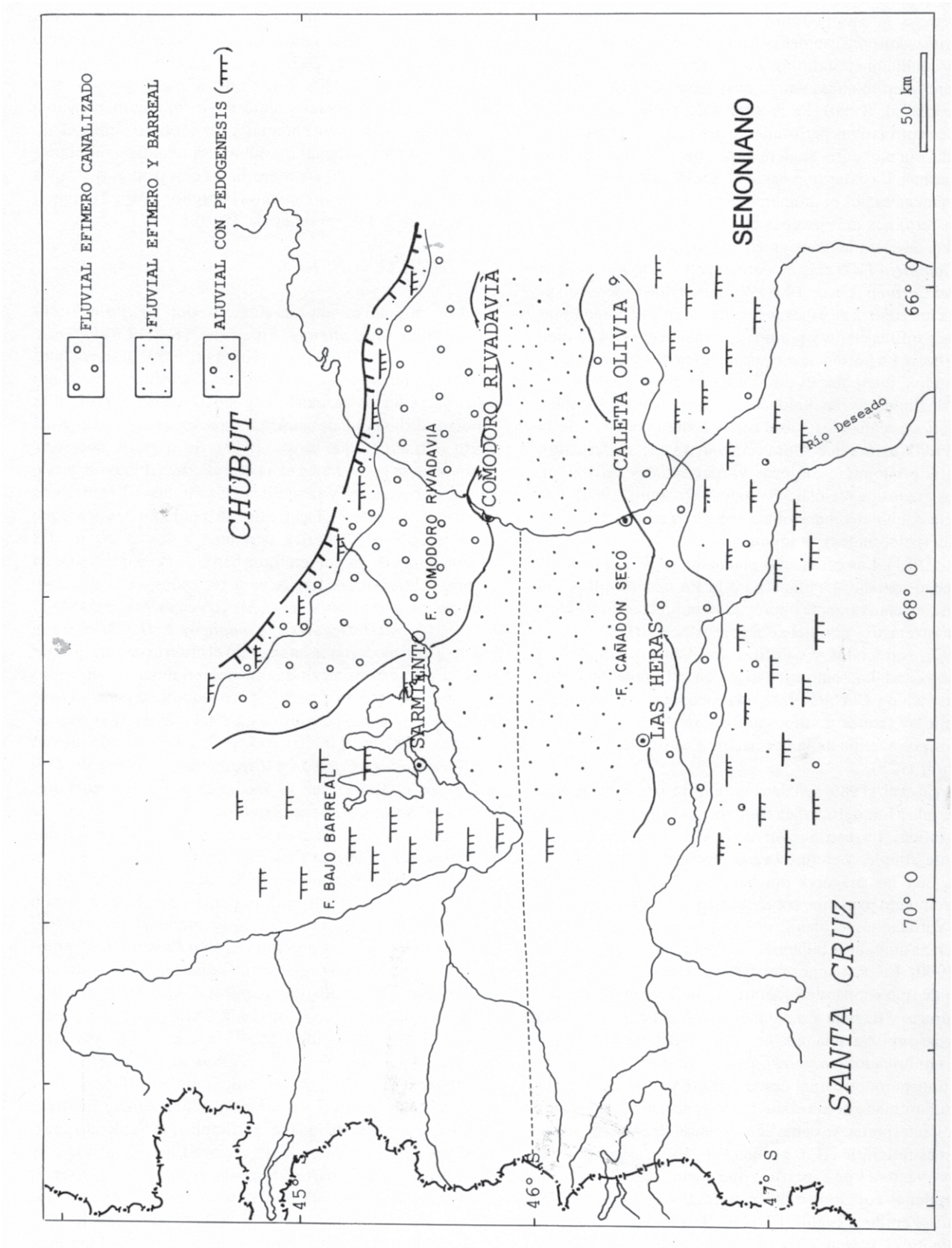


Figura 25. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Senoniano.

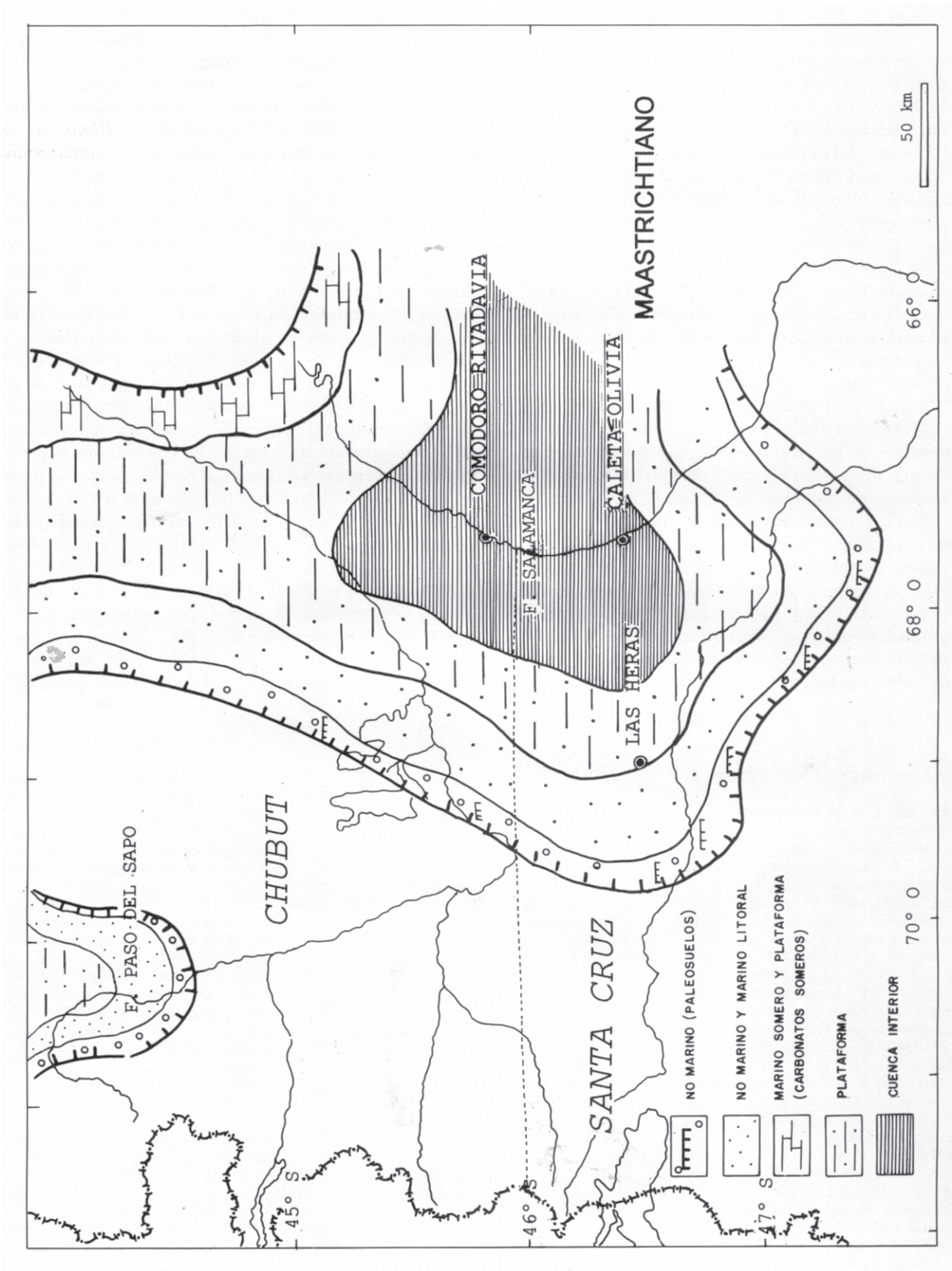


Figura 26. Bosquejo paleogeográfico y de sistemas deposicionales del Maastrichtiano.

ren que buena parte de los cuerpos arenosos representan lóbulos detríticos no-canalizados, acumulados por sistemas fluviales efímeros que descargaban en zonas de barreal y en cuerpos lacustres no permanentes (Rodríguez, 1993; Legarreta et al., 1993; Hechem, 1994). De acuerdo con estos puntos de vista, el sistema deposicional del Cretácico tardío habría tenido rasgos en común con los abanicos terminales actualmente activos en las planicies del noroeste de la India (Parkash et al., 1983) y con el gran delta de Okavango del centro-sur africano (Stanistreet y McCarthy, 1993). El tramo del Chubutiano que sobreyace a la Formación Mina del Carmen es referido al Cenomaniano - Campaniano, sobre la base de evidencias paleontológicas poco concluyentes (ver Fitzgerald et al., 1990). Esta parte superior del Chubutiano suele ser subdividido en tres unidades mapeables, definidas y correlacionadas sísmicamente (Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990). Estas secuencias muestran un patrón estratigráfico similar, caracterizado por miembros marginales delgados y extendidos, y por un espesamiento regular hacia el centro de la cuenca. Internamente se destaca una configuración asimétrica con predominio de areniscas sobre el flanco norte (Lesta, 1968) y una tendencia general granodecreciente (Barcat et al., 1989), que presumiblemente se relaciona con el ascenso general del nivel de base previo a la transgresión del Maastrichtiano (Fitzgerald et al., 1990). Esta regularidad a la escala de la cuenca contrasta con una considerable heterogeneidad al nivel de los complejos arenosos que alojan hidrocarburos. La arquitectura de detalle es compleja e incluye unidades genéticas con arreglo progradante - retrogradacional. Este estilo intrincado y difícil de predecir, es atribuido a un efecto combinado de fallamiento sinsedimentario y cambios en el nivel de base sobreimpuestos al sistema deposicional de tipo fluvial efímero (Fitzgerald et al., 1990; Legarreta et al., 1993; Hechem, 1994).

Los estratos más jóvenes de la serie cretácica integran la parte inferior de una conspicua sucesión con capas de origen marino, de antigüedad maastrichtiana hasta paleocena, a la que se conoce como ***Formación Salamanca*** (Lesta et al., 1980; = ***Formación San Jorge***, Windhausen, 1918; = ***Salamanqueano***, Windhausen, 1924, 1931; Feruglio, 1949). El desarrollo característico del intervalo del Maastrichtiano incluye un miembro inferior verdoso (= ***Glauconítico***, Feruglio, 1949), de areniscas cuarzosas y con glauconita acumuladas en un ámbito litoral con rasgos estuáricos y zonas costeras con manglares. Este cortejo transgresivo es sucedido por un miembro dominado por pelitas verdes de ámbito francamente marino (= ***Fragmentosa***, Feruglio, 1949), en la que se han encontrado nannofósiles como *Archangenskiella cymbiformis* (Barcat et al., 1989) que atestiguan una edad maastrichtiana. La sección basal de la Formación Salamanca descansa sobre estratos del Chubutiano, a lo largo de una superficie de discordancia regional (Roll, 1938). El espesor de las capas marinas se reduce hacia el interior patagónico, al sur, oeste y noroeste del golfo San Jorge (Feruglio, 1949), delineando la presencia de una extensa bahía (Figura 26) que ocupaba la parte axial de la cuenca y se expandía al norte siguiendo la traza del actual valle del río Chico (Windhausen, 1924, lámina IV). El análisis de secuencias deposicionales sugiere que la inundación epicontinental del Maastrichtiano fue sucedida por un proceso de regresión escalonado (Legarreta et al., 1990; Legarreta y Uliana, 1994). En el curso de dichos eventos se acumularon los términos de antigüedad daniana de la ***Formación Salamanca*** (Méndez, 1966) y los depósitos terrestres thanetianos de la ***Formación Río Chico*** (Feruglio, 1949; Andreis et al., 1975) que les sobreyacen.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AGUIRRE URRETA, M. B. y RAMOS, V. A., 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica, Provincia de Santa Cruz. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 101-138.

AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, 1: 111-225.

ANDREIS, R. R., MAZZONI, M. M. y SPALLETTI, L. A., 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (1): 85-100.

ARCHANGELSKY, S., 1976. Palinología del Paleoceno de Chubut, I, Diagramas polínicos. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 11(1): 43-64.

ARCHANGELSKY, S. y SEILER, J., 1980. Algunos resultados palinológicos de la perforación UN Oil OS-1, del SO de la Provincia de Chubut, Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 5: 215-225.

ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J. C. y SEILER, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral, III. distribución de las especies y conclusiones. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 21: 15-33.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J. S., NEVISTIC, V. A., STACH, N. H. y ZUCCHI, H. E., 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhue Huapi y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de los Indios, Provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 263-282.

BARCAT, C., CORTIÑAS, J. S., NEVISTIC, V. A. y ZUCCHI, H. E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas 319-345. Universidad Nacional de Tucumán.

BONAPARTE, J. F. y GASPARINI, Z. B., 1978. Los saurópodos de los Grupos Neuquén y Chubut y sus relaciones cronológicas. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 393-406.

BROWN, L. F., BARCAT, C., FISHER, W. L. y NEVISTIC, A., 1982. Seismic stratigraphic and depositional systems analyses: new exploration approaches applied to the Gulf of San Jorge Basin, Argentina. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas. Conferencias: 127-156.

CERDAN, J. J., GALEAZZI, J. S., ENRIQUE, J. D., JOUGLARD, A. I., PERROT, C. J. y ULIANA, M. A., 1990. Sísmica de detalle más interpretación integrada: claves para el hallazgo de nuevas reservas en áreas maduras. Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, Memorias, 1: 27-67. Quito.

CLAVIJO, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 3(9): 15-32.

CORTÉS, J., 1990. Reactivación tectónica jurásico-cretácica en el Chubut central, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 315-317.

CORTIÑAS, J. S., 1984. Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con los depósitos coetáneos del Chubut central. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 283-299.

CORTIÑAS, J. S. y ARBE, H. A., 1981. El Cretácico continental de la región comprendida entre los cerros Guadal y Ferrarotti, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 359-372.

CRIADO ROQUÉ, P., DE FERRARIIS, C., MINGRAMM, A., ROLLERI, E. O., SIMONATO, I. B. y SUERO, T., 1949. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 3201: 816-835.

DE GIUSTO, J. M., DI PERSIA, C. A. y PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En:Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regio-

nal Argentina 1389-1430. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

FERELLO, R. y LESTA, P., 1973. Acerca de la existencia de una dorsal interior en el sector central de la serranía de San Bernardo (Chubut). 5º Congreso Geológico Argentino. Actas 5: 19-26.

FERNÁNDEZ GARRASINO, C. A., 1976. Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Departamento de Tehuelches, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 32(2): 130-144.

FERUGLIO, E., 1948. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo I: 1-347. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo II: 1-349. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.

FIGARI, E. G. y COURTADE, S. F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 66-77.

FIGARI, E. G., COURTADE, S. F. y CONSTANTINI, L. A., 1994. Estratigrafía y tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 10 (40): 75-82.

FITZGERALD, M. G., MITCHUM, R. M., ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 74: 879-920.

FRANCHETEAU, J. y LE PICHON, X., 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 56: 991-1007.

FRANCHI, M., PANZA J.L. y DE BARRIO, R. E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 347-378, Universidad Nacional de Tucumán.

GALEAZZI, J. S., 1989. Análisis de facies y paleoambientes de la Formación Matasiete en la sección sur del cañadón homónimo: Sierra de San Bernardo, Chubut, Argentina. Tesis de Licenciatura Universidad de Buenos Aires (inédito).

GROEBER, P., 1959. Supracretácico. En: Geografía de la República Argentina, Tomo II, Segunda Parte: 1-165. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA. Buenos Aires.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. P. , Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C. (Eds.): Sea level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 71-108. Tulsa.

HECHEM, J. J., 1994. Modelo predictivo de reservorios en un sistema fluvial efímero del Chubutiano de la cuenca del Golfo San Jorge. Asociación Argentina de Sedimentología, Revista 1: 3-14.

HECHEM, J. J., FIGARI, E. G. y MUSACCHIO, E. A., 1987. Cuenca del Golfo San Jorge, hallazgo de la Formación D-129. Instituto Argentino del Petróleo, Petrotecnia 28 (11): 13-15.

HECHEM, J. J., HOMOVC, J. F. y FIGARI, E. G., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 173-176.

LAFFITTE, G. A. y VILLAR, H. J., 1982. Poder reflector de la vitrinita y madurez térmica, aplicación en el sector NO de la cuenca del Golfo San Jorge. Primer Congreso de Hidrocarburos, Petróleo y Gas. Exploración: 171-182.

LEGARRETA, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. Sedimentary Geology, 70 (2-4): 209-240.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy, sea-level changes at active plate margins International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M.A., 1994. Asociaciones de fósiles e hiatos en el Supracretácico - Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico - secuencial. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 31(3): 257-281.

LEGARRETA, L., ULIANA, M.A. y TORRES, M.A., 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. En: Cisternas, M.F. (coordinadora): Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile. Facultad de Ciencias, Universidad de Concepción, Actas: 135-176.

LEGARRETA, L., ULIANA, M.A., LAROTONDA, C.A. y MECONI, C.A., 1993. Approaches to Nonmarine Sequence Stratigraphy. Theoretical Models and Examples from Argentine Basins. En: Eschard, R. y Doligez, B. (Eds.): Subsurface reservoir characterization from outcrop observations 125-144. Editions Technip, Paris.

LESTA, P.J., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 251-289.

LESTA, P.J. y FERELLO, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza , A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina 601-654. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

LESTA, P.J., FERELLO, R. y BIANCHI, J.L., 1973. Constitución geológica de la porción actualmente sumergida de la Cuenca del Golfo San Jorge. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 69-74.

LESTA, P.J., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C.M. (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1307-1387, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

MARTÍNEZ, R., GIMÉNEZ, O., RODRÍGUEZ, J. y BOCHATEY, G., 1986. *Xenotarsosaurus bonapartei* nov. gen. et sp. (Carnosauria, Abelisauridae), un nuevo Therapoda de la Formación Bajo Barreal, Chubut, Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 23-31.

MECONI, G., 1990. Facies, arquitectura fluvial y paleoambientes del Grupo Chubut en el codo del río Senguerr, límite provincial de Chubut-Santa Cruz. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 193-196.

MÉNDEZ, I.A., 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (43º 30' S, 67º 11' O) provincia de Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 21 (2): 127-160.

MUSACCHIO, E.A. y CHEBLI, G.A., 1975. Ostrácodos no marinos y carófitas del Cretácico Inferior en las provincias del Chubut y Neuquén, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 12: 70-96.

PAGE, R. y PAGE, S.,1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista Asociación Geológica Argentina 48(1): 41-58.

PARKASH, B., AWASTHI, A.K. y GOHAIN, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. International Association Sedimentologists, Special Publication 6:337-344, Oxford.

PETRARCA, G.D., 1984. Subsidencia termal de la cuenca del Golfo San Jorge. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 117-123.

POWELL, J.E., 1990. *Epachtosaurus sciuttoi* (gen. et sp. nov.), un dinosaurio saurópodo del Cretácico de Patagonia (Provincia del Chubut, Argentina). 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 123-128.

RABINOWITZ, P.D. y LA BRECQUE, J. , 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. Journal of Geophysical Research, 84: 5973-6002.

RAMOS, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas I(A): 43-64.

RAPELA, C. W. y PANKHURST, R. J., 1992. The granites of Northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B. C., Alabaster, T. y Pankhurst, R. J. (Eds.): Magmatism and the causes of Continental break-up. Geological Society Special Publication 68: 209-220.

RAPELA, C. W. y PANKHURST, R. J., 1993. El volcanismo riolítico del noroeste de Patagonia: Un evento Meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 179-188.

RICCARDI, A. C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A. E. M. (Eds.): The Phanerozoic Geology of the World II. 201-263. Elsevier.

RICCARDI, A. C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. Geological Society of America, Memoir 168, 161 pp. Boulder.

RODRÍGUEZ, J. F. R., 1993. La depositación de las Areniscas Verdes (Formación Bajo Barreal - Cretácico Tardío) y sus implicancias tafonómicas. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 194-199.

ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona sur del curso medio del río Deseado. Boletín de Informaciones Petroleras 163, Reimpresión: 69-88.

SCIUTTO, J. C., 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219.

SIMPSON, E. S. W., 1977. Evolution of the South Atlantic. Geological Society of South Africa, Transactions 80: 1-15.

STANISTREET, I. G. y McCARTHY, T. S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology 85: 115-133. Elsevier, Amsterdam.

STIPANICIC, P. N., 1957. El complejo porfírico de la Patagonia extraandina y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.

STOREY, B. C. y ALABASTER, T., 1991. Tectonomagmatic controls on Gondwana

break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. Tectonics, 10: 1274-1288.

TERUGGI, M. E. y ROSETTO, H., 1963. Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr. Boletín de Informaciones Petroleras 354: 18-35.

UGARTE, F. R., 1966. La cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia meridional. Universidad de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias Geológicas, 2: 37-68.

ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: Gondwana Six: structure, tectonics, and geophysics. American Geophysical Union Geophysical Monograph 40: 271-286.

ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. Revista Brasileira de Geociencias 18 (2): 172-190.

ULIANA, M. A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D. W. y GUST, D., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. Revista Asociación Geológica Argentina 40 (4): 231-253.

ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T. y CERDAN, J. J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J., y Balkwill, H. R. (Eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association Petroleum Geologists Memoir, 46: 599-613.

URIEN, C. M. y ZAMBRANO, J. J., 1973. The geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas Plateau. En: Nairn, A. E. M. y Stehli, F. G. (Eds.): The Ocean basins and margins, I. The South Atlantic,135-170. Plenum.

VAN NIEWENHUISE, D. S. y ORMISTON, A. R., 1989. A model for the origin of source-rich lacustrine facies, San Jorge Basin, Argentina. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 853-884.

WINDHAUSEN, A., 1918. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary in South America and stratigraphic position of the San Jorge Formation in Patagonia. American Journal of Science 45 (265): 2-53.

WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo San Jorge. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 27: 167-320.

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte, Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Ediciones Peuser, 646 pp. Buenos Aires.

YRIGOYEN, M. R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 4 (4): 315-329.

Recibido: septiembre 1996

6. JURÁSICO Y CRETÁCICO DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Raúl E. de Barrio[1], José Luis Panza[2] y Francisco E. Nullo[3]

INTRODUCCIÓN

El conocimiento geológico del Macizo del Deseado ha experimentado en los últimos años un gran avance especialmente en lo que se refiere a sus aspectos estratigráficos, petrológicos, geoquímicos, tectónicos y metalogénicos.

Desde las contribuciones de De Giusto et al. (1980) y Franchi et al. (1989), no se han efectuado publicaciones de tipo general que actualicen los adelantos operados en el conocimiento de las características geológico-estratigráficas del Macizo, adquiriendo importancia lo referente a los eventos tecto-magmáticos ocurridos durante el Mesozoico, especialmente en el Jurásico y Cretácico.

En este sentido cabe resaltar no solamente el interés geológico que ha despertado el volcanismo jurásico como episodio clave en su historia evolutiva sino también el económico, habida cuenta del hallazgo de importantes depósitos minerales epitermales de metales preciosos en diferentes sectores del Macizo y que se encuentran asociados espacial y temporalmente con dicho evento magmático.

El Macizo del Deseado ha sido considerado desde el trabajo de Harrington (1962) como un nesocratón, es decir como un área persistentemente subpositiva, relativamente estable y poco deformable tangencialmente. Su comportamiento temporalmente positivo y rígido marca un neto contraste con el régimen subsidente de las vecinas cuencas pericratónicas del Golfo San Jorge y Austral o Magallánica (De Giusto et al., 1980). Sus rasgos estructurales están íntimamente ligados al desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral durante el Paleozoico conjuntamente con la evolución de la dorsal mesooceánica atlántica durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico.

La presente contribución es el fruto, en gran medida, de la labor desarrollada por el Servicio Geológico Nacional, cuyos integrantes realizaron durante las décadas de los 80 y 90, el levantamiento geológico escala 1:100.000 y 1:250.000 de gran parte de la provincia de Santa Cruz.

EL JURÁSICO-CRETÁCICO DEL MACIZO DEL DESEADO

El Jurásico-Cretácico representa un lapso de gran importancia en la evolución tecto-magmática del Macizo del Deseado.

La sucesión de eventos volcánico-piroclásticos acaecidos durante esos períodos señala una compleja y continua historia geológica que se ha desarrollado en vastas áreas conformándose un paisaje dominado por extendidas unidades volcanogénicas de variada naturaleza.

A partir del Triásico se produjo un cambio sustancial en el régimen tectónico del Macizo del Deseado, iniciándose un período extensivo de dimensiones regionales que alcanza su mayor expresión hacia el Jurásico medio a superior coincidentemente con el desarrollo de un volcanismo fragmentario esencialmente ácido (Grupo Bahía Laura). Este volcanismo fue precedido durante el Liásico por un magmatismo granitoide (Formación La Leona), la sedimentación piroclástica de la Formación Roca Blanca, y en el Dogger inferior por el volcanismo básico a intermedio correspondiente a la Formación Bajo Pobre.

Estas condiciones de extensión y eruptividad predominantemente ignimbrítica, controlaron los acontecimientos geológicos previos al desmembramiento del continente de Gondwana que llevó a la apertura del océano Atlántico hacia fines del Jurásico y principios del Cretácico.

A partir de ese momento, procesos distensivos y subsidentes originaron la formación de cuencas donde se produjo una depositación piro-epiclástica correspondiente a las Formaciones Bajo Grande (Jurásico-Cretácico), Baqueró y las equivalentes del Grupo Chubut, estas últimas hacia el borde septentrional del Macizo del Deseado.

Culmina el Cretácico con las erupciones básicas de la Formación Las Mercedes en sectores centrales muy localizados y que quizás se extiendan hasta el Paleógeno. Esta unidad marca el inicio de un largo magmatismo basáltico que continuará para estas latitudes durante gran parte del Cenozoico, como consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos.

A continuación se presenta una rápida síntesis de la estratigrafía jurásico-cretácica del Macizo del Deseado poniendo énfasis en la información aportada en la última década.

JURÁSICO

LIÁSICO

Formación La Leona

Comprende un conjunto de rocas plutónicas ácidas a intermedias, de carácter calcoalcalino, aflorantes en el sector nororiental del Macizo del Deseado, en terrenos de las estancias La Calandria-La Juanita (Arrondo, 1972) y en el bajo de La Leona (Figuras 27 y 28).

Conocidas desde principios de siglo, estas rocas fueron durante muchos años asignadas al Triásico superior basándose en sus relaciones de campo y en fechados radimétricos efectuados por Stipanicic et al. (1971) y Chebli et al. (1975). Actualmente se las considera como pertenecientes a un magmatismo jurásico temprano producto de un único episodio intrusivo de emplazamiento y diferenciación en un rango restringido de tiempo (Pankhurst et al., 1993).

1. Instituto de Recursos Minerales - Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 47 Nº 522, La Plata. 2. Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, piso 10º, Buenos Aires. 3. CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II.

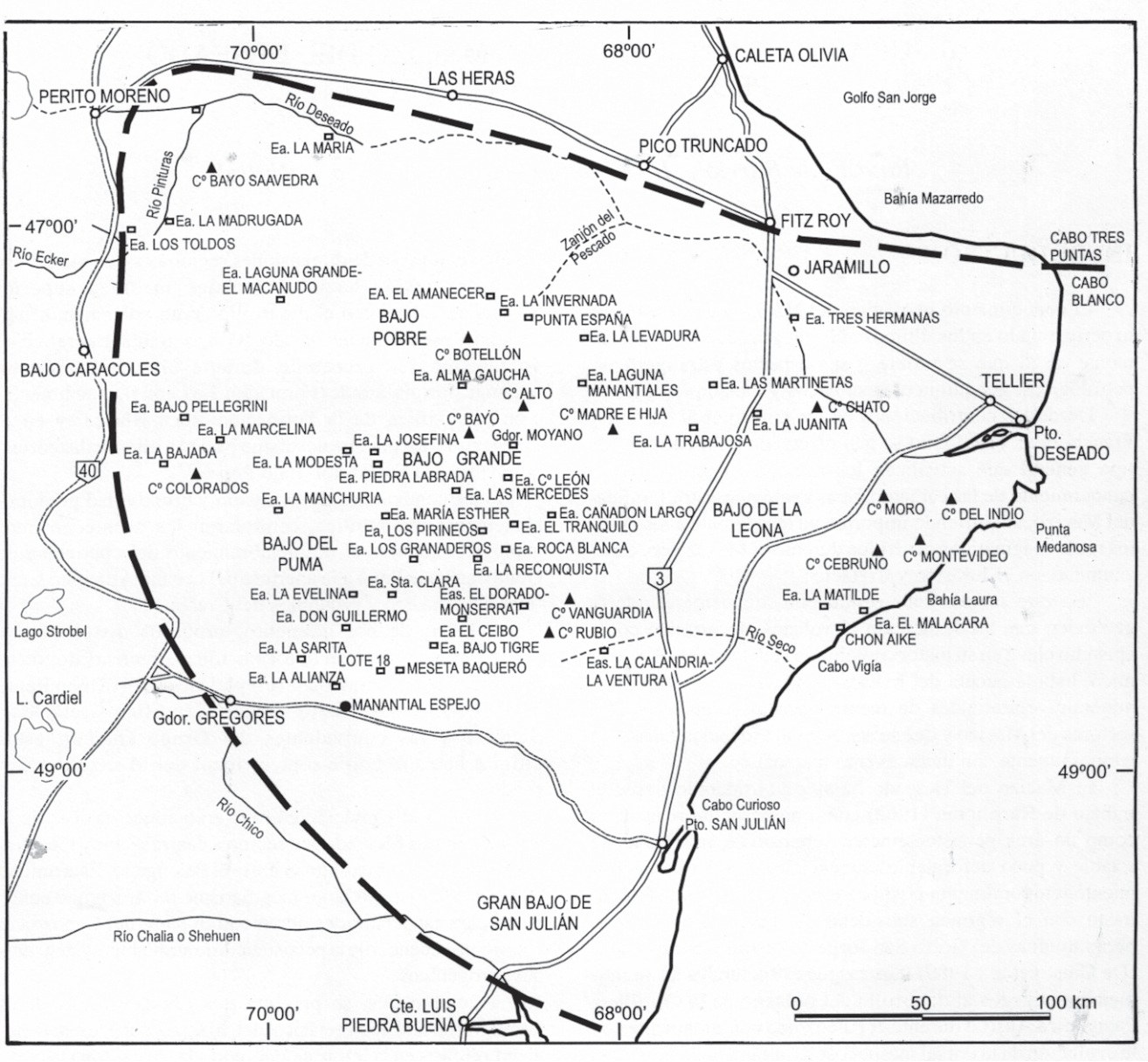


Figura 27. Principales localidades del Macizo del Deseado citadas en el texto.

Se trata de un complejo granitoide integrado por facies plutónicas e hipabisales compuestas por dioritas cuarzosas, granodioritas, tonalitas, granitos biotíticos y finalmente aplitas biotíticas, en general en reducidos afloramientos (Godeas, 1985).

Dataciones radimétricas efectuadas por Varela et al. (1991) por método Rb-Sr, calculadas con 1 s de límite de confianza, arrojaron un valor de 198 $\pm$ 3 Ma para las facies plutónicas y de 192 $\pm$ 3/199 $\pm$ 2 Ma para las filonianas.

Pankhurst et al. (1993) publicaron dos isocronas Rb-Sr de los sectores de estancia La Calandria y del bajo de La Leona, con valores de 203 $\pm$ 2 Ma y 202 $\pm$ 2 Ma, respectivamente, ambas con bajas relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70510 $\pm$ 0,00001 y 0,7049 $\pm$ 0,0001) que indican muy escasa participación cortical en la génesis de los magmas.

Finalmente, Pankhurst et al.(1993) postulan una correlación temporal y composicional de estos granitoides liásicos del nordeste del Macizo del Deseado con el Batolito de la Patagonia Central en el Macizo Nordpatagónico (Rapela et al. 1992) pero aparentemente sin correlatos magmáticos conocidos en el borde pacífico.

Formación Roca Blanca

Esta designación comprende una secuencia de tobas, areniscas, tufitas y pelitas reconocidas por Di Persia (1956) en colaboración con De Giusto (1956) y que denominaron «Serie de Roca Blanca». Ambos autores incluyeron en este conjunto a un episodio basáltico-aglomerádico que corona a la secuencia piro-epiclástica, que corresponde a lo que posteriormente se llamó Formación Bajo Pobre (Turic, 1969).

Herbst (1961) publicó las primeras menciones sobre esta unidad, refiriéndose a ella como «Serie Roca Blanca». En 1965 le dio rango formacional haciendo un detallado estudio de la secuencia y la clasificación de la abundante tafoflora que contiene.

La Formación Roca Blanca aflora en el sector central del Macizo del Deseado (Figuras 27 y 28). El grupo princi-

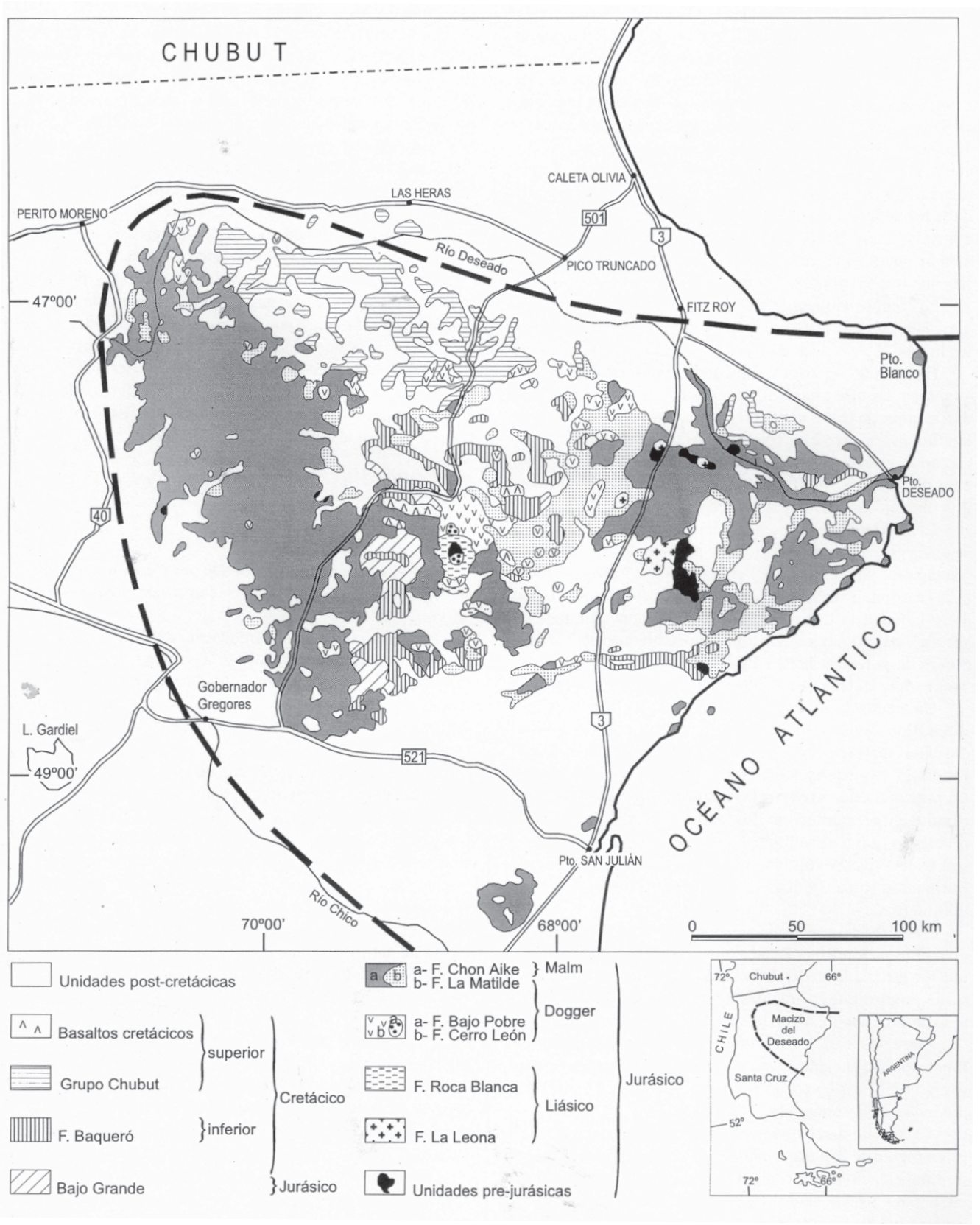


Figura 28. Mapa geológico de las unidades jurásicas y cretácicas del Macizo del Deseado.

pal de afloramientos aparece en el área comprendida por las estancias Cerro León y Los Pirineos al oeste, Roca Blanca y Puesto La Reconquista al sur y Cañadón Largo al este. Un afloramiento subordinado se encuentra al oeste del cerro Vanguardia.

La ***Formación Roca Blanca*** está compuesta por una sucesión de areniscas finas a gruesas casi siempre tobáceas, tobas, piroarenitas, tobas finas laminadas y silicificadas y escasos bancos lenticulares de conglomerados finos, con color de conjunto gris verdoso a gris blanquecino y rosado o castaño.

En general la unidad comienza con estratos areniscosos de grano grueso a sabulítico. Las psamitas son dominantes en la base y en el tercio medio de la formación, disminuyendo su presencia en los niveles superiores, donde generalmente son de grano grueso hasta conglomerádico. En todos los casos contienen bastante material piroclástico, lo que las convierte en verdaderas tufitas o areniscas tobáceas. Son también muy abundantes las piroarenitas, que en muchos casos se confunden por su aspecto con rocas epiclásticas areniscosas. Generalmente son macizas, pero algunos niveles en la parte media de la formación presentan estratificación entrecruzada poco marcada en artesa. El tamaño del grano es fino a mediano, aunque abundan las areniscas gruesas que en algunos casos llegan hasta conglomerados finos.

La composición es de arenitas líticas y arcósicas. En las variedades de grano más grueso predominan los componentes líticos.

En el tercio superior y sobre todo en los niveles altos de la unidad, las tobas intercaladas pueden ser abundantes. Son casi siempre de grano muy fino y raramente más gruesas hasta lapillíticas, en cuyo caso son líticas o cristalinas. Se disponen en capas de poco espesor, son muy lajosas y casi siempre consolidadas por silicificación. La coloración dominante es gris blanquecina hasta gris verdosa y rosada.

El perfil tipo de esta unidad descripto por Herbst (1965) se ubica en el sector sudoccidental del área de afloramientos principales. Sin embargo, Panza (1982, 1995a) y Devitt (1984) estiman más representativo al sector comprendido entre la estancia Cañadón Largo y la laguna Colorada en sectores más orientales. Allí aflora un excelente perfil de unos 805 m de potencia, hallándose en su base la Formación El Tranquilo y su techo truncado por una falla.

En general los espesores totales de la Formación Roca Blanca han sido medidos en el sector sudoccidental del afloramiento principal con valores que difieren según los distintos autores, fluctuando entre 990 y 1220 metros. La presencia de varias fallas así como los cambios en el rumbo e inclinación de los estratos y la ausencia de niveles guía hacen suponer que esos espesores máximos son excesivos. Según los autores de esta contribución la Formación Roca Blanca presenta un espesor no mayor de 900 metros.

Respecto del contenido paleontológico, en varios niveles de la Formación Roca Blanca hay una abundante flora fósil que fue estudiada en detalle por Herbst (1965). Son numerosas las impresiones de plantas, restos de troncos petrificados y de un filópodo de agua dulce (*Estheria* sp.).

Entre los restos de vertebrados se ha encontrado la impresión de un anuro muy primitivo, *Vieraella herbstii* (Reig, 1961) así como un probable lacertilio, *Protolacerta patagonica* (Casamiquela, 1975).

Se trata de una secuencia continental probablemente de un ambiente de llanura de inundación con un régimen fluvial de competencia variable al cual se habría sobreimpuesto un ciclo piroclástico ácido donde el producto de lluvias de cenizas fue transportado por los vientos hacia la cuenca de sedimentación. En dicha cuenca la mezcla de sedimentos psamo-pelíticos y piroclásticos dio lugar a la formación de rocas tufíticas. En sectores restringidos de lagunas o bañados dispersos en la llanura de inundación se han depositado tobas muy finas o pelitas.

Estructuralmente la Formación Roca Blanca se encuentra por lo general afectada por numerosas fracturas. Plegamiento suave y de poca magnitud se observa sobre todo en los afloramientos noroccidentales de la unidad.

La Formación Roca Blanca se dispone en discordancia angular sobre las rocas triásicas de la Formación El Tranquilo. En la mayor parte de los casos no se observa contacto directo, ya que ambas unidades están separadas por un pequeño espesor cubierto o mediante contacto tectónico.

En casi todos los casos se encuentra cubierta por basaltos y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre. Esta relación fue dada como concordante por autores como Di Persia y De Giusto. Turic (1969) admite como muy posible una relación discordante, quizás de tipo erosivo, basándose sobre todo en el cambio litológico. Panza (1982, 1998) confirma una relación de discordancia erosiva y probablemente también de carácter angular. Finalmente, está separada del Grupo Bahía Laura por una marcada discordancia angular, aunque en la mayoría de los casos el contacto es por falla.

Respecto de la edad de esta formación, Herbst (1965) la ubica en el Liásico medio a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior (Aaleniano). Stipanicic y Bonetti (1970) refieren la unidad al Toarciano-Aaleniano.

DOGGER

Formación Bajo Pobre

Se trata de una unidad formada por basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos, con escasas sedimentitas y tobas.

La Formación Bajo Pobre (Turic, 1969) constituye casi siempre afloramientos aislados y de poca extensión, pero con una distribución areal muy amplia. Por lo general se trata de lomadas bajas y escasos crestones, con formas de erosión redondeadas, las cuales están con frecuencia cubiertas por lajas y trozos de reducido tamaño.

Aflora en forma discontinua en casi todo el Macizo del Deseado, ubicándose el grupo principal de afloramientos en el sector central, en el área desde la estancia Cañadón Largo por el sur hasta el Bajo Grande en cercanías del puesto abandonado de policía de Gobernador Moyano, donde la unidad presenta afloramientos casi continuos y mayor desarrollo vertical Panza, (1982, 1995a, 1998). Es, a su vez, el sector que se considera tipo para la unidad, ya que en la localidad del Bajo Pobre, hacia la porción noroccidental del Macizo del Deseado (Sacomani, 1982; Nullo y Panza, 1991; Panza y Cobos, 1998), la formación está poco desarrollada y muy cubierta.

Otros grupos de asomos, formados por pequeños afloramientos aislados y separados entre sí, se observan entre las estancias Los Pirineos y Roca Blanca (Panza, 1982, 1995a), en el área al sur y este del Bosque Petrificado de Madre e Hija (Panza, 1995a, 1998), todos en el centro del Macizo. Al suroeste del mismo, aflora en el área de las estancias La Alianza, Don Guillermo y María Esther (Sacomani, 1982; Panza, 1986; Panza y Marín, 1996). Los asomos más orientales están en el bajo de La Leona (Panza, 1984, 1995b) y en el valle del río Seco cerca de la estancia La Ventura (Panza, 1995a). Importantes afloramientos se observan en la valle del zanjón del Pescado, entre las estancias El Amanecer y La Invernada (Sacomani, 1982) y al norte de Madre e Hija (estancias Las Martinetas y La Levadura, Panza, 1998). Los asomos más septentrionales se encuentran en la desembocadura del río Pinturas en el río Deseado (estancia Aguas Vivas, donde está

la mejor exposición vertical de la Formación Bajo Pobre), en vecindades del cerro Bayo Saavedra y en el valle del río Deseado frente a la estancia La María (Figuras 27 y 28).

Entre las estancias Cañadón Largo y Cerro León, la Formación Bajo Pobre comienza con coladas de basaltos muy alterados, de color gris oscuro a gris verdoso. Son rocas macizas, de grano fino a mediano, y de aspecto muy alterado.

Por encima de los basaltos aparece una intercalación sedimentario-piroclástica presente sólo en este sector que comienza con dos metros de tobas líticas amarillento blanquecinas compactas y lajosas. Luego siguen bancos de tobas y lapillitas y tobas finas vítreas gris rosadas y amarillentas macizas.

Hacia arriba comienza un paquete integrado por bancos de areniscas finas a gruesas, hasta sabulitas y conglomerados, de color castaño verdoso en afloramiento. Estas areniscas son líticas, más raramente lítico-cuarzosas. Por encima de las psamitas siguen tobas líticas verdes, compactas.

Culmina esta sección con conglomerados y sabulitas líticas de marcada coloración verdosa-castaña, macizas y compactas.

Por encima hay una nueva secuencia basáltico-aglomerádica, que comienza con aglomerados volcánicos muy alterados, que forman afloramientos poco prominentes y de formas redondeadas. Los bancos tienen entre 3 y 6 m a más de potencia, de color gris a verde. Están integrados por hasta 60% de grandes clastos andesíticos subredondeados, en una base tobácea gris clara.

Son seguidos por basaltos melanocráticos macizos, algo porfíricos y con avanzado grado de alteración, los cuales cubren grandes extensiones formando lomadas negruzcas bajas y redondeadas.

En la mayoría de las localidades reconocidas durante los estudios regionales, la Formación Bajo Pobre está constituida por basaltos, que conforman un paisaje de lomadas oscuras y redondeadas, de fácil reconocimiento en el campo. Sólo en forma ocasional se reconocen las diferentes coladas, que suelen ser de tres a cuatro metros de espesor individual. Son rocas negras o gris negruzcas a verdosas, compactas, casi afíricas hasta algo porfíricas, con escasos fenocristales de olivinas y plagioclasas en una base afanítica que muchas veces está muy alterada y teñida por óxidos de hierro.

Localmente, sin embargo, son dominantes las variedades andesíticas y basandesíticas, que se presentan como rocas porfíricas de color violáceo morado a verdoso negruzco, y con un elevado grado de alteración, que en ocasiones llega a enmascarar casi totalmente el carácter original de las mismas. Están constituidas por fenocristales de plagioclasas o de minerales fémicos (piroxenos y/o hornblenda, más escasa biotita), en pasta afanítica. Las andesitas predominan fundamentalmente en el valle del río Pinturas (donde se presentan como espesas coladas de hasta 20 m de espesor), en el área al nordeste del cerro Vanguardia (Panza, 1982), sur de estancias Monserrat y El Dorado (Panza, 1995a), María Esther, La Evelina (Panza y Marín, 1996), estancia La Invernada, y al este del Bosque Petrificado (Panza, 1998). Escasos pórfiros andesíticos gris rojizos, constituyendo chimeneas volcánicas caracterizadas por una marcada fluidalidad curva o arremolinada, afloran en alguna localidad; el más conspicuo se encuentra al norte de estancia La Invernada (Sacomani, 1982).

Regionalmente es reducida la participación de rocas tobáceas y aglomerádicas, las que, además del sector principal ya mencionado, afloran en el área de La Invernada-Manantiales, al este del Bosque Petrificado de Madre e Hija, en el valle del río Pinturas y en la margen meridional del río Deseado en estancia La María.

En el sector oriental del Macizo del Deseado, los afloramientos se ubican en el bajo de La Leona (Panza, 1984, 1995b). Allí, el cerro Mojón está compuesto en su mayor parte por granodioritas liásicas, pero en su parte cuspidal se encuentran rocas basálticas pertenecientes a la Formación Bajo Pobre, las cuales se disponen posiblemente como una chimenea o conducto volcánico, desde el cual se han irradiado algunos diques. Esta relación de intrusividad ha determinado que en la roca básica se produzcan fenómenos de asimilación de fragmentos de rocas plutónicas.

El espesor promedio de la Formación Bajo Pobre es variable, con 150 a 200 m en los afloramientos más extensos, pero localmente puede llegar a 600 m al norte de la estancia Cañadón Largo (Pezzi, 1970). En el resto de los asomos los espesores son muy reducidos y parciales, ya que no aflora casi nunca la base.

Respecto a la génesis de estas lavas, corresponden a erupciones de tipo fisural, las cuales, debido a su gran extensión areal y espesor relativamente constante, podrían corresponder a relictos de extensos campos de *plateaux* basálticos.

En cuanto a los depósitos aglomerádicos y sedimentarios asociados, corresponderían los primeros a procesos explosivos y los segundos a la destrucción de coladas y conos volcánicos por erosión principalmente fluvial.

Este episodio volcánico, de gran importancia en la evolución geológica del Macizo del Deseado, estaría relacionado a fracturación profunda con procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico.

De Giusto (1956) sin ninguna reserva y Di Persia (1956, 1957) con dudas, indican una relación concordante con la Formación Roca Blanca, apoyada según el primer autor por la presencia de intercalaciones arenosas similares a las liásicas. Igual criterio adoptan De Giusto et al. (1980).

Turic (1969) destaca que la variación litológica tan marcada entre ambas unidades hace pensar en una posible desvinculación temporal de corta duración, con acción de procesos erosivos.

En su base se admite una relación de discordancia erosiva y quizás también angular de muy bajo ángulo con la Formación Roca Blanca. Por otra parte, está separada en su techo de las Formaciones Chon Aike o La Matilde por una marcada relación de discordancia erosiva.

Respecto de la edad de esta unidad, queda establecida estratigráficamente por estar limitada entre dos unidades temporalmente bien ubicadas: la Formación Roca Blanca, del Toarciano a quizás Aaleniano, y el Grupo Bahía Laura, post Bajociano. En consecuencia, la Formación Bajo Pobre queda restringida al Dogger inferior (Aaleniano superior-Bajociano).

Alric et al. (1995) comunicaron la primera datación de la Formación Bajo Pobre, por método $^{40}Ar/^{39}Ar$, de una andesita aflorante en el extremo oriental del Bajo Pobre, obteniendo una edad de 156,7 $\pm$ 2,3 Ma (Calloviano). Si bien este fechado, realizado sobre plagioclasa, es una edad mínima, arroja un valor más bajo que el esperado, lo que podría indicar que, para sectores más occidentales, la Formación Bajo Pobre presenta edades más jóvenes que en los sectores central y oriental del Macizo.

Recientemente, Tessone et al. (1999) efectuaron una datación Rb/Sr roca total, obtenida con una isocrona confeccio-

nada con 4 muestras de rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre aflorantes en el área de las estancias La Pilarica, El Puma y El Chara, sector central del macizo. La edad registrada, 173 ± 8 Ma, es congruente con las estimaciones de que el volcanismo de Bajo Pobre debió anteceder en el área a las riolitas de Chon Aike, las cuales en otra isocrona con muestras del mismo sector, registraron una edad de 148 ± 2 Ma.

Por otra parte, Schalamuk et al. (1999) señalan que en el área del prospecto Manantial espejo, en una perforación efectuada para la exploración de la mineralización aurífera fueron reconocidas facies andesíticas asignables a la Formación Bajo Pobre, por encima de niveles riolíticos de la Formación Chon Aike. De confirmarse esta relación estratigráfica, sumado a los datos radimétricos de Alric et al. (1995), se podría considerar que mientras en algunos sectores del Macizo se mantendría una actividad volcánica básica durante el Jurásico medio a superior, en otros ya se había instalado el volcanismo ácido riolítico. Trabajos de detalle podrán seguramente corroborar esta idea que por el momento no deja de ser una hipótesis de trabajo.

Formación Cerro León

Se incluye bajo esta denominación (Pezzi, 1970) a un conjunto de rocas hipabisales intermedias a básicas que intruyen a unidades triásicas y jurásicas en el sector central del Macizo del Deseado, en la localidad tipo, el cerro León (Pezzi, 1970; Panza, 1982) y en el área del puesto El Tranquilo (Panza, 1982, 1995a).

Se considera que estas rocas hipabisales están vinculadas al episodio magmático básico que originó la Formación Bajo Pobre y en consecuencia, asociadas temporalmente a la misma. Se las ubica, por lo tanto, en el Dogger inferior, compartiendo las ideas de Pezzi (1970).

Fueron registradas por primera vez por Di Persia (1956), quien las describió muy brevemente como «Diabasas». Pezzi (1970) realizó un análisis más detallado de las mismas, proponiendo el nombre de Diabasa Cerro León. La primera mención publicada, muy somera, corresponde a De Giusto et al. (1980). Panza (1982, 1998) utiliza el nombre de Formación Cerro León por comprender la unidad varios tipos litológicos aparte de diabasas, en particular en su localidad tipo.

El cerro León es un cuerpo intrusivo, netamente discordante, de forma subcircular. Es un pórfiro andesítico gris de textura granosa gruesa, con cristales de plagioclasas y piroxenos. El contacto con la roca de caja está muy cubierto, pero se observan induración y cambios de color en una franja muy estrecha.

En la zona al norte del puesto El Tranquilo aparecen dos cuerpos (filones capa) aparentemente concordantes con elementos de la formación homónima.

El mayor, que se encuentra en la base de la secuencia triásica, es el de más espesor (máximo observado, 30 m sin base visible). Es una diabasa holocristalina de grano grueso, de color negro y aspecto fresco. El cuerpo más alto tiene unos 15 m de potencia y se intruye en los niveles cuspidales de la unidad. Los efectos de contacto, tanto en la base como en el techo, son muy reducidos, limitándose a alguna variación en la dureza y color de las rocas intruidas. La roca es un pórfiro diorítico gris oscuro, de grano bastante fino y uniforme.

Las rocas de la Formación Cerro León se encuentran intruyendo la base de la Formación El Tranquilo y la sección superior de la misma unidad, o bien se alojan en elementos de la Formación Roca Blanca, en el contacto entre ésta y la Formación Bajo Pobre, y en la última afectando hasta los paquetes sedimentarios de los niveles medios. A su vez, está cubierta en forma discordante por rocas del Grupo Bahía Laura.

DOGGER - MALM

Grupo Bahía Laura

Este complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario constituye uno de los acontecimientos geológicos más importantes registrados en todo el ámbito del Macizo del Deseado.

El ***Grupo Bahía Laura*** (Lesta y Ferello, 1972) está integrado por las ***Formaciones Chon Aike y La Matilde***. La primera se compone fundamentalmente de una espesa secuencia de ignimbritas de composición riolítica a riodacítica, a las que se asocian aglomerados y brechas volcánicas en forma subordinada, y muy escasas tobas vítreas y cristalinas. La facies lávica, restringida a domos riolíticos y porfíricos aislados, por grandes sectores es totalmente minoritaria aunque en otros, región oriental del macizo, trabajos de detalle (Guido, 1999) han revelado la presencia de numerosas estructuras dómicas y afloramientos lávicos.

La Formación La Matilde, que se presenta interdigitada lateral y verticalmente con la anterior, está formada por tobas y tufitas, con delgados mantos ignimbríticos intercalados.

Reconocido ya desde mediados del siglo pasado en los afloramientos de la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz entre Puerto Deseado y Puerto San Julián, el problema de la edad y adecuada subdivisión estratigráfica del complejo ha suscitado gran número de opiniones, a veces totalmente encontradas.

Ameghino (1906) dio detalles de esta unidad en buena parte de la Patagonia, asignándole con dudas una edad precretácica, tal vez jurásica. Delhaes (1913) consideró a toda esta sucesión como de edad rética, o por lo menos Triásico superior, opinión a la que adhirieron Wichmann (l922), Windhausen (1924, 1931) y Frenguelli (1933).

Varios autores pusieron en dudas la edad triásica de la unidad, y en particular Gothan (1925), Roll (1938) y Feruglio (1949), quién propuso la denominación de Complejo de Bahía Laura para la unidad en estudio, refiriéndola en su mayor parte al Jurásico.

Stipanicic (en Stipanicic y Reig, 1955, 1956) subdividió a la «Serie» o «Complejo Porfírico» en tres unidades, a las que denominó, de abajo hacia arriba, «Chon-Aikense», «Matildense» y «Baqueroense».

Lesta y Ferello (1972) publicaron el término de Grupo Bahía Laura, sosteniendo la coetaneidad de las Formaciones Chon Aike y La Matilde, las cuales se encuentran interestratificadas entre sí. Incluyeron, provisoriamente, a la Formación Bajo Pobre en la parte basal del grupo.

En 1980 De Giusto et al. mantuvieron al Grupo Bahía Laura como un único episodio, pero incluyeron en el mismo a la Formación Los Pirineos (Pezzi, 1970).

Sacomani (1981) estableció la identidad entre las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos, y siguiendo un criterio de prioridad, consideró válido utilizar el término de Formación Chon Aike, que, junto con la Formación La Matilde, considera que constituye el Grupo Bahía Laura, tal como lo definieran en su oportunidad Lesta y Ferello (1972).

Tales conclusiones resultaron vigorizadas por Mazzoni et al. (1981), Panza (1982, 1984, 1986), Sruoga y Palma

(1984), Panza y de Barrio (1987 a, 1989), Franchi et al. (1989), Panza (1995 a y b, 1998).

En los últimos años, algunos autores (Rapela y Kay, 1988, Pankhurst et al., 1993) han comenzado a utilizar la denominación de Complejo Chon Aike en sentido amplio, tratando de reflejar la variada naturaleza de las rocas constituyentes del Grupo Bahía Laura. En opinión de los autores de la presente contribución, si bien es tal vez más adecuada la denominación de complejo, sería más conveniente mantener el nombre de Bahía Laura.

Formación Chon Aike

La Formación Chon Aike (Stipanicic y Reig, 1956; Archangelsky, 1967) está ampliamente desarrollada en gran parte del Macizo del Deseado. Sus afloramientos principales se pueden agrupar en tres grandes regiones: a) región centro austral, incluyendo los afloramientos desde el valle del zanjón del Pescado, cerro Vanguardia, Gobernador Moyano, hasta Gobernador Gregores y el Gran Bajo de San Julián, b) región nororiental, sector costero de la provincia, desde el cabo Blanco y Puerto Deseado, hasta Bahía Laura y el cabo Curioso, y c) región occidental, desde Perito Moreno hasta La Manchuria. Cabe mencionar, para el Gran Bajo de San Julián, la dificultad de separar en un mapeo a las Formaciones Chon Aike y La Matilde, por lo que usualmente se las mapea en forma conjunta (Figuras 27 y 28).

Las ignimbritas se disponen como mantos compactos y espesos que forman grandes paredones y crestas muy abruptas, así como altos pináculos. A veces tienen marcada disyunción columnar, y es típica la formación de grandes cavernas y oquedades en general paralelas a la pseudofluidalidad. Esta última propiedad es en general poco notable en los afloramientos (donde se presenta remarcada por la alineación de pequeñas cavidades), pero en muestra de mano llega a ser mucho más visible, y en este caso está dada por la orientación de fiammes blanquecinos alterados y de laminillas de biotita. El espesor de los mantos de ignimbritas oscila entre los 5 y 15 m, pudiendo llegar en los casos más extremos hasta los 30 y 40 metros. Su color dominante en afloramiento es castaño oscuro a rojizo, a veces gris oscuro, mientras que en corte fresco las rocas son de color gris claro y rosadas hasta rojizo-moradas.

En algunos casos, sobre todo en los sectores más orientales, la Formación Chon Aike constituye lomadas redondeadas y de coloración castaño rosada o gris rojiza y morada, en las que se destacan pequeños asomos rocosos apenas sobresalientes en el terreno, casi siempre de formas romas.

Las ignimbritas son bien porfíricas, integradas por abundantes fenocristales de cuarzo (de 1 a 8 mm), con escasos de feldespatos blancos (frescos o alterados) y láminas euhedrales de biotita de hasta 2 a 3 milímetros. Contienen fiammes y fragmentos pumíceos muy alterados o pigmentados por óxidos de hierro, así como pocos litoclastos grises o morados de rocas volcánicas y tobas. Una característica muy notable en algunos sectores es la intensa silicificación que las afecta, como venas y venillas muy abundantes de sílice amarillenta y blanquecina que las atraviesan en todas direcciones, o como cristales bien desarrollados de cuarzo que crecen en los planos de diaclasas.

Intercalados entre las ignimbritas hay bancos de aglomerados y brechas volcánicas y de lapillitas, tobas y tufitas. Los primeros son de colores claros, compuestos por grandes clastos de andesitas y tobas en una matriz piroclástica. Las tobas son finas, friables, de tonos blanco-amarillentos hasta rosados; pueden llegar a ser muy lajosas. En cuanto a las tufitas de grano fino a mediano, a veces grueso, constituyen bancos macizos de uno a dos metros de espesor. De color gris blanquecino a castaño, son líticas o cuarzo-líticas.

Las rocas lávicas, principalmente riolitas biotíticas (hasta dacitas y pórfiros riolíticos) forman estructuras dómicas que en muchos casos se presentan como «morros» abruptos aislados que se destacan en el relieve. Son a menudo rocas bien fluidales, con bandeamiento casi siempre con inflexiones y repliegues, y con variable inclinación. Son por lo general muy porfíricas, con abundantes cristales de cuarzo y de feldespatos (sanidina y/o plagioclasa), con mafitos (biotita) subordinados, en una pasta afanítica fluidal muy alterada o silicificada. Son más notorios en los sectores orientales del macizo, como entre Puerto Deseado y Bahía Laura (Sruoga y Palma, 1984, 1986; Panza, 1995b) donde incluso numerosos cuerpos (cerros Moro, del Indio, Montevideo, Cebruno, etc) se encuentran alineados según la dirección N 70º-78° O.

Hacia los sectores central (estancias María Esther-Piedra Labrada-La Josefina, Fernández et al., 1996; estancias La Aragonesa y al este de estancia El Chara, Guido y de Barrio, 1999) y occidental (estancia La Bajada, Cerros Colorados y estancia Laguna de los Cisnes, de Barrio, 1983), se han reconocidos domos y flujos lávicos riolítico-dacíticos, hecho que amplía notablemente el área de afloramientos de las volcanitas ácidas.

Con respecto al espesor de la unidad, pueden citarse muy pocos valores, dado que en la mayoría de los perfiles la base no se encuentra aflorante. Asimismo, los valores son regionalmente muy variables, aun en cortas distancias, dado que la unidad está limitada en su base y techo por dos superficies de discordancia muy marcadas (Panza, 1982, 1995a). Turic (1969) menciona 895 m para el este de Los Pirineos y De Giusto (1956) poco más de mil metros. Estos valores parecen muy elevados estimándose más probable un valor algo menor debido a las perturbaciones tectónicas que afectan al sector. Se considera para la Formación Chon Aike una potencia oscilante entre los 300 y 600 m, con marcadas variaciones locales.

Regionalmente la Formación Chon Aike ha conformado un extenso *plateau* ignimbrítico que cubrió el relieve previo ahogándolo totalmente. Su génesis corresponde al emplazamiento de enormes volúmenes de materiales ácidos (riolitas de alta sílice, potásicas) extruidos como flujos piroclásticos de gran fluidez y moderada a alta temperatura (de Barrio et al., 1987, Franchi et al., 1989).

Los contenidos en elementos químicos mayoritarios y trazas registrados en la Formación Chon Aike indican (de Barrio, 1989, 1993; Franchi et al., 1989) que se trata de rocas subalcalinas, y dentro de éstas pertenecientes a la serie calcoalcalina, correspondiendo a magmas peraluminosos, ricos en potasio y con bajos tenores de titanio.

Desde el punto de vista geotectónico (de Barrio, 1993) este volcanismo silícico correspondería a una asociación petrotectónica de áreas de prerift en zonas de intraplaca continentales. Las mismas estarían sujetas a un régimen traccional intenso, en momentos previos al futuro desmembramiento del continente de Gondwana (Bruhn et al., 1979).

Como parte integrante del Grupo Bahía Laura, la Formación Chon Aike engrana lateralmente con las tobas y tufitas de la Formación La Matilde.

Con respecto a su base, se observa una marcada discordancia angular que la separa de las unidades más viejas, las Formaciones Roca Blanca y Bajo Pobre. Una diferencia angular de 35° con la segunda unidad fue mencionada por Turic (1969). En su techo, una nueva discordancia angular separa al Grupo Bahía Laura de las secuencias post-jurásicas.

Es muy escaso el material fosilífero encontrado en intercalaciones tobáceas de la Formación Chon Aike (de Barrio et al., 1982).

La Formación La Matilde, en base a los restos fósiles, es considerada del Mesojurásico superior a Suprajurásico inferior (Bathoniano-Calloviano), de acuerdo con Stipanicic y Reig (1955, 1956) y Stipanicic y Bonetti (1970). La relación de parcial engranaje con esta unidad le otorga a la Formación Chon Aike la misma edad, la cual es coincidente con valores de 160,7 Ma (Cazeneuve, 1965) y 155 ± 15 Ma (Baker et al., 1981) obtenidos en dataciones radimétricas sobre ignimbritas riolíticas, y con otros valores sobre riolitas e ignimbritas del Gran Bajo de San Julián (Spalletti et al., 1982) con resultados dentro del lapso Bathoniano-Oxfordiano. Cabe mencionar que en este último caso, para dos dataciones que han dado una edad kimmeridgiana (138 ± 10 Ma) y valanginiana (123 ± 10 Ma), se trataría de edades mínimas.

Con posterioridad, de Barrio (1989, 1993) confeccionó una recta isocrona Rb/Sr sobre 9 muestras de ignimbritas riolíticas, que arrojó un valor de 161 ± 5 Ma. Simultáneamente, Pankhurst et al. (1993) analizaron 14 muestras de la unidad para el sector de Puerto Deseado por método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una isocrona de 168 ± 2 Ma (Calloviano).

Arribas et al. (1996) efectuaron dataciones de flujos ignimbríticos y lávicos en el sector central del macizo (estancia Piedra Labrada) obteniendo valores fluctuantes entre 153,2 y 148,8 ± 3,6 Ma.

Recientemente, Zubia et al. (1999) informan haber obtenido en una datación U/Pb sobre circón de ignimbritas chonaikenses, para el distrito Cerro Vanguardia, una edad de 171 ± 1 Ma. Otro análisis geocronológico por el mismo método pero con una muestra procedente de Manantial Espejo (Zubia et al., 1999) arrojó una edad de 159,9 ± 0,5 Ma.

Asimismo, Fernández et al. (1999) realizaron nuevas dataciones Rb/Sr en rocas lávicas e ignimbríticas de la Formación Chon Aike del área de estancia La Josefina. Una isocrona costruida con rocas de caja ignimbríticas alteradas hidrotermalmente registró una edad de 156 ± 2 Ma.

En resumen, esta variación de los fechados radimétricos, si bien puede corresponder en parte a las diferentes metodologías utilizadas, es indicativa de un largo período de eruptividad ácida, de por lo menos unos 25 Ma, consistente con la registrada en otros *plateaux* ignimbríticos del mundo y esperable dada la complejidad litológica encontrada en el ámbito del Macizo del Deseado, donde se han reconocido espesos conjuntos ignimbríticos, con facies lávicas diacrónicas y niveles piroclásticos intercalados.

Formación La Matilde

Bajo esta denominación (Stipanicic y Reig, 1956; Lesta y Ferello, 1972) se incluye a un importante conjunto litológico, fundamentalmente tobas, lapillitas y tufitas, entre las que se intercalan unos pocos mantos de ignimbritas de composición ácida, que se interdigita con la Formación Chon Aike.

La Formación La Matilde es conocida por ser portadora de los grandes troncos y estróbilos silicificados de araucariáceas que constituyen el Bosque Petrificado de Madre e Hija, actualmente declarado Monumento Natural.

Stipanicic (en Stipanicic y Reig, 1955, 1956) empleó el término «Matildense», que Archangelsky (1967) adecuó al Código de Nomenclatura Estratigráfica, y como Formación La Matilde fue reconocida por autores posteriores.

Pueden reconocerse varias áreas de afloramientos dentro del Macizo del Deseado (Figuras 27 y 28): a. el sector centro-oriental, con la localidad tipo del cañadón de La Matilde y áreas muy importantes como las de la estancia Malacara, los bajos del Tordillo y de La Leona, y el valle del río Seco (Criado Roqué, 1953; Stipanicic y Reig, 1956; Panza, 1984, 1995a y b, 1998); b. el sector central, el más importante desde el punto de vista paleontológico, que comprende, entre otras localidades, los cerros Botellón, Alto y Madre e Hija, los bajos del Guanaco y Grande, las estancias Bella Vista y Laguna Manantiales, y el área del Monumento Natural de los Bosques Petrificados (Panza, 1982, 1995a, 1998); c. sector centro y sur-occidental, con asomos muy discontinuos principalmente en el bajo del Puma (Panza, 1986), estancia Manantial Espejo (Panza y Marín, 1996) y estancias Los Toldos, La Madrugada, valle del río Pinturas (de Barrio, 1989, Panza y Cobos, 1998) y d. Gran Bajo de San Julián (Panza y de Barrio, 1989; Panza e Irigoyen, 1995).

En casi todos los asomos la Formación La Matilde se presenta formando lomadas redondeadas de color claro (amarillo, blanquecino, castaño claro, rosado, gris y verdoso), en general muy cubiertas por regolito y materiales modernos, en las que se destacan unos pocos bancos más resistentes o una gran cantidad de lajas y pequeños bloques que señalan su presencia y permiten ver que se encuentran muy replegados formando pliegues de arrastre de reducidas dimensiones; estas lomas están casi siempre desprovistas por completo de vegetación.

La litología es bastante homogénea, siendo netamente dominantes las tobas (primarias o retrabajadas), en general finas o algo arenosas, en bancos tabulares delgados. Composicionalmente son vítreas o cristalinas, conteniendo en este último caso láminas de biotita euhedral o cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa. Son casi siempre compactas y a veces llegan a presentar fractura concoide debido al elevado grado de silicificación.

Aparecen también algunas intercalaciones tufíticas, tratándose de estratos poco potentes de areniscas tobáceas medianas a gruesas, hasta sabulitas y conglomerados, en general grises y verdosas, y lítico-cuarzosas en composición.

En los afloramientos orientales, como en los perfiles de las estancias La Matilde y Malacara y en sectores del Gran Bajo de San Julián, se encuentra una secuencia de hasta 20 m de espesor constituida por lutitas muy físiles (en partes carbonosas), tobas muy finas y algunos bancos de carbón, muy finamente laminadas, conocida en los primeros trabajos geológicos como «Esquistos con Estheria» por las abundantes impresiones de dicho filópodo.

Suelen intercalarse algunos mantos de ignimbritas dentro de la secuencia tobácea, formando afloramientos más abruptos y crestones empinados. Su espesor oscila

entre 3 y 10 m y la coloración es castaño rosada a castaño oscura en superficie meteorizada. En algunos casos se puede observar disyunción columnar bien marcada y en ocasiones los mantos tienen suaves ondulaciones. Estas rocas son muy similares a las que constituyen la Formación Chon Aike.

El espesor que se observa es casi siempre un valor parcial, debido a que pocas veces se reconoce la base de la unidad y por otro lado por su engranaje horizontal con las ignimbritas chonaikenses, factor éste que dificulta la medición de espesores debido a las marcadas variaciones laterales y verticales que se registran aún en cortas distancias. Para el perfil tipo en estancia La Matilde, Criado Roqué (1953) y Stipanicic y Reig (1956) indican un valor de 175 m, mientras que Di Persia (1958) menciona 320 m para el sector del Bajo Grande. Los asomos más occidentales alcanzan hasta 30 metros. A juicio de los autores se infiere para la Formación La Matilde un espesor máximo de 150 m aproximadamente, si bien las potencias aflorantes casi nunca superan los 50 a 100 metros.

Importante material fosilífero ha proporcionado la Formación La Matilde en diferentes localidades dentro del Macizo del Deseado. Para más detalles se remite al lector a los trabajos de Wieland (1929), Fossa Mancini (1941), Calder (1953), Stipanicic y Reig (1956) y Panza (1982, 1995b, 1998).

En lo referente a su ambiente de formación, se trata de una secuencia netamente continental característica de un ambiente fluvial de baja energía, en partes palustre lagunar. Asimismo se desarrollaba en forma concomitante un intenso volcanismo en áreas más alejadas, cuyos productos piroclásticos eran depositados, bajo la acción subaérea de lluvias de cenizas y polvo volcánico, en la cuenca de sedimentación matildense. La presencia de abundantes piroclastitas secundarias alternantes con las primarias, demuestra que en determinados lapsos se producía el retrabajamiento en medio ácueo de los materiales previamente acumulados, tal como lo reconocieran Mazzoni et al. (1981). La falta de aportes extracuencales, la escasez de rocas de granulometría gruesa y las estructuras sedimentarias halladas, demuestran que las corrientes ácueas fueron de baja energía y fluidez relativamente alta.

Los depósitos pelíticos laminados, a veces con ondulitas, indican que hubo pequeños cuerpos de agua (lagunas o pantanos) diseminados en la planicie de inundación. Los mismos serían reductores por la presencia de niveles carbonosos. Por su parte, en las áreas de tierra firme se producía la sedimentación de las piroclastitas primarias, y era allí donde se encontraba la abundante vegetación de tipo arbóreo bajo la forma de bosques de coníferas.

Probablemente la región se encontró bajo condiciones de clima húmedo, como lo atestiguarían los abundantes restos vegetales y de anuros.

En razón de su engranaje con la Formación Chon Aike, se mantienen las mismas relaciones en techo y base descriptas para la citada unidad.

Los argumentos paleontológicos encontrados en algunas localidades donde aflora la Formación La Matilde, especialmente la presencia del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y de *Otozamites sanctaecrucis* Fer. permiten asignarle una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior, de acuerdo con Stipanicic y Reig (1955, 1956). Posteriormente Stipanicic y Bonetti (1970) la reubican en el Calloviano inferior a medio, al situarla por debajo de los movimientos neocallovianos de la Fase Diastrófica San Jorge de Stipanicic y Rodrigo (1969).

JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

Formación Bajo Grande

Se agrupa bajo esta denominación (Di Persia, 1957; Lesta, 1969) a un conjunto de sedimentitas y piroclastitas varicolores (tobas, tufitas, areniscas, conglomerados), inicialmente reconocidas por Di Persia (1956), quién las asignó al Chubutiano por su parecido litológico con dicha secuencia cretácica, y más específicamente a la «Serie del Castillo».

Los primeros autores que utilizan la denominación de Formación Bajo Grande son Lesta (1969) y Turic (1969), quienes también la incluyen dentro del Grupo Chubut.

Pezzi (1970), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1986, 1995a, 1998) la separan de dicho grupo considerándola una unidad independiente.

La Formación Bajo Grande se encuentra desarrollada a lo largo de una faja de rumbo norte-sur coincidente aproximadamente con el meridiano de 69º en las porciones central y sur del Macizo del Deseado, en tres grandes sectores de afloramientos: a. en la localidad tipo del Bajo Grande y áreas vecinas (Panza, 1982, 1998); b. desde estancia Las Mercedes por el norte hasta estancia Los Granaderos, con los asomos mejor expuestos en el valle del zanjón La Virginia y cerro Tres Tetas (Panza, 1982, 1986, 1995a; Panza y Marín, 1996) y c. desde la estancia Santa Clara hasta el Guadal de Baqueró, con las principales exposiciones en el «Anfiteatro de Ticó» y Lote 18 (Panza, 1986, 1987, 1995a; Panza y Marín, 1996). Un asomo aislado, ubicado mucho más al este (68°) se observa al sur del cerro Madre e Hija (Panza, 1982).

El color de conjunto de la unidad, que está muy bien estratificada, es gris amarillento-blanquecino hasta anaranjado-rojizo por pigmentación irregular por óxidos de hierro. Dentro de la secuencia se encuentran algunos bancos más resistentes, los cuales forman resaltos en el paisaje.

La parte inferior está integrada principalmente por bancos lenticulares a tabulares delgados de areniscas y tufitas, generalmente consolidadas y en ocasiones con estratificación entrecruzada en artesa en estratos agrupados a escala pequeña.

Se trata de rocas castaño amarillentas a gris oscuro y rojizo, de grano mediano a grueso, a veces sabulítico y hasta conglomerádico. En general son líticas o lítico-cuarzosas a subfeldespáticas, con clastos angulosos hasta subangulosos y subredondeados en su gran mayoría de volcanitas y cuarzo. El material ligante es tobáceo-arcilloso y en algún caso hay cemento silíceo, con lo que la roca se hace muy consolidada, llegando a partirse por los clastos.

La sección superior de la unidad es una secuencia bien estratificada integrada por tobas, tobas finas vítreas o vitrocristalinas y algunas tufitas delgadas de grano mediano intercaladas. La coloración dominante en los afloramientos es dentro de los tonos grises, predominando el gris verdoso muy claro y el gris amarillento. Puede ser típica la formación de bardas abruptas con erosión en tubos de órgano.

Dominan las rocas tobáceas y tufíticas, estas últimas macizas o en algunos casos con estratificación entrecruzada

lenticular y ondulitas. Son rocas bastante friables y sólo a veces algún delgado banco más resistente forma una pequeña cornisa. Las tufitas, líticas, son de grano fino a mediano, resistentes. Los bancos más friables y más espesos son de rocas tufíticas que llegan hasta un tamaño de sabulita. Se ha reconocido en algún caso hasta 5 m de calizas finas grises, bien laminadas.

Con respecto al espesor de la unidad, los datos son muy variables por tratarse de depósitos continentales sedimentados en cuencas aisladas y truncados en su techo por una discordancia angular marcada. Por eso, la potencia de la Formación Bajo Grande oscila entre 20 m en el guadal de El Ceibo (Panza, 1995a) hasta unos 300-350 m en el sector del cerro Tres Tetas (Panza, 1986) y 420 m en su localidad tipo (Panza, 1982, 1998).

Cabe aquí mencionar que en trabajos de Di Persia (1957), De Giusto (1958) y Turic (1969) se mencionan valores mucho más elevados para algunos sectores (1026 m para el Bajo Grande, 870 m para el sector al oeste de estancia La Reconquista). Panza (1982, 1986) estima que la presencia de abundantes fallas de variable rechazo, así como de procesos de deslizamiento gravitacional, pueden haber llevado a considerar valores más altos de espesor.

El único material paleontológico hallado son improntas de ramas y tallos, así como restos de troncos silicificados, todos ellos indeterminables. Marcas debidas a la acción de organismos cavadores y removedores se observaron al este de la mina Campamento 2 en el Lote 18 (Panza, 1987; Panza y Marín, 1996).

Se trata de una secuencia típicamente continental, característica de un ambiente del tipo de «bolsones» intermontanos, con acumulación relativamente rápida de sedimentos en diferentes subambientes (conos aluviales, canales fluviales, lagunas) debidos a variaciones fisiográficas locales.

Durante toda la depositación de la secuencia hay un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico fino, consecuencia de una actividad volcánica intensa en áreas alejadas.

Las areniscas y conglomerados representan depósitos de origen fluvial, tanto de canales (evidenciados por depósitos lenticulares con estratificación entrecruzada) como de probable planicie aluvial. En algunos casos serían de carácter intermitente por la presencia de areniscas con lentes de conglomerados. Las escasas pelitas y calizas laminadas y tobas con ondulitas intercaladas son indicadoras de pequeños cuerpos de agua poco profundos.

La Formación Bajo Grande está separada en su base de la secuencia jurásica del Grupo Bahía Laura por una relación de marcada discordancia angular, resaltada en varios afloramientos por la presencia de bancos psefíticos potentes, en los niveles más bajos de la unidad.

Algunos autores (Turic, 1969; Pezzi, 1970; De Giusto et al., 1980) han señalado falta de evidencias para una relación de discordancia angular, considerando que la existente entre Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura es erosiva. De Giusto (1956, 1958) y Di Persia (1958), en cambio, afirman la existencia de una discordancia angular en varias localidades.

Se considera que la secuencia jurásica constituía un relieve irregular en el momento de la depositación de la Formación Bajo Grande, con una serie de pequeñas cuencas locales cuya forma, tamaño y grado de interconexión dependían de los escalonamientos y depresiones producidos en el Grupo Bahía Laura. Dicho prerelieve fue luego cubierto parcialmente por los depósitos de la Formación Bajo Grande.

Una nueva discordancia angular separa a la Formación Bajo Grande de la unidad suprayacente, la Formación Baqueró. Esta relación es claramente observable en muchas localidades, pero fundamentalmente en el borde sur del Bajo Grande.

Lesta y Ferello (1972) incluyeron a la Formación Bajo Grande dentro del Grupo Chubut, considerando a la relación entre la primera unidad y la Formación Baqueró como una discordancia de carácter primario y local. Postulan un esquema de subcuencas aisladas de la cuenca principal de sedimentación chubutense, las cuales se van colmatando paulatinamente en forma casi continua, y en las que los sedimentos de la Formación Baqueró se depositan sobre bancos que tienen una pendiente inicial de depositación.

En esta contribución se comparte la opinión de De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1995a) en cuanto a que en el contacto entre las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se ubica una verdadera fase diastrófica de importancia, la cual no es compatible con el esquema de depositación continua propuesto por Lesta y Ferello (1972).

Respecto de la edad de la Formación Bajo Grande, la misma debe analizarse en forma indirecta. No puede ser más antigua que el Grupo Bahía Laura, asignado al Jurásico medio a superior. En consecuencia, la discordancia en la base de la Formación Bajo Grande sería probablemente ocasionada por los movimientos de la Fase Araucánica del Kimmeridgiano.

En su techo, la unidad no puede ser más joven que la Formación Baqueró, asignada por Archangelsky (1967) al Barremiano-Aptiano y más adelante por Archangelsky et al. (1984) al Barremiano superior-Aptiano inferior. Se considera por lo tanto que la discordancia angular que separa a las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se debería a algunas de las fases de los movimientos intercretácicos, posiblemente a la Fase Austríaca.

En consecuencia, la ubicación cronológica de la Formación Bajo Grande se restringiría al lapso Kimmeridgiano superior-Hauteriviano, resultando por el momento imposible determinarla con mayor precisión, ante la falta de apoyo paleontológico.

Debe descartarse por lo tanto la asignación al Cretácico superior hecha por diversos autores que incluían a la unidad dentro del Grupo Chubut.

CRETÁCICO INFERIOR (BARREMIANO - APTIANO)

Formación Baqueró

Bajo esta denominación (Archangelsky, 1963) se reconoce a un conjunto de piroclastitas y sedimentitas de amplia dispersión en los sectores centrales del Macizo del Deseado, portadoras de una tafoflora excepcionalmente rica tanto en número de individuos como en cantidad de especies. Es de gran importancia por ser la unidad que contiene los niveles de arcillas plásticas que se explotan en el distrito de los Lotes 18 y 19 (Panza, 1987).

Stipanicic y Reig (1955, 1956) separaron al llamado «Baqueroense» del Complejo Porfírico Jurásico, considerando a esta sección como perteneciente a un ciclo sedimentario distinto de edad cretácica.

Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956, 1957, 1958) incluyeron a la unidad dentro del Chubutiano, y en particular en la llamada «Serie de las Tobas Amarillas».

Archangelsky (1963, 1967), autor que realizó los estudios más detallados de la unidad y su flora fósil, creó la denominación de Formación Baqueró.

La Formación Baqueró está ampliamente representada en el sector central del Macizo del Deseado. Pueden reconocerse varias áreas importantes de afloramientos, los que son: a. sector de la localidad tipo (la Punta del Barco en la meseta Baqueró, Feruglio, 1949; Stipanicic y Reig, 1956), con áreas conocidas como las de las estancias Bajo Tigre, el «Anfiteatro de Ticó» y los Lotes 18-19 (Archangelsky, 1967; Panza, 1987; Caranza, 1988, Panza y Marín, 1996); b. sector central, desde el bajo Grande y cerro Bayo hasta el área de los cerros Gorro, Derrumbado y del zanjón La Virginia (Archangelsky, 1967, Panza, 1982, 1986, 1995a, 1998; Panza y Marín, 1996); c. el sector nororiental, desde Gobernador Moyano hasta Madre e Hija (Archangelsky, 1967; Panza, 1982, 1998) y d. áreas orientales, desde cercanías del Bosque Petrificado hasta el valle del río Seco (Panza, 1984, 1988, 1995a,b, 1998).

Desde el punto de vista litológico, la Formación Baqueró está constituida por dos miembros, uno inferior aflorante solamente en las localidades de Bajo Tigre, meseta Baqueró, Lote 18, cerros Derrumbado, Rubio y Bayo, y uno superior presente en todo la cuenca, y de muy fácil identificación en el terreno. Ambas subunidades son concordantes y presentan una flora fósil común.

El Miembro Inferior está compuesto por conglomerados, areniscas y tufitas medianas a gruesas rojizas y grises, tobas vítreas, y varios niveles de limolitas y arcilitas de colores grises y negros, los que han sido o son explotados intensamente y en muchos casos contienen la abundante flora fósil en muy buen estado de conservación. Por depositarse en un prerrelieve irregular, tiene un desarrollo muy variable, pudiendo faltar en muchos perfiles; asimismo, es heterogéneo y marcadamente lenticular, con grandes variaciones laterales y verticales en cortos trechos.

En cuanto al Miembro Superior, es en su mayor parte una típica alternancia rítmica de cineritas blancas y gris blanquecinas friables, con tobas más resistentes de tono castaño amarillento que se destacan como pequeñas cornisas. En general la relación de espesores es de 1 a 1 entre ambas litologías. La composición es en general muy uniforme en todo su desarrollo y es típica la erosión en tubos de órgano y la formación de altas bardas subverticales. Las tobas castañas y amarillas son macizas y pueden constituir paleosuelos, mostrando en estos casos estructuras paleoedáficas tubulares y prismáticas.

Hacia los términos superiores se intercala una facies de conglomerados y areniscas gruesas de color gris claro hasta amarillo y castaño por pigmentación ferruginosa. Forma bancos lenticulares macizos o con estratificación entrecruzada en artesa. Son cuarzo-líticas o lítico-cuarzosas y contienen abundantes troncos silicificados mal conservados o improntas de ramas y tallos.

Areniscas y sabulitas lítico-cuarzosas (hasta conglomerados finos) muy similares a las que forman los niveles más altos de la unidad, afloran en otras localidades, pero integrando los niveles basales de la Formación Baqueró. Es decir, que en diversos momentos en la depositación de la unidad, tanto en el Miembro Inferior como en el Superior, se tiene la recurrencia de episodios fluviales de mayor energía que depositan sedimentos más gruesos, en los que son muy comunes los trozos y astillas de troncos petrificados.

En todo el valle del río Seco se encuentra una secuencia caracterizada por rocas tobáceas hasta lapillitas, con algunas tufitas finas intercaladas, de colores abigarrados pero en los que dominan los tonos rojizos, anaranjados y amarillos. El espesor suele ser variable aun en corta distancia, desde dos metros hasta 30 m, dado que la unidad se dispone rellenando un prerrelieve labrado en el Grupo Bahía Laura. Estos depósitos fueron referidos por De Giusto (1954, 1956) a la denominada «Serie Polícroma», es decir, al «Riochiquense» terciario, pero se trata de facies más gruesas, con una participación mayor de elementos epiclásticos en las variedades psamíticas y psefíticas, y con espesores de conjunto mucho más reducidos, que engranan lateralmente con los elementos característicos del Miembro Superior de la Formación Baqueró.

Con respecto al espesor de la Formación Baqueró, alcanza valores máximos de 150 a 200 m, valor este último registrado en el perfil del cerro Bayo del Bajo Grande (Archangelsky, 1967). No obstante, en gran parte de la comarca la unidad tiene potencias oscilantes entre los 10 y 70 metros. De estos valores, 30 a 70 m corresponden al Miembro Inferior, mientras que el Superior registra su mayor potencia en Aguada del Cuero (180 m), Las Mercedes (160 m), cerro Bayo (140 m) y cerro Derrumbado (110 m).

La importante tafoflora de la Formación Baqueró fue objeto de numerosos estudios debido a su excepcional valor por la calidad de los fósiles, tanto a nivel mega como microscópico, a partir de los primeros estudios de Berry y Feruglio.

Si bien los principales conocimientos sobre los elementos vegetales fósiles fueron presentados por Archangelsky (1967), se encuentran numerosos estudios aislados sobre diversos ejemplares o taxones vegetales. Un detalle de los mismos puede obtenerse en Panza (1998).

Se caracteriza a la tafoflora baqueroense (Archangelsky, 1967) como básicamente gimnospérmica, con dominancia de Podocarpáceas y Bennettitales; la familia Gleicheniaceae es la mejor representada entre las Pteridófitas, predominando en el Miembro Superior.

Angiospermas primitivas (Romero y Archangelsky, 1986) constituían componentes marginales de una asociación dominada por gimnospermas y pteridófitas.

La Formación Baqueró está integrada por una secuencia típicamente continental, si bien ambos miembros representan condiciones ambientales distintas.

El Miembro Inferior corresponde a depósitos característicos de un ambiente fluvial, en partes lagunar, en el que alternan períodos de alta y baja energía. Se trata de sedimentos llevados a pequeñas cubetas que eran depresiones labradas en el prerrelieve. Estas depresiones fueron paulatina y rápidamente colmatadas por corrientes fluviales, posiblemente de baja a moderada energía y quizás temporarias.

Asociadas a los cursos fluviales, representados por depósitos psamítico-psefíticos lenticulares y con estratificación entrecruzada, se encontraban bañados y lagunas. Estos cuerpos de agua están representados por los estratos lenticulares pelíticos, casi siempre portadores de abundante flora fósil e incluso con filópodos (Archangelsky, 1967) o gastrópodos de agua dulce (Panza, 1986). Tales lagunas y pantanos podrían ser quizás temporarios, a juzgar por el pequeño espesor de los depósitos.

El Miembro Superior, en cambio, sugiere la sedimentación directa de lluvias de cenizas mediante un aporte casi continuo de material piroclástico fino, indicador de una intensa actividad volcánica en comarcas alejadas. Dichos elementos se depositaban en un ambiente ya mucho más uniforme y casi sin desniveles (dominio de llanuras en el estudio paleoambiental de Caranza, 1988).

Los fenómenos piroclásticos sin duda sufrían interrupciones periódicas, lo cual queda demostrado por la existencia de niveles de paleosuelos, evidenciados por la presencia en ellos de estructuras tubulares biogénicas (rastros de la actividad de vermes u hormigas), así como por horizontes rojizos, con gran cantidad de compuestos férricos, coincidentes quizás con superficies de erosión. Asimismo, en tales etapas de interrupción de la sedimentación piroclástica se producía el retrabajamiento de los anteriores niveles tobáceos por agentes de escasa energía, arroyos de régimen efímero, con formación de depósitos intraformacionales.

En la sección cuspidal del Miembro Superior vuelve a instalarse un régimen fluvial de mayor energía, como lo indican los cuerpos lenticulares de psamitas y psefitas. Este sistema fluvial de tipo entrelazado proximal (Caranza, 1988) tuvo su mayor desarrollo entre el cerro Gorro y el «Anfiteatro de Ticó».

La actividad volcánica podría también ser causante, mediante una aridización del suelo, del cambio paleoflorístico mencionado por Archangelsky (1967), consistente en la disminución o desaparición de ciertos grupos (Bennettitales, Pteridospermas y Cycadales) en el Miembro Superior.

El estudio de la tafoflora baqueroense permite a dicho autor postular un paleoclima del tipo templado-moderado, con una probable estación bastante fría, y con una humedad ambiente mediana en general, pero con una estación de mayor sequedad. A conclusiones similares llegan Caranza (1988) por indicadores sedimentológicos y Cravero et al. (1991) en base a estudios sobre caolinitas.

La Formación Baqueró está separada en su base de las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike, La Matilde y Bajo Grande por una clara relación de discordancia; la misma es de angularidad en la mayor parte de los casos y particularmente notable en el contacto con la última unidad. Un prerrelieve relativamente irregular fue paulatinamente colmatado en sus partes deprimidas por los depósitos del Miembro Inferior. Posteriormente, los materiales tobáceos del Miembro Superior completaron la colmatación de las cubetas sedimentarias, cubriendo gran parte de la comarca.

Con respecto a su techo, la Formación Baqueró está cubierta en discordancia erosiva (en casos angular) por sedimentitas terciarias (la más antigua es la Formación Salamanca del Daniano) y por volcanitas neocretácicas, paleógenas y neógenas.

La relación de los depósitos del Cretácico inferior con un extenso volcanismo coetáneo ubicado en la Cordillera Patagónica de Chubut y norte de Santa Cruz fue demostrado por Ramos (1979).

Un párrafo aparte merece el posible sincronismo y correlación entre la Formación Baqueró y la Formación Laguna Palacios (Tobas Amarillas) del Grupo Chubut. Ambas unidades tienen un notable parecido litológico por lo que Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956) incluyeron a todos los afloramientos dentro de la «Serie de las Tobas Amarillas».

El estudio de la tafoflora llevó a Archangelsky (1967) a negar totalmente este concepto, estableciendo que no existen sedimentitas referidas al Cretácico superior al sur del área de Madre e Hija.

Casas (1963) intentó solucionar este problema estratigráfico estableciendo tres hipótesis: a. engranaje lateral; b. relación de discordancia y c. áreas deposicionales distintas. La primera se descarta automáticamente al considerar los datos paleobotánicos. La segunda también se elimina por no encontrar verdaderas señales de discordancia, pese al argumento sobre la existencia de un banco tobáceo oxidado en el cerro Madre e Hija, supuesto indicador de discordancia erosiva, y por existir fósiles vegetales incluso por encima de la posible superficie de discordancia.

En cuanto a la tercera hipótesis, implicaría la existencia de un umbral paleogeográfico entre Madre e Hija y Punta España, localidad esta última donde se halla presente la Formación Laguna Palacios y donde no se han ubicado a la fecha restos paleoflorísticos. Pezzi (1970) estima que la línea basáltica desde el norte de estancia Alma Gaucha al cerro Mojón Aisin (estancia La Levadura) indicaría un posible límite geológico entre ambas unidades, por tratarse la misma de una posible área positiva que separaría dos subcuencas de sedimentación.

Cabe sin embargo mencionar que, aún aceptando la existencia de ese umbral, sería una barrera de dudosa eficiencia dada la génesis de las tobas y cineritas del Miembro Superior, las cuales son el producto de lluvias de cenizas transportadas por los vientos y en consecuencia capaces de cubrir extensas áreas.

Como posible hipótesis, Lesta y Ferello (1972) estiman un engranaje lateral entre Baqueró y Laguna Palacios, lo cual significa que la litofacies cortaría oblicuamente a las líneas de tiempo, rejuveneciéndose hacia el norte.

Hechem y Homovc (1986) apoyándose en algunas evidencias palinológicas y en la datación radimétrica de una toba ubicada en el techo del Miembro Inferior en el cerro Bayo, postulan a dicho miembro como constituyente exclusivo de la Formación Baqueró, y al Miembro Superior como perteneciente a la Formación Laguna Palacios; las edades respectivas serían barremiano-aptiana y campaniano-maastrichtiana.

Se considera que los argumentos de los autores citados no son suficientes porque no se menciona ningún elemento palinológico realmente del Cretácico superior, sino sólo una forma poco significativa por su amplio biocrón. Asimismo, la datación radimétrica no indica que lo que está por encima, el Miembro Superior, tiene menos de 90 Ma y pertenece al Cretácico alto, sino que, como las dataciones son edades mínimas, sólo indica que lo que está por debajo, el Miembro Inferior, tiene una edad mayor, lo que no está en dudas. Finalmente, tampoco se explica por qué, si la sección superior fuera campaniano-maastrichtiana, las floras que contiene están formadas casi exclusivamente por Gimnospermas y Pteridófitas, cuando en todo el mundo las tafofloras del Cretácico Superior son netamente angiospérmicas.

De lo expuesto, los autores de este informe estiman que aún no está resuelto el problema de la posible correlación (o no) de las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios.

La declinación total de las Bennettitales en el Miembro Superior (tales vegetales desaparecen como grupo importante en el Aptiano) y la, en su momento, falta de registro de Angiospermas, hizo que Archangelsky (1967) postulara para la Formación Baqueró una edad cretácica inferior y más concretamente, barremiano - aptiana.

Turic (1969) estima que, por comparación de la asociación baqueroense con la tafoflora del lago San Martín (vinculada con amonites de edad albiana), la Formación Baqueró podría ser de edad aptiano-albiana.

Posteriormente, en base a la relación de la asociación polínica de la unidad con la zona *Antulsporites-Clavatipollenites*, Archangelsky et al. (1984) señalan que la edad de la formación corresponde al Aptiano en sentido amplio, sin descartar la parte más alta del Barremiano.

CRETÁCICO (SUPERIOR)

Basalto Las Mercedes

Se trata de volcanitas básicas (Panza, 1982) que, como afloramientos en general alargados y profundamente recortados por la erosión, se encuentran en el sector central del macizo entre las estancias Las Mercedes y Covadonga (Panza, 1982, 1995a, 1998).

Estas rocas lávicas se presentan como afloramientos aislados y alargados visibles como cordones en los fotogramas. Tienen desde 20 m de espesor en la localidad tipo hasta menos de tres metros al sur y oeste de la estancia Covadonga. En algunos asomos se observa una disyunción columnar bastante bien desarrollada, no así en muchos de los casos donde hay escombros que enmascaran la observación directa.

La roca característica es un basalto olivínico melanocrático, macizo a microvesicular (raro, algo amigdaloide); es de grano mediano y poco porfírico, de color negro morado en corte fresco o rojizo en superficie meteorizada, casi siempre con un grado avanzado de alteración.

Estos basaltos cubren en discordancia angular a rocas jurásicas y cretácicas, siendo la más moderna la Formación Baqueró, en la localidad tipo.

En el techo son cubiertos también discordantemente por el Basalto Alma Gaucha, principalmente del Oligoceno inferior a medio, o por la Formación Monte León del Oligoceno superior (Panza, 1982).

De las observaciones de campo sólo puede establecerse como lapso de emisión de estas lavas al comprendido entre el Aptiano superior y probablemente el Daniano. Por tal motivo y con las limitaciones establecidas por la falta de mejores evidencias, se las ubica temporalmente en el Cretácico superior (a Paleoceno?), pudiendo quizás incluirse en la Fase Efusiva Cretácica (Ferello, 1969).

EL VOLCANISMO ÁCIDO JURÁSICO Y LAS MINERALIZACIONES EPITERMALES AURÍFERAS

A partir del descubrimiento, a fines de la década del 70, y con la posterior exploración y explotación en la década del 90 del yacimiento auroargentífero Cerro Vanguardia, el Macizo del Deseado ha sido y es una de las provincias geológicas que mayor interés ha generado en numerosas empresas mineras, nacionales y extranjeras, que han emprendido distintos planes de prospección y exploración en búsqueda de otros depósitos minerales de similares características geológicas y metalogénicas al citado yacimiento.

Indudablemente, corresponden a los programas de prospección y exploración emprendidos por el Plan Patagonia (sede Comodoro Rivadavia) de la entonces Secretaría de Minería de la Nación los primeros pasos en el conocimiento de las mineralizaciones auríferas epitermales del Macizo del Deseado.

En los últimos años fueron dados a conocer numerosos hallazgos de mineralizaciones cuarzo-auríferas en distintos y alejados entre sí sectores del macizo pero manteniéndose un denominador común: el volcanismo ácido jurásico del Grupo Bahía Laura. Las principales contribuciones son: Genini, 1977, 1984 y 1990 (Cerro Vanguardia), Panza y de Barrio, 1987 b, de Barrio y Panza, 1992 y de Barrio et al., 1994 (Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián), Nullo y Panza, 1991 (Bajo Pobre), Del Blanco et al., 1994 a; Echeveste et al., 1995, Fernández et al., 1996 (Estancias La Josefina-Piedra Labrada), Del Blanco et al., 1994 b (estancia La Sarita), Schalamuk et al., 1994 (Manantial Espejo), Genini, 1976 y Echavarría, 1995 (estancias El Dorado-Monserrat), Giacosa y Genini, 1995 (Cerro Chato), Márquez et al., 1994 (estancia Tres Hermanas) y Genini et al., 1996, (Río Pinturas).

Contribuciones de tipo general, abarcativas de los principales distritos del macizo son las de Fernández y de Barrio (1994) y Schalamuk et al., 1995, 1997, mientras que los aspectos geocronológicos de las mineralizaciones epitermales han sido tratados en Arribas Jr. et al., (1996).

Las mineralizaciones epitermales del macizo están representadas mayormente por cuerpos vetiformes cuarzoauríferos, con *stockworks* asociados o no lateralmente a las vetas, formados por rellenos de fracturas multiepisódicos, donde predominan las texturas bandeadas, brechosas, masivas y drúsicas, con pseudomorfosis de minerales de hábito tabular, posiblemente de calcita y/o baritina (Schalamuk et al., 1995).

Frecuentemente se presentan cuerpos de reemplazo de composición silícea, de muy variadas dimensiones, a veces asociados a sistemas geotermales con depositación de niveles laminares silíceos (sinter) y brechas hidrotermales como por ejemplo en La Josefina y Manantial Espejo.

Las vetas epitermales cuarzoauríferas se alojan generalmente en las rocas ignimbríticas riolíticas de la Formación Chon Aike, en contados casos en las volcanitas básicas de la Formación Bajo Pobre (estancias El Dorado-Monserrat y Bajo Pobre), y en las sedimentitas pérmicas y los granitoides liásicos de la Formación La Leona en el bajo homómino.

Los minerales de mena son oro nativo, electrum, plata nativa y argentita. Por su parte, tetraedrita, sulfosales de plata, galena, blenda y calcopirita están ocasionalmente presentes, y sulfuros y telururos tales como uytenboogardita y petzita, aparecen muy esporádicamente.

El oro se presenta en granos individuales o agrupándose, con tamaños entre los 40 y 70 μm, incluidos en los cristales de cuarzo o rellenando cavidades y fisuras (posiblemente por removilización).

La ganga está representada esencialmente por minerales del grupo de la sílice, fundamentalmente cuarzo en diferentes tamaños de grano y colores (incoloro, blanco lechoso, gris, amatista, amarillo, etc.), calcedonia y ópalo. A veces, también se encuentra baritina y hematita.

La alteración hidrotermal predominante es la silicificación, mientras que la argilización (caolinita, illita y montmorillonita), sericitización y en las rocas básicas de la Formación Bajo Pobre la propilitización también están presentes, (Schalamuk et al., 1995, 1997).

El Distrito Cerro Vanguardia comprende un total de aproximadamente 150 km de vetas cuarzoauríferas, de disposición vertical a subvertical, algunas de las cuales pesentan más de 10 km de corrida individual. La mineralización ha sido reconocida por más de un millar de perforaciones, algunas de ellas hasta los 180 m de profundidad. Los espesores fluctúan generalmente entre 1 y 3 m, y ocasionalmente más. Los rumbos predominantes de las estructuras varían entre ONO-ESE, E-O y NO-SE.

Respecto de la edad de las mineralizaciones, Arribas Jr. et al. (1996) efectuaron dataciones sobre las illitas del halo de alteración hidrotermal de vetas de Cerro Vanguardia y sobre adularias de este yacimiento y de Manantial Espejo (Veta María), obteniendo valores entre 151 y 152,4 $\pm$ 3,6 Ma para las arcillas, y de 142,6 $\pm$ 3,5 a 124,8 $\pm$ 3,0 Ma para los feldespatos (con algo de caolinización y sericitización).

El conjunto de características mencionadas permite definir a estos depósitos epitermales jurásicos como del tipo adularia-sericita según Heald et al., (1987) o como del tipo baja sulfuración según Hedenquist (1987).

GÉNESIS DEL PLATEAU JURÁSICO RIOLÍTICO DEL MACIZO DEL DESEADO

Es generalizada la opinión de que los productos ignimbríticos proporcionan una mayor información del ambiente geológico en que se han formado que los materiales lávicos, ya que además de proveer abundantes datos sobre las características geoquímicas y petrológicas, presentan significativos rasgos reveladores de sus condiciones de transporte y depositación.

La génesis y procedencia de los flujos ignimbríticos del Jurásico riolítico del Macizo del Deseado ha sido un problema volcanológico escasamente investigado y por lo tanto aún hoy no totalmente resuelto. En estas secuencias volcaniclásticas, la obliteración de las texturas y estructuras vitroclásticas por procesos de soldamiento y desvitrificación, obstaculizan la caracterización y discriminación de muchos flujos piroclásticos.

La opinión mayoritaria de las investigaciones emprendidas hasta el momento es que el magmatismo ácido jurásico del Macizo del Deseado corresponde esencialmente a erupciones del tipo pliniano, de extremada violencia y poder, con eyección de grandes volúmenes de materiales félsicos muy vesiculados y columnas eruptivas con alturas oscilantes entre los 20 y 60 kilómetros. El colapso gravitacional de la fase gaseosa de estas columnas eruptivas, que adquieren la forma de una cortina o lluvias muy densas de piroclastos que al caer en las cercanías del centro emisor, en los flancos proximales, genera movimientos descendentes hacia los sectores deprimidos pudiendo alcanzar decenas de kilómetros o más de extensión.

Pero el problema que aún no ha sido resuelto es el que se plantea acerca de cuales han sido los conductos por los cuales han sido extruidos los volúmenes ignimbríticos del volcanismo ácido.

Desde antaño se han mencionado en diversos *plateaux* del mundo la ausencia de aparatos o conos volcánicos, explicándose en algunos casos esta ausencia por erupción a partir de grietas o fisuras posteriormente rellenas por material volcánico.

Sin embargo, la observación y análisis de imágenes satelitales permite el reconocimiento de rasgos de posibles estructuras circulares a subcirculares que podrían denotar los vestigios de antiguas calderas de colapso, formadas posteriormente a la extrusión de los enormes volúmenes riolíticos. Pero el reconocimiento y exhaustivo chequeo de campo no permite identificar las facies litológicas esperables asociadas a estas estructuras.

Ross y Smith (1961) señalan que la gran extensión y el volumen de los *plateaux* ignimbríticos, de los cuales el Macizo del Deseado es un ejemplo superlativo, son incompatibles con erupciones a partir de domos o cráteres únicos. Es factible de deducir entonces, que los flujos ignimbríticos de la Formación Chon Aike fueron extruidos a través de un conjunto de aparatos volcánicos o por estructuras fisurales, de las cuales, por diversas causas, no se han preservado sus caracterísitcas morfológicas. Sobre este tema, Ekren y Byers, 1976 (en Fisher y Schmincke, 1984) enumeran las posibles razones de la escasez generalizada de la existencia de aparatos. Se especula con que muchos conductos están cubiertos por sus propios productos o que se han taponado a profundidades someras y la erosión posterior los ha denudado. Por otra parte, los conductos de emisión pueden además haber sido, por lo menos algunos de ellos, destruidos durante el colapso de las supuestas calderas.

A esta situación cabe agregar, la falta casi absoluta de estudios detallados que permitan descifrar con certeza los rasgos geomórficos y litológicos remanentes de las estructuras dómicas o de antiguas calderas. Aquí es dable mencionar estudios como los de Sruoga y Palma, 1984 (sector de Puerto Deseado), Hechem y Homovc, 1985 (sector del Bajo Grande), Pankhurst y Rapela, 1995, Fernández et al., 1996 y Echeveste et al., 1999 (sector de estancias La Josefina-Piedra Labrada-La Valenciana-Flecha Negra) que han aportado interesantes elementos para el esquema volcanogénico. En estos trabajos, se postulan hipótesis de la génesis de las unidades volcánicas del Grupo Bahía Laura y se han identificado relictos de aparatos volcánicos y domos, que han constituido los conductos de emisión de parte de los flujos ignimbríticos. Es de esperar, que nuevos trabajos de detalle amplíen la información existente y permitan arribar a un esquema evolutivo general de la génesis del magmatismo silícico jurásico del Macizo del Deseado

ESQUEMA EVOLUTIVO TECTOMAGMÁTICO DURANTE EL JURÁSICO-CRETÁCICO EN EL MACIZO DEL DESEADO

La evolución geológica del Macizo del Deseado durante el lapso Jurásico-Cretácico comprende una secuencia de eventos tectomagmáticos de diversa índole y características particulares para diferentes sectores de esta comarca.

El escenario previo a la eruptividad magmática del Jurásico presenta, en tiempos del Triásico superior, rasgos geológico-estructurales definidos fundamentalmente por la existencia de bloques de metamorfitas basamentales, de edad precámbrico-paleozoica inferior, sobre las cuales, en cuencas posiblemente tafrogénicas (Rolleri, 1973), se habían acumulado las sedimentitas gondwánicas y triásicas. Estas cuencas intracontinentales tipo rift, posiblemente hayan estado relacionadas a fenómenos tensionales en niveles supracorticales de una corteza mecánicamente rígida a partir de procesos de

atenuamiento cortical, como así también a los efectos de la evolución del orógeno aledaño. Este hecho pudo haberse originado ante la existencia de un margen de subducción activo en el borde occidental, por un brusco cambio en la velocidad de convergencia, con un proceso de orogénesis que induciría al abovedamiento de la región de antepaís estable, con los fenómenos tensionales mencionados.

Con posterioridad, en tiempos liásicos, en sectores centrales del macizo, se depositaron en cuencas restringidas los sedimentos piro-epiclásticos de la Formación Roca Blanca, mientras que en el margen pacífico comienza a gestarse un arco magmático. En efecto, en el Jurásico medio, mientras que en el borde occidental se instala un volcanismo calcoalcalino de composición esencialmente ácida, correspondiente al Complejo El Quemado, en sectores más orientales del macizo sucede un volcanismo básico a intermedio, la Formación Bajo Pobre. Este episodio magmático, de gran importancia geológica en la evolución del macizo, indicaría un cambio en el campo de esfuerzos regionales, pasándose de un régimen compresivo a uno traccional en la región interior del antepaís con ascenso de materiales básicos procedentes de niveles profundos por fracturación, con procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente gondwánico.

Con posterioridad y por posibles procesos de transferencia de calor (Uliana et al, 1985) con el ascenso de esos materiales básicos a niveles basales e intermedios de la corteza, comenzarían fenómenos de fusión parcial (anatexis) de materiales cuarzo-feldespáticos.

En un régimen extensional generalizado y a partir de posibles cámaras magmáticas emplazadas en una corteza joven, poco evolucionada, se sucede el ascenso de materiales ácidos, con escasa contaminación crustal, que son eruptados en superficie mayormente como flujos ignimbríticos y escasos flujos lávicos ácidos que en conjunto ahogaron la paleotopografía existente, conformando un extensísimo *plateau* riolítico.

Luego de la disipación del evento térmico que produjo la fusión parcial, se instala un período de reactivación de viejas líneas de debilidad de sistemas regmáticos del zócalo cristalino, con fallamiento de bloques rígidos, a los cuales sucedió hacia fines del Jurásico un período de subsidencia generalizada con basculamiento de bloques. En sectores centro-orientales se conformaron nuevas áreas deprimidas que fueron colmatadas por los depósitos continentales de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró, a principios del Cretácico.

Posteriormente, a fines del Cretácico y principios del Terciario, en un régimen nuevamente tensional, se produce el ascenso desde niveles profundos, de nuevos materiales básicos (Basalto Las Mercedes), aprovechando viejas líneas de debilidad reactivadas, culminando así el magmatismo del lapso Jurásico-Cretácico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALRIC, V., FERAUD, G., BERTRAND, H., HALLER, M., LABUDÍA, C. y ZUBIA, M., 1995. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of Patagonian Jurassic volcanism:new constraints on Gondwana break up. Terra Nova 7:Abstract Suppl. 1:353.

AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15(3) 8:1-568.

ARCHANGELSKY, S., 1963. Nota sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina 3(2):57-63.

ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata (n.s) Paleontología 5:63-171.

ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J.C. y SEILER, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina 21(1):15-33.

ARRIBAS Jr., A., SCHALAMUK, I.B., DE BARRIO, R.E. y FERNÁNDEZ, R.R., 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 39° Congresso Geologico Brasileiro de Geologia, IGCP Project # 342:«Age and isotopes of South American ores», Actas 7:254-257. San Salvador de Bahía, Brasil.

ARRONDO, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata (N.S.) Paleontología 7 (43):1-194.

BAKER, P.E., REA, W.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R.L. y REX, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Philosophical Transactions Royal Society London, A 303:105-149.

BRUHN, R., STERN, CH. y DE WIT, M., 1979. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southermost South America . Earth and Planetary Science, Letters 41:32-46.

CALDER, M.G., 1953. A coniferous petrified forest in Patagonia. Bulletin British Museum (N. History), Geology 2(2):99-138.

CARANZA, H.F., 1988. Estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), en el sector norte del Anfiteatro de Ticó, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional de Buenos Aires, 64 p. Inédito.

CASAMIQUELA, R., 1975. La presencia de Sauria (Lacertilia) en el Liásico de la Patagonia Austral. 1er Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, 2:57-70.

CASAS, J.H., 1963. Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 10p. (inédito).

CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método potasio-argón. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina 4(5):156-158.

CHEBLI, G., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:357-373.

CRAVERO, F., DOMÍNGUEZ, E. y MURRAY, H.H., 1991. Valores $d^{18}O$ y dD en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (1-2):20-25.

CRIADO ROQUÉ, P., 1953. Informe preliminar reconocimiento geológico zona Bahía Laura, Territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 18p., (inédito).

DE BARRIO, R.E., 1983. Descripción geológica de la hoja 53 c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

DE BARRIO, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral 528 (inédita). Universidad Nacional de La Plata.

DE BARRIO, R.E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:189-198.

DE BARRIO, R.E. y PANZA, J.L., 1992. Filones cuarcíferos del área de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina. Su potencialidad minera aurífera. 4° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:529-531.

DE BARRIO, R.E., ARRONDO, O., ARTABE, A.E. y PETRIELLA, B., 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la Estancia Bajo Pellegrini, provincia Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina 37 (3):285-299.

DE BARRIO, R.E., PALMA, M.A. y PANZA, J.L., 1987. Deseado massif. Correlation with the Andean region. Inédito

DE BARRIO, R.E., PANZA, J.L. y FERNÁNDEZ, R.R., 1994. Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz, Argentina. Encuentro Internacional de Minería, Actas:123-126. Buenos Aires.

DE GIUSTO, J.M., 1954. Informe preliminar reconocimiento geológico zona de Florida Negra, territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 34pp. (inédito).

DE GIUSTO, J.M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 38p. (inédito).

DE GIUSTO, J.M., 1957. Informe geológico zona «Aguada Alegre-Los Manantiales». Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 33 pp (inédito).

DE GIUSTO, J.M., 1958. Informe geológico zona de Cerro Vanguardia-Cerro 1° de Abril. Deptos. de Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 18p. (inédito).

DE GIUSTO, J.M., DI PERSIA, C.A. y PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En: Leanza, A.F. (Ed.): 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 2:1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

DEL BLANCO, M.A, ECHAVARRÍA, L. y TESSONE, M., 1994 a. Manifestaciones polimetálicas en la Estancia «La Sarita», provincia de Santa Cruz. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:41-48. Publicacón Instituto de Recursos Minerales. La Plata.

DEL BLANCO, M.A., ECHAVARRÍA, L., ECHEVESTE, H., ETCHEVERRY, R., TESSONE, M. y MONDELO, R., 1994 b. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Encuentro Internacional de Minería, Actas:93-99. Buenos Aires.

DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología):5-10.

DEVITT, R.G., 1984. Geología de la estancia Cañadón Largo y alrededores. Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Trabajo Final Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires, inédito.

DI PERSIA, C.A., 1954. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 1ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 20 p. (inédito).

DI PERSIA, C.A., 1955. Ibidem 2ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 36 p. (inédito).

DI PERSIA, C.A., 1956. Ibidem 3ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p. (inédito).

DI PERSIA, A., 1957. Ibidem 4ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p. (inédito).

DI PERSIA, C.A., 1958. Ibidem 5ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p. (inédito).

ECHAVARRÍA, L., 1995. Depósito epitermal cuarzo aurífero El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:414-425.

ECHEVESTE, H., ECHAVARRÍA, L. y TESSONE, M.,1995. Prospecto aurífero «La Josefina», un sistema hidrotermal tipo hot spring, Santa Cruz, Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:223-233.

ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R.R., LLAMBÍAS, E., TESSONE, M., SCHALAMUK, I., BELLIENI, G., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino. Salta. Actas 2: 182-186.

FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1:293 - 310.

FERNÁNDEZ, R.R. y DE BARRIO, R.E.,1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista Comunicaciones, Nº 45:59-66. Edición especial para las contribuciones a la 1ª Reunión del Proyecto PICG Nº 342 «Age and isotopes of South American Ores». Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

FERNÁNDEZ, R.R., ECHEVESTE, H., ECHAVARRÍA, L. y SCHALAMUK, I., 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área de La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina.13º Congreso Geológico Argentino y 3º de Exploración de Hidrocarburo, Actas 3:41-54.

FERNÁNDEZ, R.R., ECHEVESTE, H., TASSINARI, C. y SCHALAMUK, I., 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Villa Carlos Paz, Córdoba. Actas, 462-465.

FERUGLIO, E., 1937. Una interesante Filicínea fósil de la Patagonia. Boletín Informaciones Petroleras 14 (151):5-20.

FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.,1984. Pyroclastic rocks. Springer Verlag. 472 pp.

FOSSA MANCINI, B., 1941. Los «bosques petrificados» de la Argentina según M.S. Riggs y G.R. Wieland. Notas Museo La Plata 6 (Geología) 12:39-92.

FRANCHI, M., PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds): Cuencas sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6:347-378.

FRENGUELLI, J., 1933. Situación estratigráfica y edad de la «Zona con Araucarias» al sur del curso inferior del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras 112:843-900.

GENINI, A., 1976. Informe preliminar Mosaico 4969-II-B_2, El Dorado-Montserrat. Informe inédito. Servicio Minero Nacional. Plan Patagonia Comahue.

GENINI, A., 1977. Informe preliminar Mosaico 4969-II-B_2, Cº Vanguardia. Informe inédito. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue.

GENINI, A., 1984. Informe general Area Nº 43 «Cerro Vanguardia». Incluye estudio calcográfico de la Dra. L.Malvicini y Estudio Geofísico por el Ing. R.Curcio. Informe Inédito, Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue.

GENINI, A., 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auroargentífero. 3º Congreso Nacional Geología Económica, Actas 3:97-110.

GENINI, A., DE BARRIO, R.E. y GONZÁLEZ, R.,1996. Prospecto polimetálico Río Pinturas, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino. Actas 3:29-39.

GIACOSA, R.y GENINI, A., 1995. Cerro Chato:un nuevo prospecto epitermal vetiforme con oro-plata en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:431-440.

GODEAS, M.C., 1985. Geología en el bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4):262-277.

GOTHAN, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de la Patagonia. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba 28:197-212.

GUIDO, D.M., 1999. Informe de campaña al sector oriental del Macizo del Deseado (área de Bahía Laura y adyacencias), provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales (UNLP). La Plata. Inédito.

GUIDO, D.M. y DE BARRIO, R.E., 1999. Informe de campaña al sector central del Macizo del Deseado (área de las estancias La Aragonesa, El Chara y La Marciana), provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales (UNLP). La Plata. Inédito.

HARRINGTON, H., 1962. Paleogeographic Development of South America. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin 46 (10):1733-1814.

HATCHER, J.B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. American Journal of Sciences, 9, Serie 4, 9(50):85-108.

HEALD, P., FOLEY, N.K. y HAYBA, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits:acid sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology 82 (1):1-26.

HECHEM, J. y HOMOVC, J.,1986. La relación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 42 (3-4):244-254.

HEDENQUIST, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn, M.K. (Ed.): Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. American association of Petroleum Geologists:513-524.

HERBST, R., 1961. Algunos datos geológicos y estratigráficos de la zona Estancia Roca Blanca y alrededores, provincia de Santa Cruz. Ameghiniana 2 (4):55-60.

HERBST, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana 12:1-102.

LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 2:187-194.

LESTA, P. y FERELLO, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias Córdoba, p.601-653.

MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R.E, PEZZUCHI, H.D. y FERNÁNDEZ, M., 1994. Las mineralizaciones portadoras de fluorita en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas 3:225-234. La Plata.

MAZZONI, M.M., SPALLETTI, L.A., IÑÍGUEZ, M.A. y TERUGGI, M.,1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas III:485-507.

NULLO, F. y PANZA, J.L., 1991. Los filones de cuarzo epitermal del Bajo Pobre, provincia de Santa Cruz. Su potencialidad minera. Dirección Nacional Minería y Geología. Inédito.

PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters 134:23-36.

PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W. y MÁRQUEZ, M.J., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del

noreste del Macizo del Deseado. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:134-141.

PANKHURST, R.J., SRUOGA, P. y RAPELA, C.W., 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. 12° Congreso Geológico Argentino, 4:171-178.

PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e «Gobernador Moyano» y 54e «Cerro Vanguardia». Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).

PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f «Bajo de la Leona» y 54g «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).

PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d «La Manchuria», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito).

PANZA, J.L., 1987. Descripción geológica de los Lotes 18-19 y alrededores (Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz). Dirección Nacional Minería y Geología, 87 p. (inédito).

PANZA, J.L., 1995 a. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 213:1-103.

PANZA, J.L., 1995 b. Hoja Geológica 4966-I-II Bahía Laura, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 214:1-84.

PANZA, J.L., 1998. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1:250.000, Santa Cruz. Boletín 257. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).

PANZA, J.L. y COBOS, J.C., 1998. Hoja geológica 4769-III Destacamento La María, escala 1:250.000, Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).

PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1987 a. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f Cordón Alto y 55g Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional de Minería y Geología, 122 p. (inédito).

PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1987 b. Filones de cuarzo del área de Laguna Guadalosa, sector noroccidental del Gran Bajo de San Julián, Departamento Corpen Aike, provincia de Santa Cruz. Perspectivas de su potencialidad minera. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe inédito.

PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f «Cordón Alto» y 56g «Puerto San Julián», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).

PANZA, J.L. e IRIGOYEN, M.V., 1995. Hoja Geológica 4969-IV Puerto San Julián, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín Nº 211:1-78.

PANZA, J.L. y MARÍN, G., 1996. Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 239:1-104.

PEZZI, E.E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p. (inédito).

RAMOS, V.A., 1979. El volcanismo del Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:423-435.

RAPELA, C.W. y KAY, S.M., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11 (3):175-181.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburg:Earth Sciences, 83:291-304.

REIG, O., 1961. Noticia sobre un nuevo anuro fósil del Jurásico de Santa Cruz (Patagonia). Revista Asociación Paleontológica Argentina 2 (5):73-78.

ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras 15 (163):17-83.

ROLLERI, E.O., 1973. Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:203-220. Bs As.

ROMERO, E. y ARCHANGELSKY, S., 1986. Early Cretaceous Angiosperm Leaves from Southern South America. Science, 234:1580-1582.

ROSS, C.S. y SMITH, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. U.S.Geological Survey, Prof.Paper Nº 366.

SACOMANI, L., 1981. Informe preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica («Serie Porfírica») en el ámbito del «Macizo del Deseado», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11p. (inédito).

SACOMANI, L., 1982. Informe preliminar sobre observaciones petrológicas en localidades del complejo básico jurásico (Formación Bajo Pobre) en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 6 p. (inédito).

SCHALAMUK, I., ETCHEVERRY, R. y ECHEVESTE, H., 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69º 24' a 69º 45' de Longitud Oeste y los 48º 45' a 48º 49' de Latitud Sur, provincia de Santa Cruz, Argentina. Encuentro Internacional de Minería, Actas:87-92.

SCHALAMUK, I., FERNÁNDEZ, R. y ETCHEVERRY, R., 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: Pasava, Kribek y Zak (Eds.): Mineral Deposits, 385-388. Rotterdam.

SCHALAMUK, I.B., ZUBIA, M.A., GENINI, A. y FERNÁNDEZ, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology reviews 12:173-186.

SCHALAMUK, I.B., DE BARRIO, R.E., ZUBIA, M.A., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999. Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Zappetini, E., Brodtkorb, M., Schalamuk, I., Sureda, R., (Eds.): Recursos Minerales de Argentina. En prensa.

SPALLETTI, L., IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ, A.M. y MAZZONI, M., 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y volcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (4):483-485.

SRUOGA, P. y PALMA, M.A., 1984. La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. 9° Congreso Geológico Argentino Actas 3:171-184.

SRUOGA, P. y PALMA, M.A., 1986. Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciar, Moro, Baguales y La Pava, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 41 (3-4):397-401 (Nota Breve).

STIPANICIC, P. y BONETTI, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina 7 (2):101-118.

STIPANICIC, P. y REIG, A.O., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina":con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Asociación Geológica Argentina, Revista 10 (4):215-233.

STIPANICIC, P. y REIG, A.O., 1956. El «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina» y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1:185-297.

STIPANICIC, P. y RODRIGO, A., 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:337-352.

STIPANICIC, P.N., TOUBES, R., SPIKERMAN, J. y HALPERN, M., 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (4):459-467.

TESSONE, M., DEL BLANCO, M.A., MACAMBIRA, M. y ROLANDO, A.P.,1999. New radimetric ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the central zone of the Deseado Massif, Argentina. 2° Simposio Sudamericano de geología isotópica. Villa Carlos Paz, Córdoba. Actas, 132-135.

TURIC, M.A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55 p. (inédito).

ULIANA, M. A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D.A., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4) 231-253.

VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M.A., 1991. Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4):257-262.

WICHMANN, R., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas. Boletín 30 B.

WIELAND, G.R., 1929. The world's two greatest petrified forests. Science, 69 (1777):60-63.

WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba, 27:167-320.

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte:Geología Histórica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, Buenos Aires.

ZUBIA, M.A., GENINI, A. y SCHALAMUK, I.B., 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia. En: Recursos Minerales de Argentina. En prensa.

Recibido: junio 1996; revisado agosto 1999

7. JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CUENCA AUSTRAL

Francisco E. Nullo[1], José Luis Panza[2] y Graciela Blasco[3]

INTRODUCCIÓN

La estratigrafía de la cuenca Austral ha sido puesta a punto en numerosas oportunidades debido al relevante interés económico, derivado de la presencia de hidrocarburos, que despiertan las secuencias sedimentarias allí presentes.

La cuenca está delimitada al oeste por la tectónica terciaria sobreimpuesta de la Cordillera Patagónica y al este por el alto de Río Chico, representado por una paleoforma positiva de orientación submeridional, que actuó como borde de la cuenca durante toda la evolución del Cretácico inferior.

Se ha llevado a cabo un resumen de la secuencia de trabajos realizados durante los últimos tiempos sobre la base de las síntesis efectuadas por Leanza (1972), Riccardi y Rolleri (1982), Blasco de Nullo et al. (1980b), Nullo et al. (1981a y b), Malumián et al. (1983), Arbe (1989) y, más recientemente, Robbiano et al. (1996) para el área de costa afuera.

EVOLUCIÓN JURÁSICO-CRETÁCICA

Dentro de la evolución de la cuenca Austral entre el Jurásico superior y todo el Cretácico, tiempo considerado en esta contribución, han ocurrido varios ciclos sedimentarios que se han puesto de manifiesto como respuesta a diferentes procesos geodinámicos o pulsos tectónicos durante el desarrollo de la cuenca.

A modo de síntesis, se pueden reconocer varias etapas: una inicial de riftificación, seguida de otra de hundimiento termal (*sag phase*) y con posterioridad, una sucesión de múltiples etapas de evolución de distintas cuencas de antepaís.

RIFTIFICACIÓN

Son numerosos los trabajos donde se han descripto los procesos volcánicos ocurridos durante el Jurásico superior, formadores del basamento técnico de esta cuenca. Estos eventos se encuentran asociados a la temprana apertura del Océano Atlántico y se han descripto con mayor detalle en el subcapítulo del Macizo del Deseado (de Barrio et al., este capítulo).

A partir del proceso que dio lugar al volcanismo, se desarrolló una cuenca marginal conjuntamente con una intensa extensión dando lugar a la formación de hemigrabens que dislocaron la corteza continental. Esto dio lugar a un proceso de aumento de la superficie en comparación con la que tenía el área antes del proceso de riftificación. Este hecho estuvo asociado a la actividad volcánica, de tipo extensivo y de desarrollo casi continuo.

El proceso de riftificación amplió la superficie de la cuenca y se asoció a la actividad volcánica desarrollando una forma que cubrió extensas áreas. Posteriormente, estos valles que inicialmente poseían una conformación estructural aproximada norte-sur, tomando en cuenta las coordenadas actuales, fueron rellenados por depósitos epiclásticos continentales y, a medida que transcurría la sedimentación, pasaron a ser reemplazados por otros marinos, con intercalaciones de depósitos volcánicos y volcaniclásticos.

Con la instalación de la cuenca marina marginal se produjo la depositación de secuencias transgresivas cuya iniciación en el Oxfordiano-Kimmeridgiano no es sincrónica en toda la cuenca, por lo que los depósitos más antiguos se encuentran en el sur mientras que los del norte del área son más jóvenes. Estas primeras secuencias clásticas, de granulometría mediana a gruesa, son denominadas Formación Springhill en casi todo el ámbito de la cuenca, o su equivalente, Formación Tres Lagunas en el área del lago Fontana.

HUNDIMIENTO TERMAL

Con el establecimiento del régimen marino la actividad volcánica lentamente comenzó a cesar y las pilas sedimentarias comenzaron a espesarse, iniciándose una clásica etapa de hundimiento termal (*sag phase*) que ocupó el Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano en toda la superficie de la cuenca.

EVOLUCIÓN DE ETAPAS DE ANTEPAÍS

El régimen marino establecido en la cuenca como consecuencia de los mencionados procesos y que en su culminación llegara a ocupar el área que se esquematiza (Figura 29), comenzó a retraerse en distintas etapas a partir del Hauteriviano superior, con secuencias transgresivas características. El relleno sedimentario provino del aporte de materiales de las áreas emergentes de la Patagonia central y del alto de Río Chico por el este. Estos sedimentos comenzaron a colmatar y progradar sobre las áreas marinas del resto de la cuenca, disminuyendo la superficie marina original.

Concomitantemente tuvieron lugar eventos tectónicos que afectaron, particularmente, a partes de la cuenca y, en general, tuvieron un efecto de tipo regional. Esto permitió que se establecieran dentro de la cuenca varios ciclos sedimentarios, que se caracterizan por una franca migración de los depocentros marinos del noroeste al sudeste.

Se ha establecido un momento de máxima expansión coincidente con el inicio de la cuenca (aproximadamente 128 Ma). A partir de entonces, ésta comenzó a recibir aportes sedimentarios, principalmente de los sectores elevados orientales, mostrando líneas de retroceso marino en el Hauteriviano-Barremiano para el área del lago

1.CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II. 2. Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, Buenos Aires. 3. Newphoenix, San Martín 551, Buenos Aires.

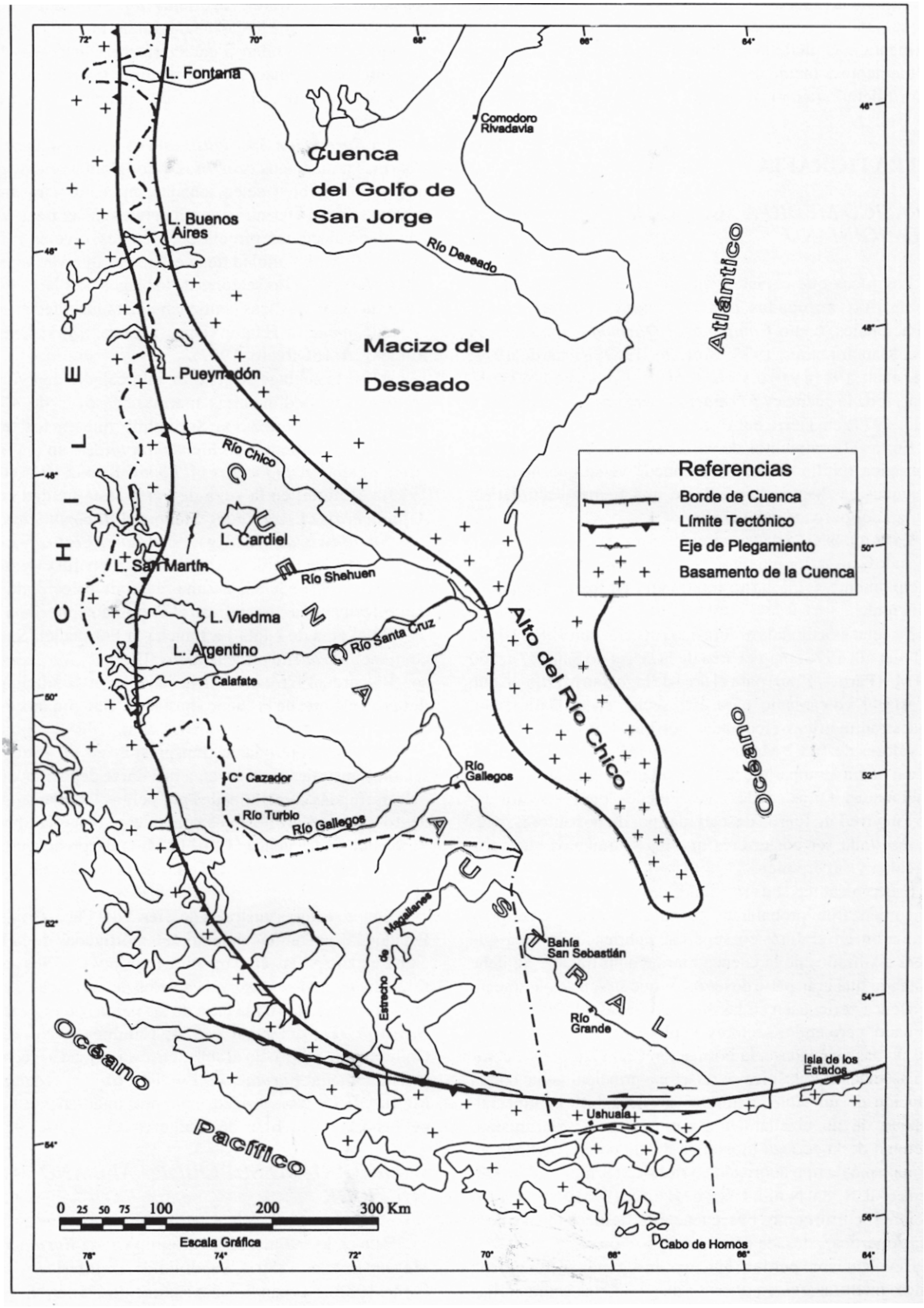


Figura 29. Ubicación de la cuenca Austral

Buenos Aires con la consecuente disposición de sedimentitas continentales superpuestas. Al sur del lago Cardiel, durante el Albiano, puede verificarse otro retiro importante del mar.

A partir del Cenomaniano (95 Ma), la cuenca marina quedó restringida al sur del lago Viedma. Al norte del lago Viedma se encuentran los depósitos caracterizados por sedimentitas continentales. Rápidos retiros se sucedieron

constantemente desde el Coniaciano-Santoniano hasta el Campaniano alto, momento éste donde se observa una lenta continentalización de las sedimentitas al oeste de la cuenca, posiblemente coincidente con el inicio de la estructuración de la Cordillera Patagónica.

ESTRATIGRAFÍA

JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR - VALANGINIANO

Las rocas que caracterizan esta edad son volcanitas y piroclastitas agrupadas con diferentes denominaciones formacionales, como ***Complejo El Quemado*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938; Borrello, 1969; Riccardi, 1971; Nullo et al., 1981a y b) o ***Serie Tobífera*** (Thomas, 1949a y b) en casi toda la cuenca y ***Formación Lemaire*** (ver Caminos y Nullo, 1979) en Tierra del Fuego (Cuadro 3).

En los afloramientos de varios sectores de la Cordillera Patagónica (Nullo et al., 1978) puede verse que las rocas volcánicas se disponen, mediante una fuerte discordancia angular, sobre rocas paleozoicas.

La composición de las volcanitas muestra similitudes en casi todos sus afloramientos, variando su composición de principalmente ácida hasta intermedia en los sectores más occidentales.

Su edad es asignada al Jurásico superior con 158 ± 10 Ma (Nullo et al., 1978) para el área de la sierra de Sangra, o 160 ± 10 Ma (Parma, 1980) para el área de lago San Martín, lo que ubicaría al volcanismo para este sector en el Calloviano. Edades radimétricas efectuadas por Pankhurst et al. (1993) dan valores de 168,2 Ma en el área del Macizo del Deseado, lo cual sería compatible con la edad de las áreas antes mencionadas. Otras edades, más jóvenes, para el sector del lago Pueyrredón, fueron descartadas por dichos autores, pues han resultado ser posteriores que los sedimentos que se le intercalan y superponen.

Estas volcanitas son el resultado de procesos extensionales que comenzaron probablemente en el Triásico superior y culminaron en el Jurásico superior, cubriendo un área que supera los límites de la cuenca marina aquí tratada. Se debe considerar que gran parte de las rocas que sirven de basamento a la cuenca pertenecen en las áreas afloradas, al Complejo El Quemado, pero en los sectores de plataforma corresponden a rocas ácidas asignadas a la Formacion Chon Aike. Esta compleja asociación volcánica se relaciona principalmente con la evolución de un *plateau* riolítico de intraplaca continental, producto de un cizallamiento simple con desplazamiento traccional de la corteza litosférica dando como resultado un magmatismo de tipo anorogénico riolítico (Bruhn et al., 1978; Uliana et al., 1985; Nullo, 1991; de Barrio, 1993). Este proceso traccional ocurrió como consecuencia del desplazamiento de la placa Antártica, adosada en ese tiempo al oeste.

El volcanismo perduró aún más en algunos sectores de la cuenca, mientras que en otros se disponían las sedimentitas clásticas transgresivas de la Formación Springhill (Thomas, 1949a). La trangresión lenta se relaciona directamente con la apertura de la cuenca y el continuo desplazamiento de la placa antártica hacia el sudeste, considerando la posición actual de las coordenadas geográficas.

La depositación clástica inicial de la cuenca estuvo relacionada a procesos extensionales como continuidad de los procesos anteriores. La orientación de los depocentros es coincidente con una lineación meridiana en el norte donde los hemigraben responden a características tectónicas heredadas, mientras que hacia el sur van girando hacia una orientación este-oeste producto de procesos tectónicos sobreimpuestos.

La ***Formación Springhill*** está caracterizada por areniscas finas a medianas cuarzosas y conglomerádicas, grises a blanquecinas, bien seleccionadas, marcando un ambiente marino somero a términos continentales en las áreas costeras, con intercalaciones piroclásticas en los niveles inferiores (Arbe, 1988). La unidad tiene espesores que varían entre 25 y 110 metros. En los sectores de los lagos La Plata - Fontana, las secuencias clásticas contienen una fauna que las ubica en el Neocomiano a Hauteriviano (Leanza, 1981; Blasco, en Ramos, 1981; Olivero, 1987).

Al oeste del lago Argentino, intercaladas con volcanitas se disponen sedimentitas marinas clásticas de 45 m de potencia de la Formación Springhill, que en los términos cuspidales contienen *Aulacosphinctoides* sp., *Virgatosphinctes* sp. y *Aspidoceras* cf. *haupti* Krantz (Blasco et al., 1979). Al norte, en la vega de Pérez, esta unidad contiene *Aspidoceras* cf. *andinum* Steuer, *Aulacosphictoides* cf. *smithwoodwardi* (Uhlig), *Aulacosphictoides* sp. y *Choicensisphinctes* cf. *erinoides* (Burckhardt) (Kraemer y Riccardi, 1997) además de una fauna de pelecípodos abundante, formas que caracterizan el Tithoniano inferior a medio.

En el área de bahía La Lancha la Formación Springhill contiene *Jabronella* aff. *michaelis* (Uhlig.) y *Neocosmoceras* sp. (Riccardi, 1976), del Berriasiano. Estas condiciones perduran en el norte de la cuenca hasta el Valanginiano, como en el área del río Coyle (Kielbowicz et al., 1983).

Mientras continúa la transgresión en el norte, en los sectores australes comienzan a instalarse depósitos de aguas más profundas caracterizados por pelitas laminadas de color negro a gris oscuro. Esto es coincidente con una importante expansión de la cuenca (120-112 Ma) interpretada como una etapa de hundimiento termal en toda la región (Fitzgerald et al., 1990).

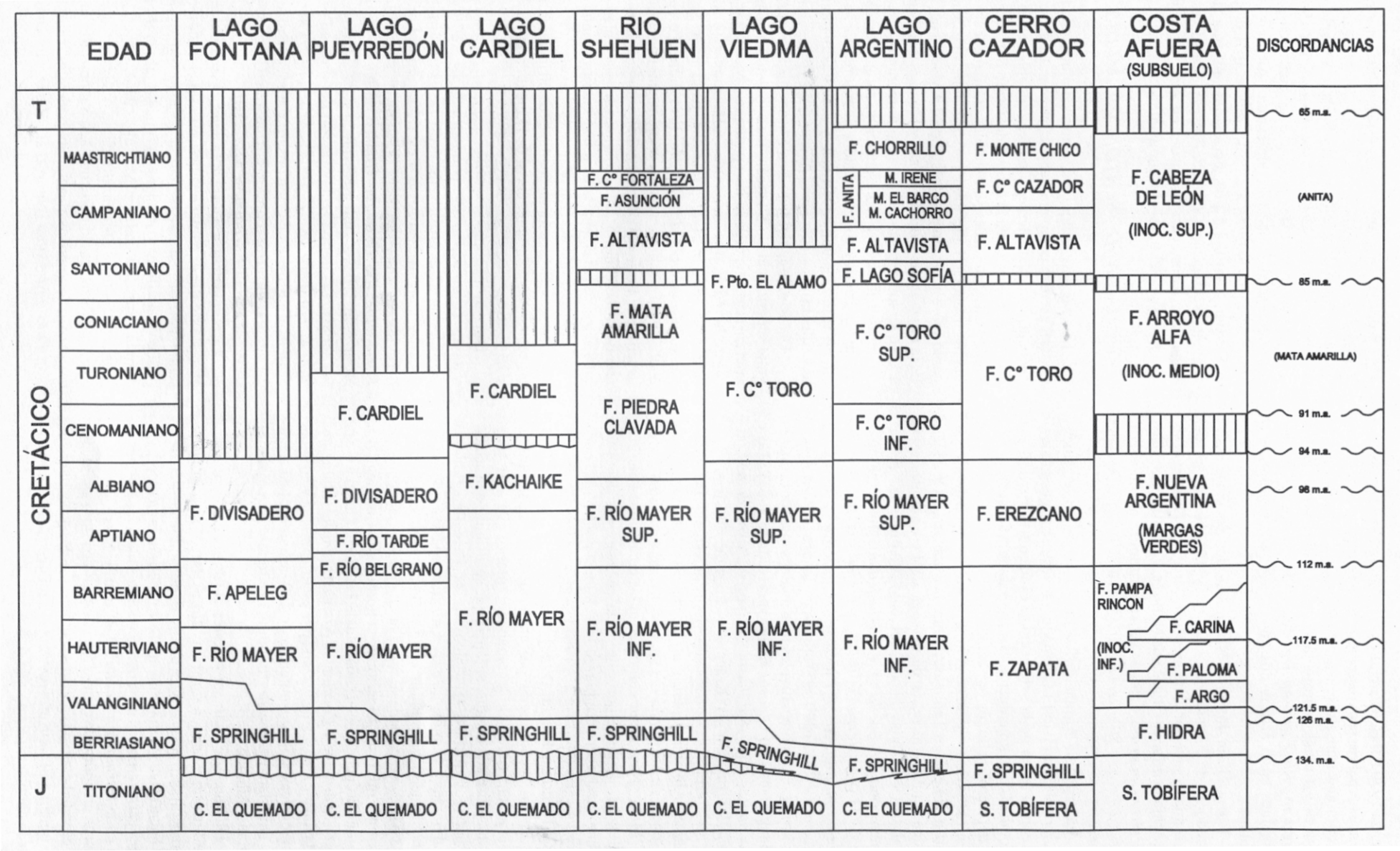
En los sectores australes de Tierra del Fuego e isla de los Estados las volcanitas dinamometamorfizadas de la Formación Lemaire pasan rápidamente a términos marinos pelíticos. Ocasionalmente se observan niveles de areniscas y conglomerados asociados en la base de las pelitas de la ***Formación Beauvoir*** (Dalziel et al., 1974; Caminos y Nullo, 1979; Godeas et al., 1989). En el subsuelo esta unidad es reconocida y denominada ***Formación Pampa Rincón*** (Malumián y Masiuk, 1975) caracterizada por aproximadamente 120 m de pelitas oscuras marinas de condiciones neríticas.

VALANGINIANO SUPERIOR - ALBIANO SUPERIOR

Este ciclo sedimentario se agrupa en la ***Formación Río Mayer*** (Hatcher, 1897), subdividida en inferior y superior (Arbe, 1989). Las condiciones sedimentarias perduraron en el sur de la cuenca hasta el Albiano superior a Cenomaniano basal (Nullo et al., 1981a y b) mientras que el retiro del mar en el norte comenzó más tempranamente.

La depositación de pelitas oscuras, de amplia distribución en todo el ámbito de la cuenca, perduró hasta por lo menos el Barremiano inferior. La Formación Río Mayer contiene una abundante fauna de *Hatchericeras santacrucense*

CUADRO 3. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA CUENCA AUSTRAL.



Leanza 1970 (Blasco de Nullo et al.,1980a). En el norte de la cuenca las pelitas oscuras engranan lateralmente con secuencias litorales transgresivas clásticas progradacionales de tipo deltaico y fluvial, representadas por las ***Formaciones Río Belgrano*** y ***Río Tarde-Apeleg*** (Ramos, 1979) del Barremiano, aflorantes en el área de los lagos Pueyrredón, Belgrano y Fontana.

Hacia el sur los niveles del área del Tucu-Tucu son portadores de *Sanmartinoceras* sp. y *Colchidites* sp. del Barremiano superior disponiéndose por arriba *Tropaeum* sp. del Aptiano inferior (Blasco de Nullo et al., 1980a) asociados a *Peltocrioceras*. Luego se superponen niveles con *Ferugliocer*as y *Silesites* (Aguirre Urreta, 1985), del Aptiano superior.

La base de la Formación Río Mayer se apoya directamente sobre el Complejo El Quemado o muestra pasajes graduales con el techo de la subyacente Formación Springhill. La velocidad de sedimentación varía de manera que el espesor de los depósitos pelíticos por el norte de la cuenca es de 150 m mientras es de 1.000 m en el área de los lagos Viedma y San Martín. En el lago Tanhäuser, entre la estancia La Cristina y laguna Anita y al oeste de la vega de Pérez (todas estas localidades situadas al sur del lago Viedma) las pelitas contenienen *Jabronella* sp. y *Berriasiellidae* indet. (Nullo et al., 1981a) y *Berriasiella* cf. *behrendseni* Burckhardt, *Subthurmannia* sp. y *Phylloceras aureliae* (Feruglio) (Kraemer y Riccardi, 1997) correspondientes al Berriasiano. Por arriba se disponen niveles más jóvenes que confirman el Valanginiano con *Olcostephanus* sp. (Nullo et al., 1981a) y *Neocomites* sp., *?Subthurmania* sp. y *Busnardoites?* cf. *campylotoxus* (Uhlig) (Kraemer y Riccardi, 1998)

Los términos pelíticos superiores de esta unidad llegan hasta el Albiano superior al sur de esta comarca con la presencia de *Mortoniceras* sp. (Arbe y Hechem, 1984).

Mientras en el sur continuaban las condiciones marinas profundas, desde el noroeste de la cuenca estos depósitos comenzaron a ser reemplazados lentamente por otros someros y litorales (Nullo et al., 1981a; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Medina y Rinaldi, 1986).

En los sectores más profundos de la cuenca, entre el Albiano superior y el Cenomaniano inferior (94 - 91 Ma), quedó registrada una discordancia que se atribuye a la acción de los movimientos tectónicos de la Fase Patagonídica (Malumián y Ramos, 1984). Esta discordancia se inició probablemente en el límite entre el Barremiano y el Aptiano (112 Ma) y se considera como la edad del pasaje entre las secciones inferior y superior de la Formación Río Mayer. En el sur de la cuenca, en el subsuelo de Tierra del Fuego y costa afuera, se dispone la ***Formación Nueva Argentina*** (Malumián y Masiuk, 1976), caracterizada por arcilitas claras y arcilitas biomicríticas, con una potencia de 250 m, acompañadas por una abundante fauna de foraminíferos que caracterizan el Aptiano-Albiano.

Durante este ciclo, en sectores al sur del lago Cardiel y alrededores, comenzaron a depositarse nuevamente sedimentitas transgresivas clásticas de ambiente deltaico, que hacia el techo se continentalizaron definitivamente. Estas rocas, caracterizadas por areniscas finas a medianas, se agrupan en la ***Formación Kachaike*** (Riccardi, 1971). En ella se observa un aporte de elementos piroclásticos finos, producto de actividad magmática en los sectores distales probablemente asignables al ciclo efusivo del Grupo Divisadero al noroeste de la cuenca. El tiempo de sedimentación de esta columna abarca desde el Aptiano medio hasta posiblemente el Albiano superior.

En el área de la estancia La Vega, los niveles clásticos son portadores de *Parasilesites, Puzosia* y *Labeceratidae* entre otras formas de amonites, lo cual indica para las sedimentitas una edad variable entre el Albiano medio y el superior (Leanza, 1970; Blasco de Nullo et al., 1980b; Medina y Rinaldi, 1986). La presencia abundantísima de formas asignables al género *Borissiakoceras* en el techo de la secuencia, forma casi exclusiva en este nivel, permitiría extender su edad hasta el Cenomaniano basal.

CENOMANIANO - SANTONIANO MEDIO

Durante este tiempo los sectores del norte de la cuenca Austral estaban completamente continentalizados. Estas secuencias son equivalentes y correlacionables en el tiempo a aquellas dispuestas en la cuenca del Golfo San Jorge hacia el nordeste. Las unidades son también traslapantes y de distribución irregular, tanto sobre las secuencias marinas antiguas como sobre el basamento volcánico del Macizo del Deseado. Es la ***Formación Cardiel*** (Russo y Flores, 1972, Russo et al., 1978), en los alrededores del lago homónimo, una de las de mayor distribución y representación, caracterizada por areniscas medianas y conglomerados de colores pardo blanquecino a rojizo, abundantes tobas y cineritas blanquecinas y amarillentas.

Desde el área del lago San Martín hacia el sur, hasta el valle superior del río Shehuén, las condiciones marinas que eran características de la Formación Río Mayer superior son reemplazadas por depósitos clásticos litorales, con intercalaciones de niveles marinos. Estas rocas se agrupan como ***Formación Piedra Clavada*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938) y representan los mismos ambientes que se han descripto al norte para tiempos más antiguos. Las rocas son areniscas medianas a gruesas, amarillentas a blanquecinas, bien seleccionadas, similares a las descriptas anteriormente para la Formación Kachaike, pero sin aporte de elementos piroclásticos. El espesor promedio es de 60 m mientras que en las secuencias aflorantes cerca de la localidad tipo son de 20 a 25 metros.

Durante este ciclo sedimentario, al sur de la cuenca todavía continuaban las condiciones de sedimentación marina con el desarrollo de depósitos turbidíticos pardo oscuros a negro verdosos descriptos complexivamente para los sectores del lago Viedma y Argentino como ***Formación Río Guanaco*** (Blasco de Nullo et al., 1980; Nullo et al., 1981a), mientras que al sur del lago Argentino las secuencias equivalentes fueron denominadas ***Formación Cerro Toro*** (Katz, 1963). Arbe (1989) separó a la Formación Río Guanaco en dos unidades, correlacionando la sección inferior con la Formación Cerro Toro y la superior con la ***Formación Alta Vista***.

En el subsuelo de Tierra del Fuego y hacia el este en costa afuera, durante el Albiano superior hasta el Cenomaniano la sedimentación marina era continua, estando representada por pelitas y arcilitas gris claro agrupadas en la ***Formación Arroyo Alfa*** (Malumián y Masiuk, 1976), la que lleva una abundante fauna de foraminíferos.

En los sectores al norte del lago Viedma afloran depósitos clásticos arenosos progradantes denominados ***Formación Puesto El Álamo*** (Nullo et al., 1981a y b), equivalentes a los sectores medios a cuspidales de la Formación Cerro

Toro, asignados al Santoniano. Los grandes bloques que yacen en el borde norte del lago, por ser de proveniencia incierta, no se incluyen en la caracterización de la Formación Puesto El Álamo. La litología predominante de la Formación Puesto El Álamo está caracterizada por areniscas claras, de grano mediano y composición cuarzo-feldespática. Se alternan niveles pelíticos de color pardo verdoso a grises. Hacia el techo las areniscas van cambiando a conglomerados de hasta 1 m de potencia. El espesor promedio es de 200 m aproximadamente.

Durante este tiempo al este de la cuenca la continentalización era aún continua, lo que se ve reflejado en los depósitos continentales que caracterizan ambientes de plataforma y que traslapan a los anteriores; éstos fueron agrupados en la ***Formación Mata Amarilla*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938), caracterizada por areniscas arcillosas friables y pelitas en sus asomos al oeste y sur de la cuenca, con un espesor de aproximadamente 350 metros. Esta secuencia se asigna al Coniaciano, por su contenido en los géneros *Placenticeras* y *Peroniceras* (Nullo et al., 1981b).

Al oeste, la cuenca continuaba reflejando ambientes más profundos típicos de talud, con litologías que responden a depósitos finos y turbidíticos oscuros. La Formación Cerro Toro contiene niveles del Turoniano en el sector de La Herradura (*Fagesia* sp., Blasco de Nullo et al., 1980b, Lam. III, fig. 5-7, ilustrado originalmente como *Anapachidiscus*), al Santoniano con *Neopuzosia* sp., *Placenticeras* sp., *Gaudryceras* sp., *Neophylloceras* sp., *Reginaites* sp., *Texanitinae*, *Desmophyllites* sp. Los depósitos turbidíticos de lago Rico contienen una abundante fauna de *Inoceramus* cf. *hobetsensis* Nagao (Nullo et al., 1981b) característicos del Turoniano.

Al oeste del lago Argentino y hacia el sur, engranan lateralmente por el este con las secuencias clásticas conglomerádicas de la ***Formación Lago Sofía***, típicas de la instalación de cañadones submarinos (Win y Dott, 1977 y 1978), los que estuvieron activos debido a nuevos movimientos tectónicos atribuidos a la estructuración de la Cordillera Andina Patagónica (85-80 Ma).

Dalziel y Cortés (1972) denominaron a estos movimientos preterciarios como "Andean" estando mejor representados en el sur de la cuenca en el área de la Cordillera Darwin. El accionar de la fase diastrófica fue anterior a la edad de los granitos terciarios, los que se muestran menos deformados. Las dataciones radimétricas de los cuerpos graníticos deformados varía entre 80 a 70 Ma (Halpern y Rex, 1972). Esta deformación, ha sido interpretada como el resultado de una orogenia colisional (Nelson, 1988; Nelson et al., 1988) o el fin del cierre de la cuenca marginal en el sur de Tierra del Fuego; en sectores al norte de la cuenca no se observa esta deformación.

SANTONIANO SUPERIOR - MAASTRICHTIANO

Durante este tiempo la evolución marina de la cuenca Austral quedó restringida en el continente a sectores australes que cubren poca superficie extendiéndose hacia el sur por el territorio chileno, mientras que hacia el este perduran las condiciones de profundidad llegando a cubrir grandes sectores de la actual plataforma marina argentina.

La ***Formación Alta Vista*** (Furque, 1973; Arbe, 1989), equivalente a los términos cuspidales de la Formación Río Guanaco, está caracterizada por sedimentitas clásticas gruesas a conglomerádicas gradacionales a medianas y finas, de colores amarillento a pardo claro al norte de lago Argentino, mientras que en sectores al sur son más frecuentes los términos pelíticos con intercalaciones de areniscas.

Esta unidad contiene una abundante fauna de ammonites, donde en el arroyo Centinela, al oeste de la localidad de Calafate, están presentes *Natalites* sp., *Kossmaticerátidos*, *Neograhamites*, *Kitchinites* (*Neopuzosia*) entre otros, que permitieron asignar estas sedimentitas al Santoniano superior - Campaniano inferior (Blasco de Nullo et al., 1980); en Chorrillo Hondo, la Horquilla y el arroyo El Turbio están presentes *Argentoscaphites mutantibus* Blasco de Nullo et al., *Gaudriceras* sp., *Anapachidiscus* cf. *A. deccanensis* Stol. var. *menabensis* Coll. (Blasco de Nullo et al., 1980), *Anapachidiscus* cf. *hauthali* (Paulcke) (Kraemer y Riccardi, 1997) todos ellos característicos del Campaniano inferior.

Por arriba se desarrollaron depósitos clásticos compuestos por areniscas gruesas e intercalaciones de escasos bancos de conglomerados agrupados en la ***Formación Anita***. Arbe y Hechem (1984) dividieron la secuencia en cuatro Miembros: El Barco, La Asunción, La Irene y Cachorro.

Esta unidad, por su posición estratigráfica, se asigna al post-Campaniano inferior (Nullo et al., 1980) o al Campaniano superior - Maastrichtiano inferior. Los niveles basales de esta unidad contienen *Kossmaticeras* (*Natalites*) cf. *hauthali* del Campaniano (Kraemer y Riccardi, 1997).

En el extremo sur de la cuenca, en Tierra del Fuego, todavía perduraban condiciones de profundidad con pelitas oscuras de un potente espesor superior a los 350 metros. Es así que se reconoce la ***Formación Cabeza de León*** ("Inoceramus superior"), que ocupó desde el Turoniano al Maastrichtiano - Paleoceno inferior (Malumián y Ramos, 1984), estando delimitada en techo y base por discordancias y ausencias en la sedimentación.

Lateralmente a las secuencias clásticas de la Formación Anita se depositaron sedimentitas clásticas finas características de ambientes de planicies fluviales, agrupadas en la ***Formación Cerro Fortaleza***, mientras que por arriba de la Formación Anita se disponen secuencias litológicamente equivalentes, más jóvenes, que se agrupan en la ***Formación Chorrillo*** (Feruglio, en Fossa Mancini, 1938), integrada por bancos de arcillas y areniscas de intensa coloración, con un espesor entre los 200 a 300 metros. Por el contenido de restos de *Antartosaurus* sp. al sur de la estancia Anita, esta unidad es ubicada en el Maastrichtiano.

En el extremo suroccidental de Santa Cruz, entre el río Vizcachas y Río Turbio, el Cretácico superior está representado por depósitos marinos areniscosos finos, con intercalaciones de arcilitas, correspondientes a la ***Formación Cerro Cazador*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938) y la ***Formación Monte Chico*** (Malumián y Panza, 1996). La primera es de edad campaniana tardía, mientras que la segunda, que representa los últimos 100 m de la secuencia cretácica, es del Maastrichtiano.

Los últimos términos cretácicos de la cuenca están representados en la Formación Cerro Cazador con la presencia de *Eubaculites* spp *Baculites* spp., *Hoplitoplacenticeras* spp., entre otros (Hünicken, 1965, Nullo et al., 1981).

Al sur del lago Viedma, al este del río Leona y de allí hacia el sur, se disponen depósitos de arcilitas muy friables

y areniscas finas de colores claros, verde a gris, bandeadas denominadas ***Formación Pari Aike*** (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938) o ***Formación Cerro Fortaleza*** (Arbe y Hechem, 1984). Los escasos restos paleontológicos como pelecípodos, vértebras de dinosaurios y troncos silicificados permiten ubicar esta secuencia dentro del Campaniano inferior al Maastrichtiano.

Al sur del lago Argentino se encuentran pelitas verde claro cenicientas, amarillas y pardo rojizas de la Formación Chorrillo, las que son equivalente de los términos superiores de la Formación Cerro Fortaleza al norte. Intercalaciones marinas delgadas de pelitas verdosas, se disponen al sur de la localidad de Calafate. Se asigna esta unidad al Campaniano superior - Maastrichtiano.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la evolución de la cuenca durante el Cretácico superior, en el sector austral de América del Sur, muestra una rápida progradación y una constante oscilación del nivel de mar con la depositación de sedimentitas continentales. El aporte del material clástico provino inicialmente del norte al nordeste durante el Senomaniano al Campaniano inferior. Más tarde, durante el Campaniano superior al Maastrichtiano, cambió del oeste al noroeste, evidenciando el temprano ascenso de la Cordillera Patagónica para estos tiempos.

La cuenca Austral continúa como tal durante el Terciario inferior, al sur de la provincia de Santa Cruz, Tierra del Fuego y costa afuera.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AGUIRRE URRETA, B., 1985. Ancyloceratidos (Ammonoidea) Aptianos de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 56:135-227.

AGUIRRE URRETA, B. y RAMOS, V., 1981. Crustáceos Decápodos del Cretácico inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2:599-623.

ARBE, H., 1987. El Cretácico de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras 9:91-110.

ARBE, H., 1988. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, 226pp, (inédito)

ARBE, H., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. En: Spalletti, L. y Chebli, G. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas 419-442.

ARBE, H. y HECHEM, J.J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 7:124-158.

BLASCO, G., NULLO, F. y PROSERPIO, C.A., 1979. Aspidoceras en Cuenca Austral, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 34(4):282-293.

BLASCO DE NULLO, G., NULLO, F. y PLOSZKIEWICZ, V., 1980a. El género Colchidites Djamelidze, 1926 y la posición estratigráfica del género Hatchericeras Stanton, 1901 en la estancia Tucu-Tucu, Provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 35(1):41-58.

BLASCO DE NULLO, G., NULLO, F. y PROSERPIO, C.A., 1980b. Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido ammonitífero. Cuenca Austral. Asociación Geológica Argentina, Revista 35(4):467-499.

BORELLO, A. B., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14:1-188.

BRUHN, R., STERN, C. y DE WIT, M., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of the Mesozoic volcano-tectonic rift zone and the back-arc basin in southermost South America. Earth Planetary Science Letters 41:32-46.

CAMINOS, R. y NULLO, F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 57e, Isla de los Estados. Territorio Nacional de Tierra del Fuego e Islas del Atlántico Sur. Servicio Geológico Nacional, Boletín 175: 1-52.

DALZIEL, I. y CORTÉS, 1972. El estilo tectónico de los Andes Patagónicos y Fueguinos. Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida, 2:471-472.

DALZIEL, I, CAMINOS, R., PALMER, K., NULLO, F. y CASANOVA, R., 1974. South extremity of the Andes: Geology of the Isla de los Estados, Argentina, Tierra del Fuego. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 58 (2): 2502-2512.

DE BARRIO, R., 1993. El volcanismo ácido Jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:189-198.

FERUGLIO, E., 1938. El Cretácico superior del Lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. Physis 12 :293-342.

FITZGERALD, M.G., MITCHUM, R.M., ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 74:879-920.

FOSSA MANCINI, E., FERUGLIO, E. y YUSSEN DE CAMPANA, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 171, 31-95.

FURQUE, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 58-b, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín 140: 1-54.

GODEAS, M., MEGLIOLI, A., MENDÍA, J., NULLO, F. y PEZZUTTI, N., 1989. Estructura, petrografía y paleomagnetismo de la isla de los Estados, Tierra del Fuego. Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Departamento de Apoyo Pedagógico, Facultad de Agronomía, Montevideo:126-129, Uruguay.

HALPERN, M. y REX, D.C., 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Teckenika bed, southern Chile, South America. Geological Society of America, Bulletin 83:881-1886.

HATCHER, J.B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. America Journal of Science, 4, 4(23):327-254.

HÜNICKEN, M., 1965. Depósitos cretácicos y neoterciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca carbonífera de Río Turbio). Revista del Instituto Nacional de Investigaciones Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas, 4(1):1-164.

KATZ, H.R., 1963. Revission of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 47(3):506-524.

KIELBOWICZ, A.A., RONCHIN, D.J. y STACH, N.H., 1983. Foraminíferos y ostrácodos Valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia Austral. Asociación Geológica Argentina, Revista 37(3-4):313-339.

KRAEMER, P.E. y RICCARDI, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 52(3):333-360.

LEANZA, A.F., 1970. Ammonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes, con notas acerca de su posición estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Revista 25(2):197-261.

LEANZA, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 689-706, Córdoba.

LEANZA, H.A., 1981. Faunas de Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2:559-597.

MALUMIÁN, N. y MASIUK, V., 1975. Foraminíferos de la Formación Pampa Rincón (Cretácico inferior) Tierra del Fuego. Revista Española de Paleontología. 7(3):579-600.

MALUMIÁN, N. y MASIUK, V., 1976. Foraminíferos característicos de las Formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa, Cretácico inferior, Tierra del Fuego, Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, 1:393-411.

MALUMIÁN, N. y PANZA, J.L., 1996. Hoja geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Boletín SEGEMAR 247: 1-104.

MALUMIÁN, N. y RAMOS, V., 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. Earth Planetary Science Letters, 67:228-237.

MALUMIÁN, N., NULLO, F. y RAMOS, V., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. En: Moullade, M. y Nair, A.E.M. (Eds.): The Fanerozoic Geology of the World II. The Mesozoic B: 265-304, Elsevier.

MEDINA, F. y RINALDI, C., 1986. Ammonoideos del Albiano superior en la Formación Río Mayer de la estancia La Vega, provincia de Santa Cruz. Instituto Antártico Argentino, Contribución 324.

NELSON, E.P., 1988. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex. Evidence from fission track geochronology and closing temperature - time relationship. Juornal Geological Society of London, 130:755-762.

NELSON, E.P., BRUCE, B., ELTHON, D. y WEAVER, S., 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian batholit. Journal of South American Earth Science, 1:239-247.

NULLO, F., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (1-2):115-126.

NULLO, F., PROSERPIO, C.A. y RAMOS, V., 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico. Argentina-Chile. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas I:455-470.

NULLO, F., PROSERPIO, C.A. y BLASCO, G., 1981a. El Cretácico de la Cuenca Austral. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1:181-220.

NULLO, F., PROSERPIO, C.A. y BLASCO, G., 1981b. Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Índice y alrededores. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 373-387.

OLIVERO, E., 1987. Cefalópodos y bivalvos titonianos y hauterivianos de la Formación Lago La Plata, Chubut. Asociación Paleontológica Argentina, Revista 24 (3-4):181-202.

PANKHURST, R.J., SRUOGA, P. y RAPELA, C., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47º 30' L.S. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:171-178.

PARMA, S. G., 1980. Geología de la Península de Cancha Rayada, lago San Martín. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito).

RAMOS, V.A., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 53a, Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.

RAMOS, V.A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 ab - Lago Fontana, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 183: 1-136.

RICCARDI, A., 1971. Estratigrafía en el oriente de la bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo de La Plata, 7(geología), 61:245-318.

RICCARDI, A., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1(C):41-46.

RICCARDI, A. y ROLLERI, E., 1982. Cordillera Patagónica Austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, II: 1173-1306.

ROBBIANO, J.A., ARBE, H.A. y GANGUI, A., 1996. Cuenca Austral Marina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V. y Turic, J. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio 17: 323-341.

RUSSO, A. y FLORES, M.A., 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional Nacional de Ciencias, Tomo I: 707-725, Córdoba.

RUSSO, A., FLORES, M.A. y DI BENEDETTO, H., 1978. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J.C. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional Nacional de Ciencias, Tomo 2: 1431-1462, Córdoba.

THOMAS, C.R., 1949a. Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 33(9):1553-1578.

THOMAS, C.R., 1949b. Manantiales field, Magallanes Province, Chile. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 33(9):1579-1589.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (4):231-253.

WINN, R.D. y DOTT, R.H., 1977. Large-scale traction-produced structures in deep water fan-channels conglomerates in southern Chile. Geology 5:41-44.

WINN, R.D. y DOTT, R.H., 1978. Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mesozoic Arc-rear marginal basin in Southern South America. En: Stanley & Kelling (Eds.): Sedimentation in submarine cayons, fan and trenches, Dowden, Hutchinson y Ross, Stroudsburg: 362-373.

Recibido: julio 1998

8. CRETÁCICO DEL SECTOR ANTÁRTICO ARGENTINO

Carlos A. Rinaldi, Claudio A. Párica y Sergio N. Santillana.

El Sector Antártico Argentino queda delimitado por los meridianos 25º y 74º de longitud oeste y entre el paralelo 60º de latitud sur y el Polo Sur (Figura 30) y abarca una superficie de 5.029.285 km^2, de la cual las tres cuartas partes está ocupada por el mar de Bellingshausen y por la amplia cuenca del mar de Weddell; sólo un cuarto de la superficie corresponde a tierra firme, es decir: 965.114 km^2, mientras que las barreras de hielo se extienden sobre aproximadamente 500.000 km^2, la superficie de las costas alcanzan a casi 10.000 km^2 de superficie, en gran parte cubiertas por hielo.



Figura 30. El territorio Antártico Argentino (según Scientific Committee for Antartic Research)

Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.

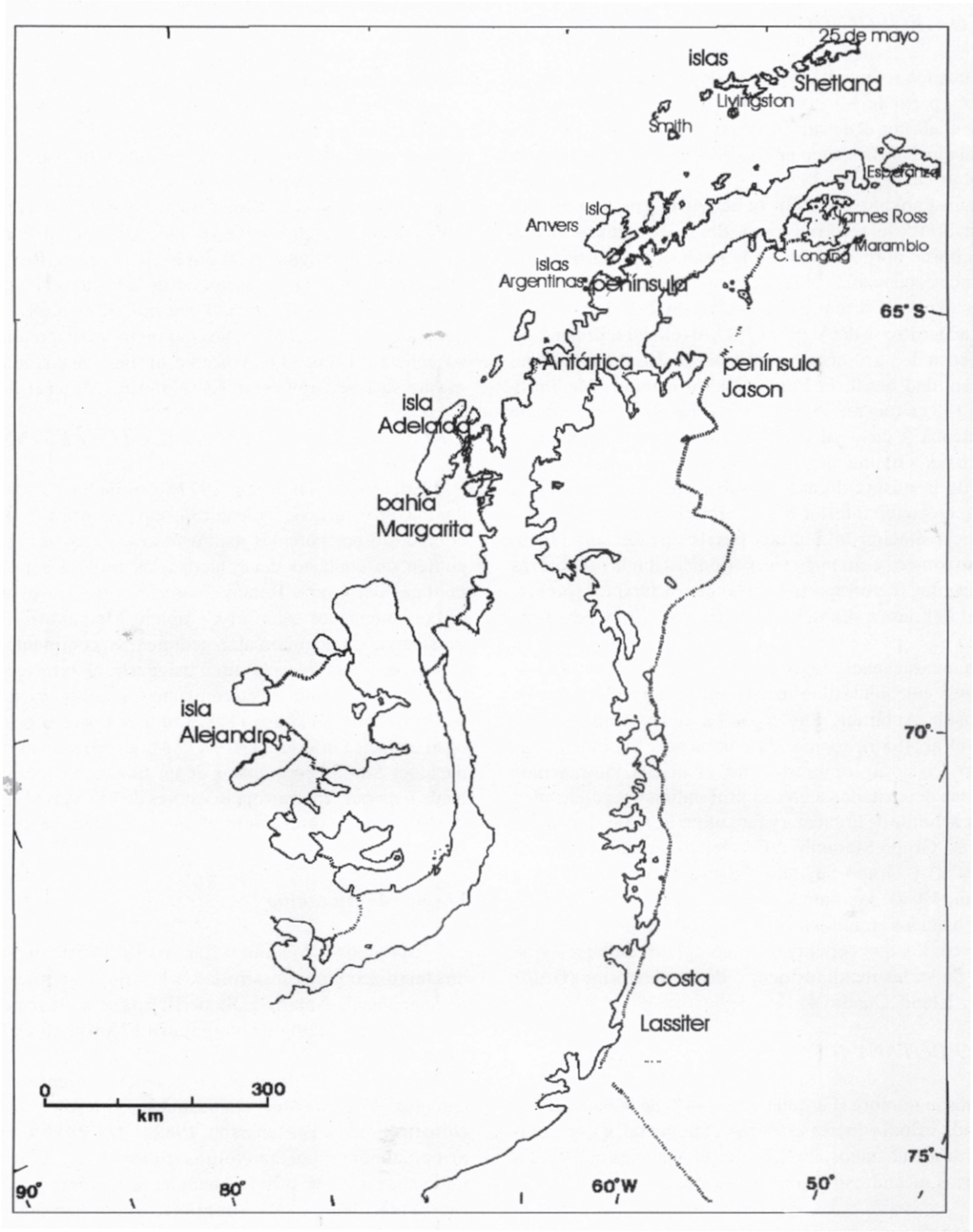


Figura 31. Península Antártica, islas adyacentes y costas.

La península Antártica (Figura 31) se presenta curvada hacia el este, extendiéndose hasta aproximadamente los 63º 16' S y los 57º 02' O, interponiéndose entre los mares de Bellingshausen y Weddell, ensanchándose hacia el sur para continuar hacia la meseta Polar. La península alberga a la Cordillera de los Antartandes o Andes Antárticos, principal centro de las investigaciones geológicas conjuntamente con los grandes archipiélagos: (Orcadas del Sur, Alejandro I, Palmer, Adelaida, Joinville, James Ross, Marambio (Seymour), Cerro Nevado (Snow Hill) en President Head, que albergan a las formaciones cretácicas.

Se han establecido las siguientes áreas con litologías de edad cretácica:

1) Cuenca de James Ross.
2) Islas Shetland del Sur
3) Península Antártica, Costa Danco, Bahía Margarita e islas Debenham. Costa Lassiter.
4) Islas Orcadas

CUENCA DE JAMES ROSS

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

La cuenca sedimentaria que se desarrolla en esta región comenzó a partir del Mesozoico alto (Jurásico) y su evolución está vinculada con el desarrollo de un arco volcánico (Suárez, 1976), el que habría estado emplazado sobre la actual península Antártica.

Según Pankhurst (1982), la actividad eruptiva de este arco se habría desplazado migrando desde el borde sudoriental hacia el borde noroccidental de la península Antártica, con una cuenca eocenozoica ubicada en una posición de pos-arco o de retro-arco en el sentido de Dickinson (1973).

De acuerdo con del Valle (1991), el relleno sedimentario de la cuenca de retro-arco (cuenca James Ross) comprende: a) una entidad basal, la Formación Ameghino (Medina y Ramos, 1981), que no corresponde al desarrollo subsidente de la cuenca y cuya edad es jurásica superior - cretácica inferior baja, y b) una megasecuencia regresiva que forma el relleno de la misma durante la subsidencia, que abarca el intervalo cretácico inferior bajo - terciario inferior.

La depositación de la entidad basal ocurrió en un ambiente marino somero y euxínico con periódicas lluvias de cenizas volcánicas que fueron aportadas a la cuenca durante la prefase principal del desarrollo del arco volcánico de la Península Antártica.

La megasecuencia regresiva contiene gran cantidad de sedimentos volcaniclásticos derivados del arco volcánico de la Península Antártica. Sus capas basales, Grupo Gustav (Ineson et al.,1986), representan ambientes marinos donde abundan los conglomerados de abanicos submarinos proximales depositados a escasa profundidad, en áreas muy cercanas al borde de la cuenca y fangolitas de talud. Las capas superiores, Grupo Marambio (Cretácico-Terciario) (Rinaldi et al., 1978) y Grupo Seymour Island (Terciario) (Elliot y Trautman, 1982), comprenden sedimentos clásticos de grano fino, depositados en ambientes marinos de plataforma (Grupo Marambio), los que concluyen en complejos deltaicos y de rellenos de valles incididos dentro de la plataforma (Grupo Seymour Island, Cuadro 4).

GRUPO BOTANY BAY

Toma su nombre (Farquharson, 1984) de la bahía Botánica donde afloran facies clásticas continentales que comprenden desde abanicos aluviales hasta planicies de inundación de ríos meandrosos y facies lacustres.

Formación Flora

Esta unidad estratigráfica (Anderson, 1906) toma su nombre del monte homónimo en adyacencias de bahía Esperanza, donde fue descripta por primera vez.

Litología: Es una facies clástica que comienza con un conglomerado basal que constituye la parte inferior del relleno sedimentario continental de los terrenos de intra-arco, y areniscas finas y pelitas negras.

Relación estratigráfica: Asienta en discordancia erosiva sobre el Complejo Metamórfico Trinity Península (Trinity Península Series; Adie, 1957) de edad pre-jurásica y es cubierta concordantemente por el Grupo Volcánico Antarctic Península (Thomson, 1977).

Ambiente de sedimentación: El ambiente deposicional ha sido identificado como continental, comprendiendo desde abanicos aluviales hasta planicies de inundación de ríos con cauces anastomosados, con cauces meandrosos y todos los sistemas fluviales intermedios, incluidos ambientes lacustres.

Contenido paleontológico y edad: La megaflora presente en esta unidad contiene abundantes restos vegetales bien conservados que han sido atribuidos al Jurásico superior-Cretácico inferior sobre la base de las investigaciones efectuadas por Stipanicic y Bonetti (1970) y revisiones realizadas por Baldoni y Archangelsky (1983), pero que más recientemente fueron asignadas al Jurásico inferior (Rees, 1993) sobre la base de una redescripción de la flora y el hallazgo del género *Goeppertella Oishi Yamasita.* Esta nueva edad es coincidente con las dataciones radimétricas disponibles de la secuencia volcánica suprayacente que indican una edad máxima jurásica media alta a cretácica inferior (Millar et al., 1990).

GRUPO VOLCÁNICO ANTARCTIC PENÍNSULA

Este grupo (Thomson, 1977), originalmente designado como Upper Jurassic Volcanic Group por Bibby (1966), está compuesto por potentes mantos de riolitas y andesitas que cubren en contacto diacrónico a las litologías psamítico-pelíticas del Grupo Botany Bay y en otros casos asientan discordantemente sobre el Complejo Metamórfico Trinity Península. Suele intercalar sedimentos continentales con restos de floras que permiten asignarlo al Jurásico tardío-Cretácico temprano. Determinaciones radimétricas Rb/Sr realizadas por Pankhurst (1982) sugieren para el mismo una edad cretácica inferior (130 y 117 Ma), pero nuevas determinaciones Sm-Nd en granates de un filón capa andesítico en bahía Esperanza han arrojado valores de 152 Ma (Millar et al., 1990), la que corresponde al Jurásico medio tardío hasta Jurásico superior.

Formación Ameghino

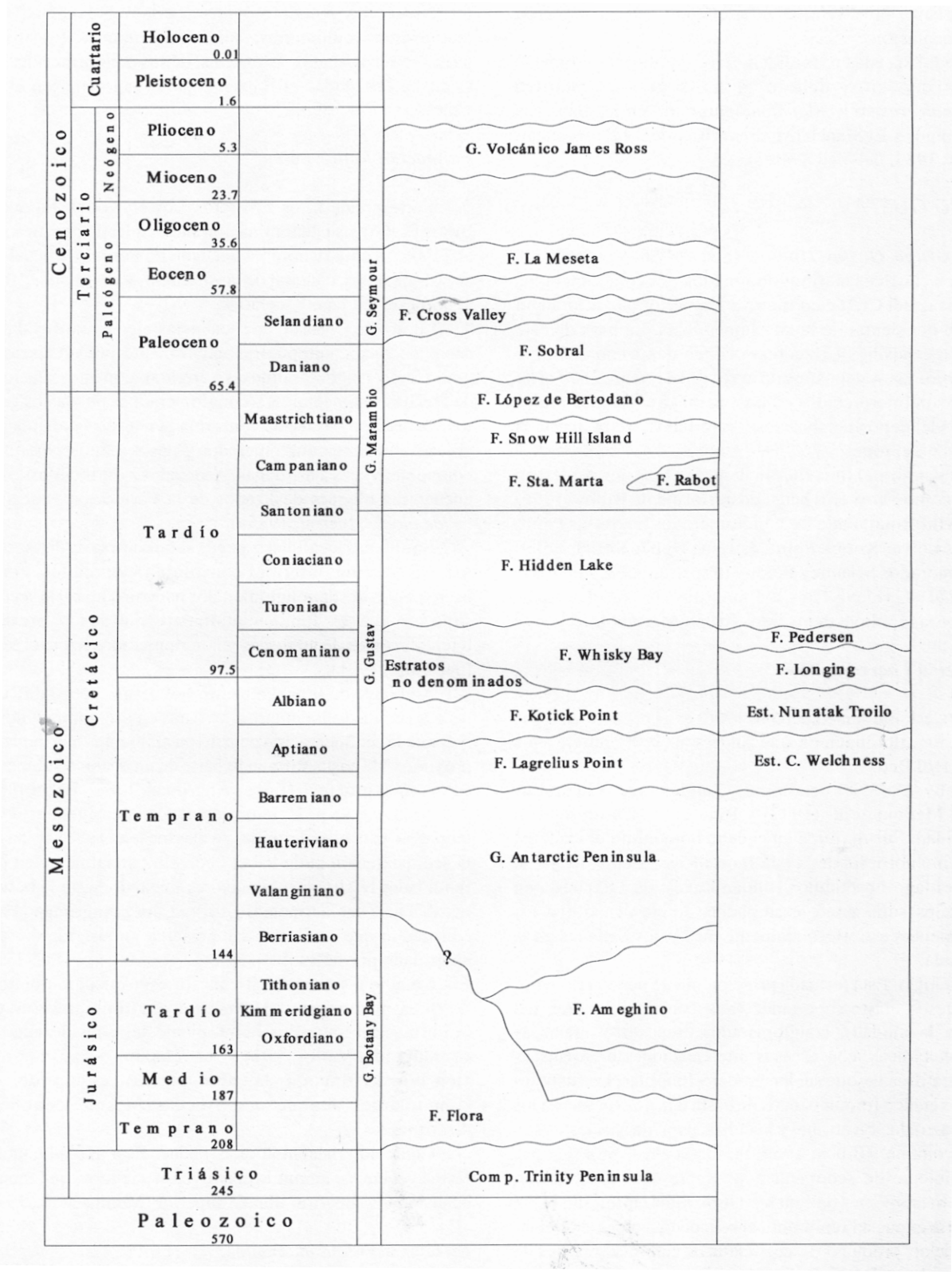
Esta unidad (Medina y Ramos, 1981) está expuesta en una faja discontinua desarrollada a lo largo del borde nordeste de la península Antártica. Su perfil tipo se halla expuesto en adyacencias del refugio homónimo a 17 km al norte del cabo Longing.

Litología: Comprende un potente conjunto de rocas carentes de elementos epiclásticos gruesos (Formación Nordenskjöld de Farquharson, 1982a y b; 1983) compuestas principalmente por fangolitas ricas en radiolarios con intercalaciones de tobas generadas a través de lluvias de ceniza (del Valle, 1991). Sus afloramientos han sido reconocidos en asomos aislados a lo largo de toda la región comprendida entre la isla Joinville al norte y el cabo Fairweather, en la costa Nordenskjöld, al sur.

Whitham y Doyle (1989) informan que la parte inferior de la Formación Nordenskjöld (Formación Ameghino, Kimmeridgiano-Tithoniano) presenta poca o ninguna evidencia de deformación y escaso contenido piroclástico, mientras que la porción superior (Tithoniano-Berriasiano) presenta marcada deformación y un importante incremento en la proporción de tobas.

Ambiente de sedimentación: El ambiente deposicional ha sido identificado como marino, dentro de una cuenca anóxica de aguas quietas, en general perturbadas sólo por actividad volcánica periódicamente explosiva, la cual motivó

CUADRO 4. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE JAMES ROSS



sedimentación piroclástica originada en lluvias de ceniza (Farquharson, 1983).

En los nunataks El Manco y Tres Amigos, en la península Sobral, afloran secuencias que son asignadas a esta unidad estratigráfica. Del Valle (1991) indica que estas secuencias están compuestas típicamente por pelitas con radiolarios y tobas, pero presentan también areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos.

Según del Valle (1991) el ambiente de sedimentación de la Formación Ameghino en la península Sobral fue marino anóxico con importante influjo de material piroclástico. En ese ambiente se emplazaron lóbulos de abanicos submarinos cuya batimetría no pudo estimarse, estando en parte atravesados por canales submarinos.

Whitham y Doyle (1989) proponen que el inicio de la depositación tuvo lugar durante un período de relativa calma

volcánica, con un renovado período de volcanismo y estructuración en el arco magmático, posiblemente durante el Jurásico superior y Cretácico inferior durante la etapa final de la sedimentación.

Edad: Una edad oxfordiana-berriasiana puede asignarse a estos depósitos debido al hallazgo de amonites (*Raimondiceras* sp. y *Blandfondiceras* sp.) en los nunataks Tres Amigos y El Manco (Medina y Ramos, 1981; Whitham y Doyle, 1989; del Valle, 1991).

GRUPO GUSTAV

El ***Grupo Gustav*** (Ineson et al., 1986) agrupa a los depósitos clásticos marinos dominados por conglomerados y areniscas del Cretácico inferior - superior que afloran en el borde occidental de la isla James Ross. La base de este grupo no es visible y el techo es concordante con el Grupo Marambio. Estos depósitos de aproximadamente 2500 m de espesor son interpretados como una mega secuencia regresiva desde depósitos basales profundos hasta marinos someros en el tope.

Estas sedimentitas fueron denominadas por Anderson (1906) como Snow Hill beds; posteriormente Bibby (1966) nombra informalmente los conglomerados Lagrelius Point, estratos Lower Kotick Point, estratos Upper Kotick Point, conglomerados Stoneley Point y los estratos Hidden Lake. Rinaldi (1982) eleva estas sedimentitas al rango de formaciones y las incluye dentro del Grupo Marambio.

Formación Lagrelius Point

Nordeskjöld (en Anderson, 1906) es el primero en reconocer estos afloramientos, que Anderson (1906) refiere a los «Snow Hill Beds».

Bibby (1906) los denomina «Conglomerados Lagrelius Point»; Medina et al. (1982) y Rinaldi (1982) formalizan esta unidad. Fue definida en el cabo homónimo ubicado en el extremo noroeste de la isla James Ross, a unos 10 km al norte del lago Escondido (Hidden Lake). Está expuesta en acantilados sumamente escarpados, donde constituye los afloramientos estratigráficamente más bajos hallados en la isla citada.

Litología: Está formada principalmente por conglomerados gruesos clasto-soportados (que constituyen cerca del 90% de la unidad), conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, con escasas intercalaciones de areniscas bien estratificadas que suelen gradar a limolitas. Los conglomerados suelen formar bancos de hasta 6 m de espesor, en los cuales la gradación normal y la imbricación de los clastos son rasgos comunes (Bibby, 1966; Ineson et al., 1986).

Ambiente de sedimentación: Representa depositación marina en ambientes de canales submarinos entrelazados. La secuencia expuesta representa el relleno de un canal entrelazado mayor, producto de corrientes de turbidez gravosa de alta densidad y flujos de detritos no cohesivos, seguido por depositación en una serie de canales menores, donde continuaron actuando las corrientes de turbidez gravosas de alta densidad y en forma subordinada corrientes de turbidez arenosas de alta densidad (Buatois y López Angriman, 1991).

Relaciones estratigráficas: Esta unidad está conformada por una serie de estratos subverticales. Su espesor incompleto alcanza a 250 m sin base ni techo expuesto. A pesar de que sus relaciones estratigráficas no son claras, puede considerarse con reservas como cubierta discordantemente por la Formación Kotick Point (del Valle, 1991).

Contenido paleontológico y edad: No se hallaron macrofósiles autóctonos; sólo son comunes los fósiles jurásicos retrabajados. Por la edad de sus palinofloras ha sido asignada con dudas al Barremiano-Aptiano (Ineson et al., 1986).

Formación Kotick Point

Corresponde a los «Estratos Lower Kotick Point» de Bibby (1966) y su denominación fue empleada por Ineson et al. (1986). Toma su nombre del cabo homónimo, ubicado en el extremo noroccidental de la isla James Ross, a unos 10 km al noroeste del lago Escondido.

Litología: Consiste en secuencias bien estratificadas en capas delgadas, compuestas mayormente por areniscas de grano fino y fangolitas limosas o arcilitas, con intercalaciones de brechas sedimentarias y conglomerados con clastos gruesos. La sección basal está conformada por los depósitos más gruesos: brechas, conglomerados gruesos a finos y areniscas conglomerádicas a medianas. Asociados a estos depósitos, se encuentran bloques deslizados de la Formación Ameghino (*glide blocks*, Ineson, 1985a).

En algunas localidades puede subdividirse en dos secciones: la sección inferior, constituida por ciclos granodecrecientes desde conglomerados hasta arcilitas y la sección superior que es fundamentalmente pelítica y presenta intercalaciones de areniscas y conglomerados hacia el techo (del Valle, 1991).

Ambiente de sedimentación: Los rasgos petrográficos y las estructuras sedimentarias halladas en esta unidad indicarían que la sedimentación ocurrió en ambientes marinos muy próximos a la costa, formando parte de un abanico submarino en su sector proximal (López Angriman, 1988). La profundidad en la que se produjeron los depósitos asignados a esta unidad no está bien definida, ya que Ineson (1987) opina que la sedimentación pudo haber ocurrido parcialmente en profundidades relativamente mayores llegando hasta la base de los abanicos submarinos. Buatois y López Angriman (1991) consideran que esta unidad representa un sistema de talud controlado por fallas.

Relaciones estratigráficas: Su espesor incompleto es de aproximadamente 1.100 metros. Su límite inferior, con la Formación Lagrelius Point, puede ser considerado discordante (del Valle, 1991) y sus relaciones con la Formación Whisky Bay, que la cubre, pueden ser consideradas concordantes aunque con frecuencia son localmente discordantes

Contenido paleontológico y edad: Esta unidad contiene restos vegetales, amonites, bivalvos y anélidos, que indican edad aptiana superior-albiana superior (Medina et al., 1991).

Estratos del nunatak Troilo

Esta denominación informal (Scasso et al., 1986) se aplica a los conglomerados, areniscas y pelitas que afloran en el nunatak homónimo, en la península Tabarín, donde se hallan interestratificados con escasos niveles piroclásticos y presentan un espesor incompleto de aproximadamente 30 m (del Valle, 1991). Contienen restos de bivalvos indeterminables, foraminíferos, belemnites, amonites y restos vegetales. Se le atribuye provisoriamente una edad cretácica

temprana (Aptiano-Albiano) a cenomaniana (del Valle, 1991).

Por su composición litológica, estructuras sedimentarias, contenido paleontológico y posición estratigráfica, del Valle (1991) los incluye dentro del Grupo Gustav, asignándolos con reservas a una facies lateral de la Formación Kotick Point.

Estratos No Denominados

Forman parte (Medina et al., 1991) de los Estratos Upper Kotick Point de Bibby (1966), y sus afloramientos están restringidos a la parte alta de los acantilados al sur de la Punta Kotick. El espesor es de 107 m y fue medido 3,7 km al sur de la punta Kotick en la parte alta de los acantilados. La base es concordante con la Formación Kotick Point y el techo con la Formación Whisky Bay.

Litología: La sucesión está dominada por areniscas conglomerádicas que forman bancos de entre 0,3 y 1 m de espesor. Poseen base neta o erosiva y su geometría es tabular a escala de afloramiento. Las areniscas conglomerádicas se intercalan con bancos de conglomerados gruesos a finos caóticos de base erosiva y de geometría general lenticular. Son importantes las intercalaciones de areniscas medianas a finas, masivas o con laminación ondulítica. En los términos superiores se presentan niveles paraconglomerádicos gruesos a medianos que gradan a areniscas conglomerádicas y areniscas medianas a gruesas con ocasionales amonoideos (Medina et al., 1991). Los rasgos físicos, estructurales y petrográficos permiten definir seis litofacies: 1- Toba y toba lapillítica, 2- Lapillita pumícea a lapillita lítica, 3- Ortoconglomerados, 4- Arenisca conglomerádica y conglomerados arenosos tobáceos, 5- Areniscas tobáceas y tufitas, 6- Fangolitas arenosas. (Salani et al., 1997).

Ambiente de sedimentación: Corresponde a un ambiente de abanicos submarinos entrelazados de grano grueso, donde los procesos actuantes fueron flujos de detritos y corrientes de turbidez de alta concentración (Ineson, 1989; Buatois y López Angriman, 1991 y Salani et al., 1997).

Fauna y edad: La única especie presente es *Anagaudryceras aff. buddha*, por lo cual quedaría restringida al Albiano medio-Cenomaniano de acuerdo a las edades de las Formaciones Kotick Point y Whisky Bay en esta zona.

Formación Whisky Bay

La Formación Whisky Bay (Ineson et al., 1986) reúne a los Estratos Kotick Point y Conglomerados Stoneley Point de Bibby (1966). Aflora en el borde norte de la isla James Ross, principalmente en la bahía del mismo nombre donde fue definida. Presenta frecuentes variaciones faciales tanto laterales como verticales, lo que permite dividirla en varios miembros (Elliot, 1988; Medina et al., 1991).

Litología: Está formada principalmente por conglomerados, brechas sedimentarias, areniscas conglomerádicas y fangolitas. Se observan depósitos de canales mayores integrados por conglomerados gruesos con gradación normal con buena imbricación de clastos; canales menores cuyos depósitos presentan conglomerados finos normalmente gradados que pasan a areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada diagonal planar y en artesa. Bancos tabulares de areniscas gradadas y con laminación ondulítica, conformando secuencias de Bouma completas, areniscas finas a muy finas y pelitas. Su espesor total se estima en unos 950 metros.

Ambiente de sedimentación: Las capas de esta unidad junto con la Formación Kotick Point forman parte de un mismo complejo y extenso abanico submarino. Sus litologías y estructuras sedimentarias indicarían sedimentación marina muy próxima a la costa, en ambientes proximales de un abanico submarino (López Angriman, 1988) formado bajo mecanismos depositacionales de tipo turbidítico y flujos gravitacionales. No está muy bien definida la profundidad en la que se produjeron los depósitos asignados a esta unidad; algunos autores (p.e. Ineson, 1985b) opinan que las facies más finas se originaron en profundidades relativamente mayores llegando hasta la base (en el sector distal) de abanicos submarinos. Según Buatois y López Angriman (1991), esta unidad representaría un segundo sistema de canales submarinos entrelazados.

Relaciones estratigráficas: Su límite inferior, aunque localmente discordante, puede ser considerado gradacional desde la Formación Kotick Point, siendo cubierta en discordancia angular (entre 6º y 20º) por la Formación Hidden Lake (del Valle, 1991).

Contenido paleontológico y edad: Contiene bivalvos inocerámidos y amonoideos, pudiendo ser asignada al Albiano superior-Cenomaniano superior (Medina et al., 1991) o Albiano-Coniaciano inferior (Ineson et al., 1986).

Formación Pedersen

Esta denominación (del Valle, 1991) fue propuesta para las rocas sedimentarias que afloran en el nunatak homónimo y en el monte Lombard, en la península Sobral. A pesar que por sus edades paleontológicas muy disímiles podrían corresponder a dos unidades estratigráficas distintas, se adscriben ambas secuencias a una misma formación dado que presentan características faciales y litogenéticas comunes.

Litología: Comprenden principalmente ortoconglomerados polimícticos mayormente clasto-sostén, con intercalaciones de areniscas y pelitas, que forman potentes secuencias de grano grueso (del Valle, 1991).

Tanto la secuencia del nunatak Pedersen como la del monte Lombard están formadas por potentes acumulaciones de conglomerados con escasas intercalaciones clásticas de grano más fino; en el monte Lombard se presentan intercalaciones de material piroclástico, las que se hallan virtualmente ausentes en el nunatak Pedersen. Asimismo las capas de la península Sobral están exentas de fósiles vegetales, por lo menos en la abundancia observada en el nunatak Pedersen (del Valle, 1991).

Espesores: La secuencia del nunatak Pedersen es de unos 530 m de espesor, mientras que la del monte Lombard supera los 1.000 m, pero debido a que en ambos casos no se han hallado los contactos superior e inferior, los espesores consignados son mínimos (del Valle, 1991).

Ambiente de sedimentación: Las secuencias del nunatak Pedersen y del monte Lombard representan acumulaciones clásticas marinas, de grano grueso, resedimentadas en abanicos submarinos (del Valle, 1991).

Contenido paleontológico y edad: Thomsom y Farquharson (1984) mencionan la presencia de fragmentos de *Fravella aff. wilckensi* en un bloque de conglomerado hallado entre los detritos de talud del nunatak Pedersen. Atribuyen estos restos al Cretácico inferior por comparación con el

género Favrella Douville (Hauteriviano ?) presente en Patagonia. Estos autores hallan también nanofósiles marinos en un nivel de areniscas intercalados entre los conglomerados en la «parte media» de la secuencia del nunatak Pedersen con formas indicativas de edad cretácica superior. Farquharson (1982a) había precisado dicha edad como turoniana-coniaciana. Este conflicto de edades es solucionado interpretando que los restos de *Favrella* provienen de depósitos más antiguos resedimentados por corrientes de turbidez de alta densidad, siendo por lo tanto válida la edad cretácica superior (del Valle, 1991).

Restos vegetales hallados por del Valle (Com. pers. 1992) en el nunatak Pedersen, fueron determinados como *Zamites aff. pusillus* Halle y *Nilssonia* sp. por Baldoni y Archangelsky (1980), indicando edad jurásica superior a cretácica inferior en América del Sur y Antártida. También se encontraron restos de amonites (*Favrella* ?). El material que rellena los restos de amonites presenta estrecha similitud con la matriz del conglomerado que forma esos niveles, lo que indicaría que los mismos no son retrabajados.

De acuerdo con los datos disponibles surgen distintas hipótesis sobre la edad de los estratos. La parte inferior de la secuencia no superaría el Cretácico inferior como lo indican los restos vegetales cuyo registro en la Antártida y en América del Sur no supera el límite cretácico inferior-cretácico superior. Las secciones que resultan portadoras de *Favrella* ? difícilmente podrían ser más jóvenes que cretácico inferior, aunque no puede descartarse la posibilidad de que los restos sean retrabajados. Finalmente, esta edad se contrapone abiertamente con la edad cretácica superior dada por nanofósiles y dinoflagelados de un nivel inferior (Thomson y Farquharson, 1984).

Relaciones estratigráficas: Los estratos del monte Lombard (península Sobral) forman parte de la misma unidad tectónico-estratigráfica que las del Grupo Gustav, constituyendo sus equivalentes laterales aunque probablemente representan facies algo más antiguas (del Valle, 1991). La edad de los conglomerados del monte Lombard sería cretácica temprana, pudiendo ser asignados al Hauteriviano-Barremiano (Farquharson,1983).

Formación Longing

Toma su nombre (del Valle y Núñez, 1988) del cabo homónimo situado en el extremo sur del canal Príncipe Gustavo.

Litología: Esta secuencia está integrada por areniscas volcaniclásticas con litoclastos de composición basáltica y limolitas intercaladas, culminando con niveles conglomerádicos que asientan sobre superficies erosivas.

Relaciones estratigráficas: No se conocen sus contactos con las unidades supra e infrayacentes, siendo su espesor parcial 110 metros.

Ambiente de sedimentación: Estas sedimentitas fueron depositadas en un ambiente marino turbidítico de escasa profundidad y buena oxigenación, con frecuentes lluvias de cenizas.

Contenido paleontológico y edad: Contiene abundantes restos vegetales muy mal conservados, bivalvos y amonites que indican, con reservas, edad cretácica temprana, siendo asignados al Turoniano.

Formación Hidden Lake

Corresponde a los Estratos Hidden Lake de Bibby (1966), y toma su nombre del lago homónimo donde fue definida.

Litología: Está integrada por una secuencia de más de 490 m de espesor (Medina et al., 1991) formada por facies heterolíticas, areniscas gruesas a finas, con intercalaciones de conglomerados volcaniclásticos en la parte inferior y limolitas en la superior. Contiene abundante material piroclástico y detritos de origen volcánico.

Ambiente de sedimentación: Esta unidad se habría depositado bajo condiciones paleoambientales variadas, las cuales responderían principalmente a ambientes de fan deltas excepto en su tramo superior en donde se han reconocido depósitos de plataforma externa e interna (Buatois y López Angriman, 1991).

Relaciones estratigráficas: Cubre en discordancia angular local a la Formación Whisky Bay siendo cubierta gradacionalmente por formaciones del Grupo Marambio (Formación Santa Marta).

Contenido paleontológico y edad: Contiene gastrópodos, pelecípodos, bivalvos inocerámidos y escasos amonoideos. Se la asigna al Turoniano-Santoniano (Medina et al., 1991).

Estratos del Cabo Welchness

Denominación informal (Ramos et al., 1980) referida a las capas sedimentarias que afloran en el cabo Welchness en la isla Dundee.

Litología: Está formada por sedimentos volcaniclásticos y tobas, siendo arenitas volcánicas y piroclastitas sus componentes mayoritarios.

Relaciones estratigráficas: Aunque se desconocen sus relaciones estratigráficas y espaciales con las formaciones que afloran en la comarca, así como su espesor real, puede considerarse como parte del Grupo Gustav (del Valle, 1991).

Ambiente de sedimentación: Estos estratos han sido atribuidos a ambientes marinos neríticos (Ramos et al., 1980).

Contenido paleontológico y edad: Contienen restos de bivalvos, amonites y microfósiles silícicos (diatomeas ?) que indican edad albiana (Ramos et al., 1980).

GRUPO MARAMBIO

Este grupo comprende una espesa sucesión sedimentaria dominada principalmente por fangolitas arenosas y limosas y en forma subordinada con areniscas, coquinas y conglomerados.

En un principio Rinaldi et al. (1978) definieron el Grupo Marambio para los estratos cretácicos de la isla Marambio (Seymour) a los que dividieron en las Formaciones López de Bertodano y Sobral. Luego Rinaldi (1982) extendió este grupo incluyendo a todas las unidades de Bibby (1966) elevándolas al rango de formaciones. Posteriormente Ineson et al. (1986), al definir el Grupo Gustav, restringen el Grupo Marambio a los Snow Hill Island Series de Bibby (1966). Restringen también a la Formación López de Bertodano a la isla Marambio (Seymour), quedando la sección inferior sin denominar (*unnamed strata*).

Más tarde Olivero et al. (1986) proponen la denominación de Formación Santa Marta para las sedimentitas sin nombre incluidas en el Grupo Marambio.

Estudios recientes realizados por Olivero y otros (en prensa) sugieren la necesidad de revisión de las unidades estratigráficas formales, especialmente en lo que se refiere a la geometría, extensión areal y relaciones de contacto entre las mismas.

Mediante el estudio de 12 perfiles representativos del Grupo Marambio y su correlación con 14 asociaciones de amonites, que cubren el lapso Santoniano-Maastrichtiano, permiten reconocer tres secuencias estratigráficas principales: Secuencia N (Santoniano-Campaniano temprano), Secuencia NG (Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano) y Secuencia MG (Maastrichtiano-Paleoceno). Dos importantes discordancias regionales limitan la base de las secuencias NG y MG, respectivamente y se encuentran incluidas dentro de unidades formacionales establecidas previamente.

La representación de estas secuencias como elementos operativos de mapeo geológico brinda un resultado más sencillo y con mayor información sobre la geometría, espesores, y evolución geológica de la cuenca James Ross.

Formación Santa Marta

Esta nueva unidad (Olivero et al., 1986) comprende a las sedimentitas anteriormente incluidas dentro de la Formación López de Bertodano (Malagnino et al., 1978; Olivero, 1981, 1984) o incluidas dentro de las sedimentitas sin nombre de Ineson (1987). Nuevos y detallados relevamientos de esta secuencia justificaron la definición de una nueva entidad que se ubica estratigráficamente por debajo de la Formación López de Bertodano. El perfil tipo se extiende entre bahía Bonita y el margen occidental de bahía Croft, isla James Ross, con un espesor sedimentario aproximado de 1.100 m, dividido en tres miembros: Alfa, Beta y Gamma (Olivero et al., 1986).

Litología: Esta unidad está constituida por areniscas limosas y pelitas friables, con concreciones e intercalaciones de areniscas conglomerádicas y conglomerados. Las capas forman un homoclinal con rumbo entre 10º y 20º e inclinan 6º a 10º hacia el este y sureste.

Relaciones estratigráficas: Su límite inferior puede ser considerado gradacional desde la Formación Hidden Lake, siendo su límite superior también gradacional con la Formación Snow Hill Island (Olivero et al., 1986, Pirrie et al., 1997).

Ambiente de sedimentación: Esta unidad representa la sedimentación en una plataforma marina con influencias de un sistema deltaico. Los ambientes sedimentarios reconocidos comprenden desde abanicos submarinos hasta depósitos de lagoon (Scasso et al., 1991). Representa un ciclo transgresivo-regresivo completo durante el Santoniano-Campaniano con una nueva transgresión en el tope (Olivero et al., 1992).

Contenido paleontológico y edad: Contiene una variada macrofauna marina consistente en serpúlidos, bivalvos, gastrópodos, nautiloideos, amonoideos, reptiles marinos y continentales y peces, entre otros. En cuanto a la flora, la misma está integrada por tallos y restos vegetales muy fragmentados y distribuidos casi uniformemente a lo largo de toda la columna litológica. Ha sido asignada al Santoniano-Campaniano tardío/ Maastrichtiano temprano (Olivero et al., 1986; Olivero, 1984; 1988; Scasso et al., 1991; Baldoni, 1992; Olivero et al., 1992).

Formación Rabot

Esta unidad litoestratigráfica (Lirio et al., 1989) fue definida en punta Rabot, sobre el borde nordeste de la isla James Ross, donde aflora su perfil tipo. Los sedimentos que integran esta unidad habían sido incluidos inicialmente en la Formación López de Bertodano y luego en la Formación Santa Marta; sin embargo sus características litológicas permiten diferenciarlos de ambas unidades.

Litología: Está compuesta por 435 m de pelitas friables, areniscas limosas y escasos conglomerados, divididos en tres miembros (I, II y III), con asociaciones faciales diferentes, presentando una disposición estructural homoclinal con inclinación hacia el este - nordeste.

Ambiente de sedimentación: Representa depósitos de plataforma marina somera sometida a eventos de tormenta y representa un ciclo transgresivo-regresivo completo (Martinioni, 1992).

Relaciones estratigráficas: Esta secuencia, sin base ni techo expuesto, corresponde en parte a facies laterales de la parte superior del Miembro Beta y la inferior del Miembro Gamma de la Formación Santa Marta (Lirio et al., 1989; Marenssi et al., 1992).

Contenido paleontológico y edad: Una edad campaniana superior es atribuida a estas capas que contienen abundantes invertebrados fósiles, particularmente *Metaplacenticeras* sp. y *Hoplitoplacenticeras* sp. (Lirio et al., 1989; Marenssi et al., 1992).

Formación Snow Hill Island

Toma su nombre de la isla homónima (Cerro Nevado en la literatura de habla española) en donde se encuentra el perfil tipo (Pirrie et al., 1997).

Relaciones estratigráficas: El espesor de la secuencia es de aproximadamente 610 m (mínimos). Aflora no sólo en la isla Cerro Nevado sino también en el sud-oeste de la isla Marambio (cabo Lamas), isla Cockburn, isla James Ross (Punta Ula, el Morro y el nordeste de la isla), isla Humps y en la isla Vega (cabo Lamb y punta Isla Falsa). Anteriormente fueron asignados a la Formación López de Bertodano.

El contacto basal es transicional con la Formación Santa Marta y ocurre en la isla Humps y en caleta Santa Marta en la isla James Ross . Su contacto superior es discordante, sobre el cual se encuentra la Formación López de Bertodano y aflora en las islas Marambio y Vega. Fue dividida en tres miembros, Acantilados Sanctuary (inferior), Acantilados Karlsen y Riscos Haslum (superior). Anteriormente estos afloramientos eran asignados a la Formación López de Bertodano.

Litología: Está integrada por areniscas limosas pobremente litificadas y en forma subordinada por fangolitas oscuras y areniscas de grano fino bien litificadas. Niveles fosilíferos de poco espesor y concreciones diagenéticas ocurren a lo largo de toda la secuencia.

El miembro inferior (Acantilados Sanctuary, 244 m de espesor) está integrado por limolitas arenosas de color gris y concreciones arenosas de color castaño. La estructura sedimentaria primaria se encuentra obliterada por la abundante bioturbación. El miembro medio (Acantilados Karlsen, 170 m de espesor) está dominado por fangolitas mientras que en el miembro superior (Riscos Haslum, 195 m de espesor) dominan las areniscas. En la parte inferior de este miembro se

observan grandes estructuras de canales truncados. Las estructuras sedimentarias primarias que se encuentran son estratificación entrecruzada tabular en gran escala, laminación y estructura *hummocky*.

Ambiente de sedimentación: Se interpretan como depósitos de plataforma marina somera.

Contenido paleontológico y edad: Son comunes los macrofósiles de invertebrados marinos y fragmentos de plantas. La abundante y bien preservada palinoflora junto con la fauna de amonites (*Gunnarites antarticus*) sugieren un rango de edad comprendido entre el Campaniano y el Maastrichtiano tardío ? (Pirrie et al., 1997).

La fauna de Dinoflagelados de la sección inferior y media (*Cerodinium diebelii, Isabelidinium cretaceum, I. korojonense* y *I. pellucidum*) indica una edad campaniana tardía - maastrichtiana temprana. En la sección superior los taxones identificados fueron *Batiacasphaera reticulata, B.* spp., *?Isabelidinium* sp., *Manumiella n.*sp. *1* (Askin, 1988), *¨Manumiella¨ n.* sp. *2* (Askin, 1988), *Manumiella* sp. cf. *M. druggii, ?M. druggii, Palaeocystodinium granulatum, P.* spp. y *Spiniferites* spp. Estos indican una edad maastrichtiana tardía.

Formación López de Bertodano

Toma su nombre (Rinaldi et al., 1978; Rinaldi, 1982; Pirrie et al., 1997) de la bahía homónima en la isla Marambio (Seymour Island en la literatura inglesa).

Litología: Está integrada por una potente serie de pelitas arenosas y areniscas muy finas fangosas con intercalaciones de areniscas concrecionales, con minoritaria participación de facies carbonáticas. La parte superior de esta formación contiene cantidades crecientes de elementos volcaniclásticos y probablemente capas de tobas, como así también de glauconita. Dentro de la secuencia de la isla Marambio, Macellari (1984; 1988) reconoce diez unidades informales distinguidas en base a sus características litológicas y faunísticas. Las mismas son agrupadas en dos unidades mayores: las unidades con Rotularia (unidades 1 a 6) y las unidades con Moluscos (unidades 7 a 10). Las primeras consisten de 635 m de arenas limosas y fangos arenosos bioturbados. Las últimas están compuestas por limos arenosos y arenas limosas con participación minoritaria de fangos. Portan una muy abundante y bien preservada fauna entre la que se destacan los amonites y reptiles marinos. En la base de la unidad 10 comienzan a aparecer espesos bancos glauconíticos y los microfósiles calcáreos desaparecen en un intervalo de disolución. La macrofauna se empobrece notoriamente. En base a la evidencia fósil se sugiere que el límite Cretácico-Terciario ocurre dentro de esta unidad (Askin, 1988; Huber, 1988; Harwood, 1988; Zinsmeister et al., 1989).

Relaciones estratigráficas: Aflora en el norte de la isla Cerro Nevado, sur de la isla Marambio y probablemente en un pequeño sector de la isla Vega (Miembro Sandwich Bluff, Pirrie et al., 1997) y probablemente también pertenezcan a esta formación los afloramientos orientales de la isla Robertson, localizados en cabo Marsh, los que han sido correlacionados con la parte superior de la sucesión que aflora en la isla Marambio (del Valle y Medina, 1985). Sus acumulaciones son de las más potentes de toda la secuencia cretácica que aflora en la comarca, superando los 1190 m de espesor en la isla Marambio (Rinaldi et al., 1978; Macellari, 1988), lo que llevó a Olivero et al. (1992) a considerarlos como los depósitos más externos de la cuenca y correlacionarlos con los afloramientos del cabo Lamb en la isla Vega. El límite inferior es discordante sobre la Formación Snow Hill Island (Pirrie et al., 1997); el contacto superior con la Formación Sobral ocurre en forma de una discordancia erosiva (Rinaldi et al., 1978; Rinaldi, 1982).

Ambiente de sedimentación: La secuencia en la isla Marambio representa ambientes de sedimentación dentro de una plataforma marina. Macellari (1988) reconoce evidencias de un ciclo transgresivo mayor (unidades 1 a 9) con un pulso regresivo en la porción superior (unidad 10) dentro de esta unidad. Según del Valle et al. (1987) estarían representados depósitos de costas lineales y de albúfera-barrera con planicies de marea. Macellari (1988) indica que las unidades con rotularia habrían sido depositadas en ambientes restringidos, posiblemente salobres con una fuente cercana de partículas finas como ser un delta o un estuario, mientras que las unidades con moluscos representan depósitos de plataforma.

Contenido paleontológico y edad: Contiene una variada fauna marina similar a la mencionada para la Formación Santa Marta, con reptiles marinos, amonites, bivalvos, gastrópodos, espinas de equinodermos, anélidos, decápodos y microfósiles, que indican una edad cretácica alta (Macellari, 1984, 1986). Askin (1988) refiere la secuencia aflorante en la isla Marambio al Campaniano-Daniano; sin embargo un estudio del nanoplancton de la porción cretácica de la misma indica una cercana afinidad con los fósiles guías del Maastrichtiano del Atlántico Sur, por lo que la edad sería maastrichtiana-daniana (Concheyro et al., 1991).

Dentro de esta unidad ocurre el límite Cretácico-Terciario, el cual se halla unos 50-90 m por debajo del contacto con la Formación Sobral que la suprayace (Huber, 1986; 1988; Zinsmeister et al., 1989); por lo menos la última parte de la Formación López de Bertodano pertenece al Daniano (Askin, 1988; Huber, 1988; Harwood, 1988; Zinsmeister et al., 1989).

ISLAS SHETLAND DEL SUR

El Cretácico en las islas Shetland del Sur (Figura 32) ha sido determinado en las islas Smith, Baja, Nevada, Livingston, Greenwich y el estrecho Mac Farlane, isla Robert y estrecho Inglés, islas Nelson y 25 de Mayo (King George para la toponimia internacional).

Las islas Shetland del Sur conforman un archipiélago de aproximadamente 550 km de extensión en el extremo sudoccidental del Arco de Scotia, constituyendo una estructura arqueada de islas y bloques continentales emergidos que ofician de eslabón entre el extremo sur sudamericano y la Península Antártica. Se encuentran a 1000 km al sur del cabo de Hornos, separadas por el pasaje de Drake (Paso de Hoces) y a 100 km de la península antártica, separadas por el mar de la Flota o estrecho del Bransfield. De acuerdo a Smellie et al. (1984), en base a evidencias geofísicas sugieren que las islas están localizadas sobre una pequeña placa cortical, la cual se halla definida por una trinchera oceánica al oeste y fallas transformantes de dirección N-S (Aschcroft, 1972, Baker y Griffiths, 1972).

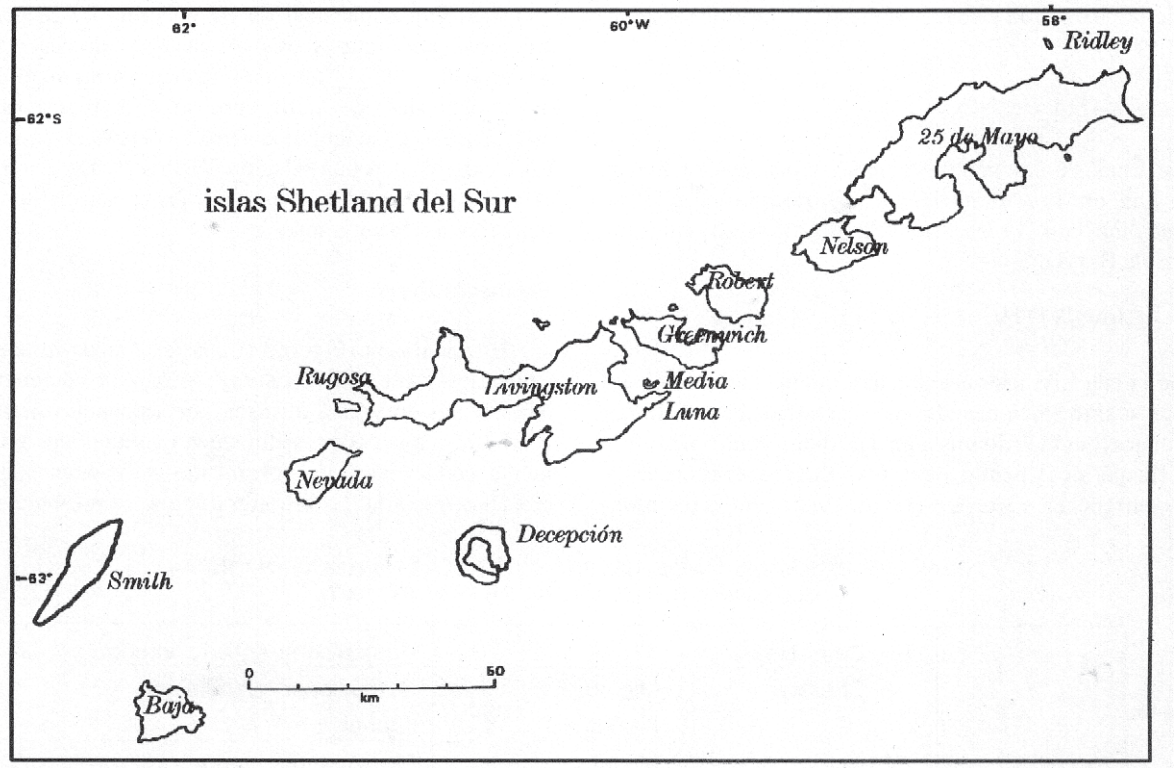


Figura 32. Islas Shetland del Sur

Las islas Shetland pueden ser divididas en dos partes geográfica y geológicamente distintas, división que ya Tyrrell (1945) reconociera:

I. Grupo de las islas Elefante y Clarence, integradas por rocas metamórficas de bajo grado.

II. Grupo de islas entre 25 de Mayo (King George) y Baja. Excluyéndose el mar de la Flota y la isla Decepción, formadas principalmente por rocas ígneas, volcaniclásticas y sedimentitas. Ambos grupos se encuentran separados por una distancia de 120 kilómetros.

Las primeras referencias sobre la geología de las islas Shetland del Sur se remontan a 1820, año posterior al descubrimiento oficial de las islas, aunque si bien existe información sobre el hallazgo de las mismas en 1817 por parte del buque Espíritu Santo (Fitte, 1962, Destéfani, 1988). Miers (1820) efectúa la primera descripción de rocas de las islas Shetland, estimando que las rocas aflorantes en North Foreland eran "esquistos cloríticos o bien hornblendíferos", que relacionó con afloramientos de las islas Sandwich del Sur.

ISLA SMITH

En cabo Smith, en el extremo nororiental de la isla homónima, afloran esquistos glaucofánicos, reconocidos por Rivano y Cortés (1975,1976), Smellie y Clarkson (1975), Hervé et al. (1983). De acuerdo a los autores mencionados los afloramientos de cabo Smith e islotes cercanos están principalmente compuestos por esquistos azules y esquistos verdes con bandas delgadas de metachert intercaladas. Se observa una foliación muy fuerte de dirección este-oeste y micropliegues apretados de la foliación, lo que implica que los esquistos son el producto de más de una fase de deformación.

La coexistencia de lawsonita y anfíboles sódicos típicos de la facies de esquistos glaucofánicos (Turner, 1981) ha sido mencionada por Rivano y Cortés (1975, 1976). Por otro lado, la coexistencia de granate, epidoto y anfíboles sódicos sería un indicio de un estadio transicional entre las facies de esquistos verdes y esquistos glaucofánicos (Smellie y Clarkson, 1975).

Los esquistos azules clinopiroxénicos de la isla Smith son interpretados por Hervé et al. (1983) con un origen en piso oceánico o basaltos de arco de islas. Las litologías asociadas sugieren un origen en piso oceánico con una mineralogía indicativa de gradientes de alta presión (*high-P*) y baja temperatura (*low-T*) tales como los desarrollados en zonas de subducción. Consecuentemente, la acreción de rocas oceánicas habría ocurrido luego de haber sido éstas transportadas a grandes profundidades en un margen convergente.

Edad y correlaciones: La edad de estas manifestaciones metamórficas es aún imprecisa; de acuerdo a distintos autores podrían considerarse como "pre-jurásicas" (Hervé et al., 1983) por correlación con esquistos azules aflorantes en complejos metamórficos del centro y sur de Chile (Rivano y Cortés, 1975, 1976, Smellie y Clarkson, 1975). Según la interpretación de Smellie et al. (1984), los esquistos de la isla Smith podrían abarcar una amplitud temporal que comenzaría en el Paleozoico superior, y alcanzaría hasta tiempos terciarios bajos.

ISLA BAJA

Se han determinado edades K-Ar sobre las microadamellitas en las cercanías del cabo Hooker y granodioritas aflorantes en cabo Wallace, en las que se

obtuvieron 120±5 Ma y 121±3 Ma respectivamente (Smellie et al., 1984).

ISLA NEVADA

En esta isla las manifestaciones cretácicas se hallan expuestas en President Head, afloramientos que se correlacionan con el sector occidental de la isla Livingston (península Byers).

ISLA LIVINGSTON

En la isla Livingston se encuentran las mejores y más amplias manifestaciones de edad cretácica, en distintas localidades (punta Williams, punta Barnard, península Hurd, punta Hespérides y península Byers). Las primeras observaciones pertenecen a Araya y Hervé (1965, 1966) con información sobre península Byers e isla Snow, y a Hobbs (1968), que efectúa un relevamiento muy superficial, abarcando geología, rasgos biológicos e inclusive arqueológicos, producto de una expedición realizada en 1958. Posteriormente, Hernández y Azcárate (1971) efectúan un reconocimiento preliminar de la tafoflora de las secuencias sedimentarias aflorantes 500 m al oeste del cerro Negro en la península Byers.

Formación Monte Bowles

Aflorante en los sectores centrales de la isla Livingston, particularmente en península Hurd, el monte Bowles y bahía Falsa, está constituida esencialmente por secuencias volcánicas alteradas (Smellie et al., 1995). Éstas han sido reconocidas también en la isla Greenwich y son asignadas al Cretácico por Smellie et al. (1984). Si bien estas rocas son poco apropiadas para cualquier tipo de análisis geocronológico, han sido correlacionadas con el Grupo Volcánico Antarctic Península por Thomson y Pankhurst (1983). El espesor mínimo inferido es de 650 metros.

Características litológicas y geoquímicas: Comprende rocas volcaniclásticas masivas de coloración oscura, principalmente tobas lapilíticas y brechas con clastos de hasta 35 centímetros. Se encuentran intercaladas con escasas lavas y areniscas volcaniclásticas de color verde. La secuencia es atravesada por diques y sills, los que han sido descriptos por Remesal et al. (1991), quienes reconocen estas manifestaciones hipabisales, de color verdoso y textura porfírica a microporfírica. Geoquímicamente se clasifican como basaltos alcalinos, con una relación Y/Nb < 1. De acuerdo a la elevada relación Ti/Y estas rocas provienen de una fuente lherzolítica rica en granate.

Península Byers

Esta península (Figura 33), una de las áreas libres de hielo y nieve en la Antártida, constituye el extremo occidental de la isla Livingston y está formada por secuencias marinas de edad jurásica superior, sedimentos continentales principalmente cretácicos y un volcanismo muy intenso de edad cretácica-terciaria. La estratigrafía que se presenta es la de Hathway (1997), que constituye una modificación de la propuesta por Crame et al. (1993), quienes a su vez modificaron sustancialmente la de Smellie et al. (1980), aunque en ninguno de los dos primeros casos se consiguieron establecer mayor claridad ni límites precisos para las unidades propuestas por Smellie et al. (1980).

CUADRO 5. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO BYERS, EN LA PENÍNSULA HOMÓNIMA, ISLA LIVINGSTON (TOMADA DE HATHWAY, 1997).

Grupo Byers	F. Cerro Negro		Hauteriviano-Aptiano inferior
	F. Chester	Miembro Sealer Hill	Berriasiano/Valanginiano inferior
	Cone	Miembro Devils Point	Berriasiano superior
	F. President Beaches		Berriasiano
	F. Anchorage	Miembro Punta Ocoa	Kimm/Tithoniano
		Miembro New Plymouth	

Formación Anchorage

Constituye la formación basal del Grupo Byers (Crame et al., 1993), que ha sido recategorizado de la Formación Byers (Smellie et al., 1984). En esta formación Crame et al. (1993) y Pirrie y Crame (1995) reconocen hasta cuatro componentes litoestratigráficos, si bien no logran efectuar una correlación directa entre los mismos. Posteriormente Hathway y Lomas (1998) establecen la existencia de dos miembros, New Plymouth el inferior y Punta Ocoa el superior (Cuadro 5).

Litología: La Formación Anchorage está constituida principalmente por pelitas oscuras grises a negras con radiolarios y presencia de pirita; en forma subordinada aparecen areniscas y tobas de colores claros. Hathway y Lomas (1998) asignan al miembro New Plymouth un espesor expuesto de 75 metros. Las pelitas son pobres en radiolarios y se encuentran biotiurbadas. Las tobas presen-

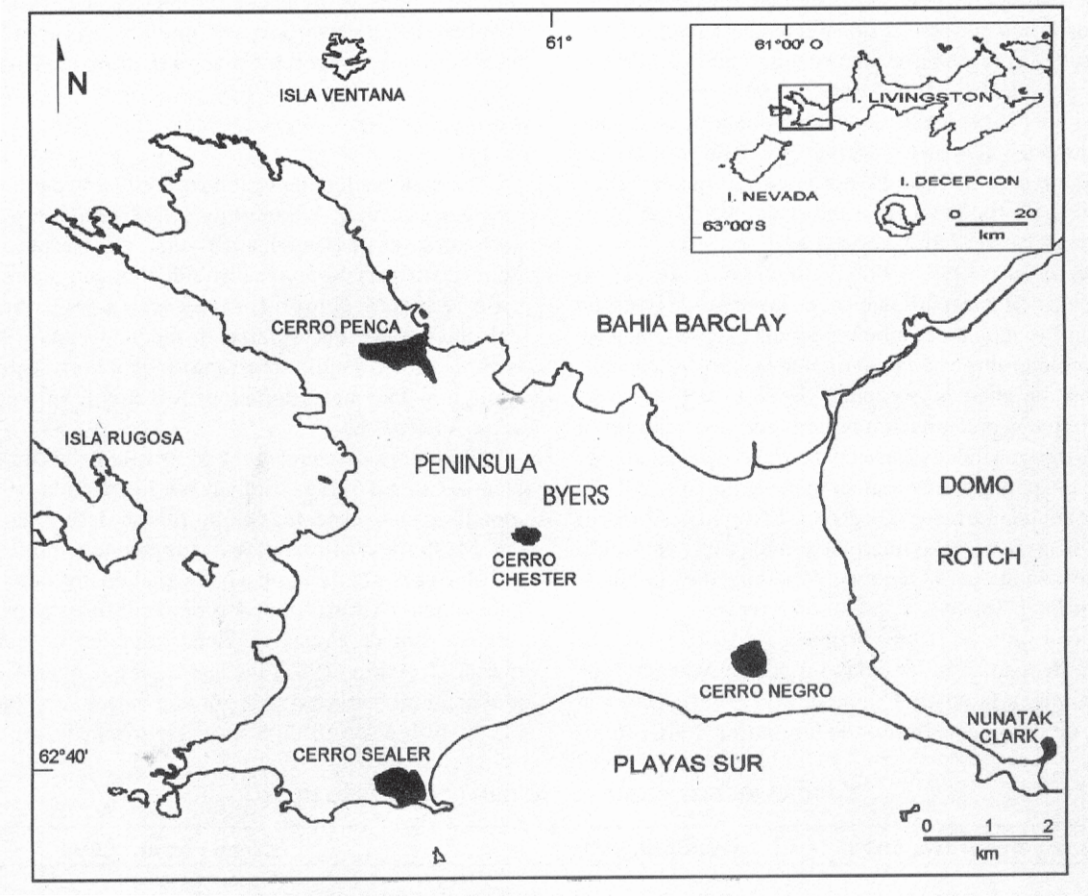


Figura 33. Localidades de la península Byers

tan aspecto moteado. En las partes basales del miembro, los primeros 20 cm en general carecen de estructuras. Lateralmente la laminación es alterada por la presencia de *Chondrites*, abundantes en toda la extensión del miembro. Otros icnogéneros presentes son: *Cosmorhaphe*, *Helminthoida*, *Helminthopsis*, *Dactyloidites*, *Phycosiphon?* y *Zoophycos*.

El Miembro Punta Ocoa, menos expuesto que el anterior, cuenta con un espesor de 456 metros. Está constituido principalmente por pelitas laminadas sin bioturbación ricas en radiolarios y menores horizontes tobáceos. El contenido fosilífero es mucho menor, con un único representante de *Chondrites*.

Formación President Beaches

Definida por Crame et al. (1993), con un espesor máximo de 600 metros. Litológicamente está constituida por pelitas con intercalaciones de areniscas de color claro. Portadora de escasos fósiles marinos, amonites tales como *Spiticeras* sp. y *Bochianites* sp., y algunos bivalvos como *Manticula* y *Praeaucellina*, indicativos de una edad berriasiana. Asimismo la presencia de belemnites y dinoflagelados permite a Duane (1994, 1996) estimar con mayor precisión una edad berriasiana media a superior.

Hathway y Lomas (1998) suponen la depositación de esta formación en una superficie marina sometida a tempestades, con interrupciones en la sedimentación pelítica debido a flujos de turbidez, o gravitacionales en pequeños canales, en un ambiente relativamente inestable.

Formación Start Hill

La recategorización efectuada por Crame et al. (1993) de la Formación Byers (Smellie et al., 1980) a grupo, reubicó al Miembro Aglomerado de estos autores en categoría formacional, como Formación Start Hill.

El espesor de la formación es de aproximadamente 300 m, aflora en el sector occidental de la península Byers e inclusive en la isla Rugosa. Litológicamente está constituida por brechas volcánicas, las que se encuentran atravesadas por diques basálticos. Las edades determinadas por Pankhurst et al. (1980), recalculadas por Smellie et al. (1980) obtenidas por K-Ar sobre roca total, indican 128±3 Ma y 123±4 Ma de intrusiones menores en las brechas en la zona de Start Point, mientras que una edad obtenida por Gracanin (1983) utilizando $^{40}Ar/^{39}Ar$ sobre un basalto de la misma área fue de 143±5 Ma.

Formación Chester Cone

Esta formación, también definida por Crame et al. (1993), incluye sedimentitas clásticas de variado grano. Hathway (1997) la divide en dos miembros, el inferior, Devils Point, cuenta con un espesor de aproximadamente 250 m e incluye conglomerados, areniscas y pelitas de color gris verdoso en superficie de alteración. El superior, Miembro Sealer Hill, de acuerdo a Crame et al. (1993) y a Hathway y Lomas (1998), tiene un espesor de 30 m como mínimo pudiendo alcanzar un máximo de 56 metros. Ninguno de los autores citados reconocen la base del miembro. En el caso de Hathway y Lomas

(1998), excluyen los 8 a 10 m de afloramientos peperíticos en el cálculo del espesor del miembro. Litológicamente el miembro está constituido por pelitas finamente laminadas de color castaño oscuro; la presencia de areniscas no supera la relación 1 a 10 respecto de las pelitas. Este miembro se encuentra caracterizado por la presencia de brechas peperíticas, las que fueran citadas por Valenzuela y Hervé (1972), Pankhurst et al. (1980), Smellie et al. (1980). Posteriormente Cabaleri et al. (1994, 1997), profundizan el estudio en dos localidades representativas, Sealer Hill y cerro Ratón.

Cabaleri et al. (1994, 1997) y Remesal et al. (1994) reconocen para las facies carbonáticas de la península Byers un origen en lagos y lagunas de ambiente continental, en condiciones de tranquilidad alteradas por uno o más eventos volcánicos. Sobre la base de análisis isotópicos de 18-O y 13-C se ha determinado que la precipitación de carbonatos se produjo en un ambiente de agua dulce en una cuenca cerrada afectada por procesos de evaporación con temperaturas entre 15º y 20º C y presencia de abundante materia orgánica. El régimen climático reconocido en las facies y las microfacies indica un clima árido con lluvias estacionales. El régimen de sedimentación estaba controlado principalmente por procesos fluviales.

Hathway y Lomas (1998) asignan a este miembro un ambiente de depositación vinculado a la removilización de gravas próximas a la costa. Crame et al. (1993) indican la existencia de una asociación de amonites tales como *Bochianites*, *Uhligites* y *Neocomites*, indicativos de edad valanginiana (Covacevich, 1976). La presencia de dinoflagelados en la base del miembro sería indicativa de edad berriasiana superior-valanginiana media (Duane, 1996).

Formación Cerro Negro

Esta formación incluye, de acuerdo a su autor (Hathway, 1997) sedimentos "no marinos", hallándose expuesta en el sector oriental de la península Byers, con un espesor aflorante de 1.400 metros. Se apoya discordantemente sobre la Formación Chester Cone. Incluye estratos continentales volcaniclásticos que se apoyan mediante una discordancia erosiva de bajo ángulo sobre una secuencia clástica marina de flujos gravitacionales portadora de restos de amonites (Césari et al., 1998, 1999).

Portadora de abundantes fósiles, la paleoflora del cerro Negro (Cuadro 6) fue estudiada por Fuenzalida (1965), quien identificó siete especies que no fueron descriptas ni ilustradas. Más tarde esa flora fue revisada por Hernández y Azcárate (1971), quienes asignaron a la asociación una edad titoniana-neocomiana. Askin (1983) describió una muestra palinológica junto a otra de President Head, también de estratos "no marinos". Askin (1983) incluyó a ambas microfloras en su asociación B, caracterizada por una baja diversidad de espo-

CUADRO 6. PALEOFLORA DE LA FORMACIÓN CERRO NEGRO

Hernández y Azcárate, 1971	**Baldoni, 1981**	**Césari et al., 1999**
		Hepatophyta
Cladophlebis cf. *C. patagonica*		*Equisetites* sp.
		Cladophlebis cf. *C. patagonica*
	Cladophlebis cf. *oblonga*	
		C. sp.
sphenopteris sp.		*sphenopteris* cf. *S. fittonii*
		S. cf. *S. psilotoides*
Gleichenites sanmartinii	*Gleichenites sanmartinii*	*Gleichenites sanmartinii*
		G. argentinica
cf. *Ruflorinia* sp.	cf. *Ruflorinia* sp.	*G.* sp.
		cf. *Deenstaedtia* sp.
		Helecho lepto sporongiado
Pachypteris sp.	*Pachypteris* sp.	*Pachypteris crassa*
		P. hallei
¿*Mesodescolea* sp.		
		Mesodescolea sp.
		cf. *Archangelskya furcata*
		cf. *Dyctiozamites* sp.
		cf. *Sagenopteris paucifolia*
		Pterophylum cf. *distans*
cf. *Ptilophylum* sp.	*Ptilophylum* sp.	*Ptilophylum acutifolium*
Williamsonia sp.		*Williamsonia* sp.
cf. *Pseudoctenis* sp.		cf. *Pseudoctenis ensiformis*
		Nilssonia sp.
		Pagiophylum sp.
¿*Podocarpácea*		*Elatocladus* cf. *E. jabalpurensis*
Araucarites cf. *A. baqueroensis*	*Araucarites* sp.	
		Araucarites sp.
		Cono de conífera
Taeniopteris sp.	*Taeniopteris* sp.	*Taeniopteris* sp.
		Carnoconites llambiasii
¿*Mesosingeria* sp.	¿*Mesosingeria* sp.	
cf. *Ticoa* sp.	*Ticoa* sp.	

ras y polen dominada por *Cyatheacidites tectifera* Archangelsky y Gamerro y *Polypodiaceoisporites elegans* Archangelsky y Gamerro. De acuerdo a la mencionada autora, la asociación B abarca el Hauteriviano y Barremiano, por cuanto, los estratos de President Head asignados por Fuenzalida et al. (1972) tendrían una edad más joven.

Césari et al. (1998) describen la primera evidencia de pentoxylales en la Antártida, *Carnoconites llambiasii* Césari sp. nov. (correspondiente a una fructificación), hallazgo este que cuenta con importante interés paleogeográfico puesto que los únicos antecedentes de este grupo de gimnospermas de edad jurásica-cretácica temprana han sido encontrados en Nueva Zelandia, Australia y la India. El hallazgo fue realizado en la quebrada Zig Zag, en las cercanías del cerro Falso Negro.

Césari et al. (1999) presentan la paleoflora del Cretácico inferior de península Byers, la cual es comparada con las descriptas por Hernández y Azcárate (1971) y por Baldoni (1981).

Césari et al. (1998, 1999) estiman que las palinofloras del Grupo Byers sugerirían afinidades con el oeste de Australia y Patagonia. Las especies palinológicas sugieren una fuerte relación paleogeográfica entre el Grupo Byers y la Formación Baqueró.

Edades y magmatismo: Askin (1983) describió una asociación palinológica para los niveles volcánicos plantíferos de cerro Negro, correlacionando estos niveles con la Formación Baqueró en la provincia de Santa Cruz, que Archangelsky et al. (1984) refieren al Aptiano, pudiendo alcanzar sus términos basales el Barremiano. Duane (1994) asigna la Formación President Beaches al Berriasiano temprano, en tanto que la Formación Chester Cone en su sección superior al Berriasiano tardío - Valanginiano. La edad K/Ar obtenida por Párica et al. (1997) para una ignimbrita basal de composición dacítica (Salani et al., 1997) de la Formación Cerro Negro, de 125 ± 7 Ma aflorante en las cercanías del Chester Cone, estaría ubicando la base de esta formación en el Hauteriviano-Barremiano, Hathway (1997) cita edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ sobre tobas basales de la formación de 120,3 ± 2,2 Ma, en tanto que sobre clastos ignimbríticos de los conglomerados basales obtuvo 119,4 ± 0,6 Ma y 119,1 ± 0,8 Ma. En plagioclasas de la sección superior obtuvo una edad de 119 ± 3 Ma.

El magmatismo de la península Byers es intenso, con expresiones cretácicas y terciarias. Es significativa la presencia de cuerpos básicos, descriptos por Remesal et al. (1997). Tienen un desarrollo variable de disyunción columnar y petrográficamente son rocas básicas compuestas por una mineralogía sencilla basada en plagioclasas, piroxenos y olivina, con importantes procesos deutéricos entre los que sobresalen reemplazos pseudomórficos en feldespatos y olivinas.

Como expresión de los últimos eventos magmáticos los cerros Sealer, Negro, Clark y Penca se destacan en la península por su altura relativa y estructura. Las alturas de estos cerros promedian los 100 a 200 m sobre el nivel del mar; el más bajo es el Sealer con una altura medida de 91 m y el más alto el Penca con 217 metros.

El cerro Penca está emplazado sobre la costa norte de la península, mientras que los cerros Sealer, Negro y Clark, de planta aproximadamente circular, se distribuyen de oeste a este sobre la costa sur (Figura 33). La disyunción columnar es un rasgo común a todos. Las columnas son más finas en el cerro Negro (30 cm) que en el Sealer (50cm), aunque en ambos la disyunción está muy bien definida. El cerro Negro presenta además marcas, en forma de bandas, perpendiculares a las columnas, conocidas como estructuras de cincel (James, 1920). Las bandas son de pocos centímetros de espesor (3-4cm) y aproximadamente paralelas a las superficies de enfriamiento. Ryan y Sammis (1978) atribuyen estas marcas a la propagación progresiva de fracturas en el cuerpo de roca en enfriamiento y proponen el nombre de estriaciones (Remesal et al., 1997). El cerro Negro fue datado por Pankhurst et al. (1980) por K-Ar, quienes obtuvieron dos edades, 89±4 Ma y 95±5, el Sealer Hill, 108±4 y 109±4 Ma. En las proximidades del Chester Cone se yergue, con menor porte, el cerro Usnea, también un cuerpo básico descripto por Remesal et al. (1997) y datado por Párica et al. (1997) en 92 ± 5 Ma.

El nunatak Clark es un cuerpo dómico con disyunción columnar que emerge del glaciar Rotch.

El cerro Penca fue definido por Valenzuela y Hervé (1972) como un *sill* lenticular de composición variable. Este cuerpo desarrolla estructuras de flujo horizontales, disyunción columnar menos definida y a diferencia del resto tiene vesiculación profusa con rellenos amigdaloides variados. Por su forma irregular podría asimilarse a una colada que se asocia en su base a una autobrecha (Remesal et al., 1997).

El Chester Cone, caracterizado por una plana circular, corresponde a un *plug* andesítico, que fue datado por Pankhurst et al. (1980) por K/Ar con tres edades, la más antigua de 132±5 Ma y las dos más jóvenes de 113±4 Ma y 110±4 Ma. Además Smellie et al. (1984) presentan una errocrona Rb/Sr con una edad de 111±4 Ma y una relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7051 (MSWD del gráfico de evolución isotópica = 6.5). El cerro Usnea, también un *plug* andesítico, fue datado por Párica et al. (1997), por K-Ar sobre roca total, habiendo obtenido una edad de 92±5 Ma.

Un *sill* basáltico ubicado en el promontorio Ray arrojó una edad de 128±4 Ma, y un dique andesítico de la misma localidad 123±5 Ma (Pankhurst et al., 1980). Este autor en roca Vietor dató lavas basálticas y basandesitas en 108 ±4, 106±4 y 86 ±3 Ma.

Otras edades obtenidas por Pankhurst et al. (1980) en flujos lávicos en el sector oriental de la península Byers han sido de 94±3 Ma, 79±3 Ma, 76±3 Ma, 77±3 Ma y 74±3 Ma.

ISLA BAJA

Afloran microadamellitas, granodioritas e intrusivos microtonalíticos. Granodioritas aflorantes en el cabo Wallace fueron datadas por Smellie et al. (1984) con una edad de 121±3 Ma y una microadamellita de las cercanías del cabo Hooker en 120±5 Ma.

ISLA MEDIA LUNA

Complejo Plutónico-Volcánico de la isla de la Media Luna, el que se encuentra compuesto por un conjunto de cuerpos gábricos de reducidas dimensiones, tonalíticos y volcanitas lávicas básicas y mesosilícicas asociadas (Smellie et al., 1984, Parada et al., 1987). Los gabros son de grano medio, color gris oscuro encontrándose atravesados por venas y diques de reducido espesor (Párica et al., 1994). Geoquímicamente son subalcalinos, con bajas relaciones Rb/Zr y contenidos de Y que se apartan de los valores promedio para rocas equivalentes del arco de edad mesozoica-terciaria en

las islas Shetland del Sur, y valores de Y, Nb y Rb que enmarcan a estos granitoides dentro del ambiente de subducción al oeste del mar de la Flota-estrecho del Bransfield (Párica et al., 1994).

Una tonalita datada en esta isla por el método K-Ar ha dado una edad de 105 Ma (Grikurov et al., 1970).

ISLA GREENWICH, ROBERT, NELSON Y DEE

Conjuntamente con el extremo oriental de la isla Livingston y Media Luna, en la isla Greenwich afloran lavas estratificadas de composición andesítica y basáltica, y algunos bancos clásticos estériles. Existen numerosas mineralizaciones de epidoto y pirita. Éstas, sin una denominación formal, son cubiertas por la Formación Coppermine.

Formación Coppermine

Se halla expuesta en su localidad tipo (Smellie et al., 1984), en el área comprendida entre Fort William (isla Robert) y Mitchell Cove, en la zona occidental de la isla Robert, aunque también se encuentran buenas exposiciones en el nordeste de la isla, en punta Hammer, en punta Kitchen y en la isla Dee. En la localidad tipo, las rocas dominantes son lavas basálticas olivínicas con espesores que oscilan entre los 5 y los 7 m, con presencia de facies escoriáceas de coloración rojiza. Caballero y Fourcade (1959) describen en la caleta Mina de Cobre (en península Coppermine) a las facies clásticas como conglomerados de origen volcaniclástico. En punta Kitchen y en la isla Dee afloran aglomerados polimícticos de coloración verdosa.

Existen una serie de intrusiones distribuidas ampliamente que se encuentran caracterizadas por bandas paralelas de color castaño oscuro y castaño pálido, colores que en la mayoría de los casos se corresponden con las durezas relativas de la roca. Las bandas más blandas por lo general duplican en espesor a las más duras y contienen abundantes arcillas y zeolitas. La alteración probablemente corresponda a un origen deutérico. Son frecuentes las amígdalas epidotizadas. En cambio, en las bandas más duras estas últimas son inexistentes. Los pares de bandas son normalmente paralelos a los bordes de las intrusiones y tienen entre uno y dos metros de espesor.

ISLA 25 DE MAYO (KING GEORGE)

Esta isla, la más extensa de las Shetland del Sur, conocida con el nombre de isla 25 de Mayo según la toponimia argentina, y King George para la toponimia internacional, cuenta esencialmente con una sola unidad de edad cretácica, la Formación Fildes, con localidad tipo en la península homónima.

La ***Formación Fildes*** (Barton, 1965) está constituida por volcanitas, y se divide en tres miembros como vemos en el Cuadro 7.

Edades: las edades K/Ar que se han obtenido para la Formación Fildes son resumidas en el Cuadro 8.

ISLAS ARGENTINAS

La geología de las islas Argentinas ha sido descripta por Elliot (1964). Aflora un plutón granodiorítico, que intruye lavas andesíticas y rocas piroclásticas asignadas al Grupo Volcánico Antarctic Península, observándose fenómenos térmicos de contacto. Este cuerpo ha sido datado a través de una isocrona Rb-Sr por Gledhill et al. (1982) en 72 ± 1 Ma.

BAHÍA MARGARITA, ISLA ALEJANDRO, ISLAS DEBENHAM

Principales rasgos geológicos

El área de bahía Margarita y las islas Debenham se halla esencialmente conformada por gneises biotíticos bandeados y granitos gnéisicos atravesados por diques de composición basáltica no deformados, "Gneises de Bahía Margarita" (Adie, 1957). Las principales estructuras determinadas son pequeñas fallas con orientación NO-SE. Adie (1957) describe la presencia de granitos rosados y blancos atravesando un basamento complejo.

Petrográficamente las metamorfitas del basamento comprenden gneises biotíticos bandeados portadores localmente de xenolitos de esquistos hornblendíferos. Los gneises del islote se encuentran inyectados por material granítico cuarzo feldespático de color rosado, particularmente hacia la zona oriental, donde los gneises bandeados adquieren el aspecto de "granitos" bandeados. Son frecuentes las recristalizaciones, particularmente en las zonas inyectadas. Al microscopio se reconocen texturas esquistosas definidas por la biotita, mineral que resulta ser el máfico dominante y se encuentra parcialmente cloritizada particularmente en las zonas donde la epidotización es más marcada. Se encuentran hacia la zona central del islote afloramientos con núcleos de prehnita. La plagioclasa es de composición andesina-oligoclasa. Con ex-

CUADRO 7. CARACTERIZACIÓN DE LA FORMACIÓN FILDES, ISLA 25 DE MAYO.

Miembro	*Descripción*	*Relaciones de campo*
Superior	Lavas andesíticas y dacíticas afíricas y microporfíricas.	Apoyado sobre el miembro medio, el techo no se encuentra expuesto.
Medio	Volcanoclastitas (localmente portadoras de plantas) con escasas lavas basálticas y andesíticas.	La base no se halla expuesta, se encuentra en relación estructural con el miembro inferior (fallamiento).
Inferior	Basaltos porfíricos y andesitas interdigitadas lateralmente con volcanoclastitas .	Base y techo desconocidos.

CUADRO 8. EDADES RADIMÉTRICAS OBTENIDAS PARA LA FORMACIÓN FILDES.

Localidad	Litología	Edad y error (Ma)	Referencia
Pla. Fildes (sur)	lava basáltica	84	Grikurov et al., 1970
Pla. Fildes (sur)	lava basáltica	66±2	Watts, 1982
Pla. Fildes (sur)	lava basáltica	109±2	Watts, 1982
Pla. Fildes (sur)	dique basáltico	81±5	Watts, 1982
Pla. Fildes (sur)	lava andesítica	109±10	Valencio et al., 1979
Pla. Fildes (sur)	lava andesítica	88±5	Valencio et al., 1979

cepción de las inyecciones cuarzo feldespáticas, el feldespato potásico es escaso, por lo general intersticial. El cuarzo, ameboidal, presenta extinción ondulosa, con textura frecuentemente sacaroide. Entre los minerales accesorios se ha determinado la presencia de apatita, como inclusiones dentro de la plagioclasa, y escasos zircones, que observados con grandes aumentos, por lo general son policíclicos. Asimismo por sectores se observan texturas porfiroblásticas.

Análisis radimétricos: en la isla Stonington Gledhill y Rex (1982) presentan una isocrona sobre roca total de granitos rosados y grises de 119±1 Ma; en esta misma isla Grikurov et al. (1966) citan edades Rb-Sr con relación inicial asumida de 115±10 Ma y 105±15 Ma.

Gledhill y Rex (1982) presentan una isocrona Rb-Sr de 109±1 Ma para granitos rosados de grano grueso de las islas Debenham; Halpern (1972) menciona edades Rb-Sr con relaciones iniciales asumidas de 98±15 y 115±10 Ma.

Para el islote Barry se han determinado dos edades K-Ar (Párica et al., 1997): 77±4 Ma sobre gneises y 106±5 Ma sobre granitoides, constituyendo estas edades dos valores relativamente representativos para el grupo de las islas Debenham.

ISLA ALEJANDRO

Formación Fossil Bluff

Aflorante en el sector oriental de la isla, está constituida por conglomerados, areniscas y pelitas marinas, en secuencias rítmicas. Es portadora de amonites, belemnites y bivalvos (Taylor et al., 1979) pertenecientes al Jurásico superior - Cretácico inferior. Crame (1983) expone la presencia de *Retroceramus* como género representante del Jurásico superior, que se encuentra también en los niveles inferiores del Cretácico en los acantilados Callisto y Tambaugh con la especie *Retroceramus everesti* (Oppel). Crame (1982) indica que este género es representativo del límite Jurásico - Cretácico en numerosas localidades del hemisferio austral. En niveles levemente superiores en Ablation Valley se han encontrado ejemplares de *Inoceramus*, asignados a *Inoceramus ovatus* de edad berriasiana-valanginiana según determinaciones de Pokhialainen (1974). En las localidades K y D ha sido hallado el género *Anopaea trapezoidalis* Thomson y Willey, asignado al Neocomiano sin diferenciación (Crame, 1983).

Los niveles inferiores de la Formación Fossil Bluff se caracterizan por la presencia de *Inoceramus neocomiensis* d'Orbigny; hacia niveles más altos se encuentran grupos de *Inoceramus* de carácter más cosmopolita. En los acantilados Waitabit se ha determinado la existencia de especímenes de *Gryphaeoides* que pueden ser vinculados a *Inoceramus concentricus* Parkinson, en algunos casos formas típicamente cenomanianas. En el acantilado Keystone se ha encontrado un ejemplar de *Inoceramus anglicus* Woods, similar a *I. anglicus* Pergament del Albiano de Kamchatka (Pergament, 1965). En las secciones más elevadas se ha determinado la presencia de *Anopaea mandibula* de edad albiana.

Las edades sugeridas para los inocerámidos de los niveles más altos de la Formación Fossil Bluff son concordantes con las especies de amonites halladas, *Aconoceras* sp., *Theganeceras* sp., *Acrioceras* sp., de la localidad D, con afinidades barremianas-aptianas, tal como *Sanmartinoceras* sp. presente en los acantilados Waitabit (Thomson, 1981). En esta misma localidad en los niveles más altos se describe la presencia de *Eotetragonites,* que junto a *Ptychoceras* y *Hemihoplites* del acantilado Keystone, son asignados al Aptiano alto (Crame, 1983).

PLUTONISMO CRETÁCICO DEL SUR DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Sobre la costa Lassiter y zona oriental de la tierra de Ellsworth fueron datados cronológicamente una serie de stocks y batolitos de composición calcoalcalina por Pankhurst y Rowley (1987), los cuales se encuentran en un rango que va desde las composiciones graníticas y granodioríticas hasta gabros (Vennun y Rowley, 1986). (Cuadro 9).

El marco geológico de esta zona ha sido definido por Williams et al. (1972), Rowley y Williams (1982) y Rowley

CUADRO 9. EDADES RADIMÉTRICAS PARA LA COSTA LASSITER

Localidad	Edad Rb/Sr Ma (Diagrama/Isocrona)	MSWD
Plutón Werner	108,8 ± 4,8	2,1
Plutón Crowell[1]	95,9 ± 1,4	-
Plutón Nunatak Copper	97,1 ± 2,2	0,6
Plutón Mc Laughlin	107,6 ± 1,1	0,2
Plutón Terwileger	99,8 ± 1,0	1,2
Plutón Haggerty[1]	112,6 ± 1,2	-
Plutón Witte[1]	106,5 ± 1,1	-
Plutón Smart[2]	101 ± 1,2	-
Plutón Edward	104 ± 11	0,1
Plutón Behrendt occidental	109,6 ± 1,1	1,3
Plutón FitzGerald sudoccidental	113,3 ± 4,2	5,2
Plutón FitzGerald norte	128,3 ± 5,3	2,6

[1] Edades calculadas en base a diagramas con dos muestras.
[2] Edad modelo calculada para una relación inicial 0,705.

et al. (1983, 1985). Las rocas de la región están dominadas por productos de una larga subducción temporal relacionada a un arco magmático comparable al norte de la península antártica (Adie, 1955; Saunders y Tarney, 1982), aunque éste exhibe un intervalo más corto de magmatismo restringido a dos episodios principales. El primero de ellos, de edad jurásica media-tardía, predominantemente volcánico, en tanto que el segundo episodio ígneo es esencialmente plutónico, sin volcanismo contemporáneo (Pankhurst y Rowley, 1987).

Caracterización petrológica y petrogenética: de acuerdo a Vennun y Rowley (1986), las rocas aflorantes en la costa Lassiter son esencialmente calcoalcalinas, granitoides de Tipo-I y composición característicamente andina. Los términos granodioríticos son los más comunes, con transiciones a monzonitas cuarcíferas y granitos, hacia los estadios terminales de algunos plutones. Las concentraciones de elementos del tipo LIL como así también las relaciones LIL/HFS se incrementan con la diferenciación. Los patrones para los REE son indicativos de escaso fraccionamiento en las rocas más básicas, las LREE como la relación LREE/HREE se incrementa marcadamente en las rocas intermedias (Vennun y Rowley, 1986). En los términos diferenciados más félsicos, las LREE eventualmente se encuentran atenuados. Las anomalías de Eu en general son muy leves.

ISLAS ORCADAS DEL SUR

En el sector nororiental del Sector Antártico Argentino se encuentra el archipiélago de las islas Orcadas del Sur, en las que afloran metamorfitas en las islas Coronación, Signy, Powell e Inaccesible (Thomson, 1974; Matthews y Mailing, 1967; Dalziel, 1974 y Dalziel et al., 1977), que son cubiertas discordantemente por sedimentos clásticos a los que Thomson (1975) y Thomson y Wiley (1975) asignan edad jurásica superior-cretácica. Si bien no existen evidencias directas para una ubicación precisa de los sedimentitas, su posicionamiento temporal se infiere a través de las edades radimétricas obtenidas sobre las metamorfitas, Miller (1960) obtiene edades K-Ar sobre biotita de los esquistos de la isla Signy, entre 180 y 200 Ma; Grikurov et al. (1967) citan una edad de 200 Ma en base a dataciones K-Ar sobre roca total y plagioclasa, Rex y Tanner (1973) obtienen una isocrona Rb-Sr sobre roca total que arroja una edad de 300±50 Ma para esquistos de la isla Signy, y finalmente Rex (1976) expone una edad de 286±75 Ma Rb-Sr en una isocrona sobre roca total de los esquistos de la isla Signy, en tanto que la misma roca, por K-Ar aportó datos entre 177 y 189 Ma.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ADIE, R.J., 1955. The petrology of Graham Land II: The Andean Granite Gabbro Intrusive Suite. London. Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Report 12:1-39.

ADIE, R.J., 1957. The petrology of Graham Land III: metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Report 20: 1-26.

ANDERSON, G.J., 1906. On the Geology of Graham Land. Geological Institute University Upsala, 7: 19-71.

ARAYA, R. y HERVÉ, F., 1965. Serie sedimentaria volcánica con plantas en las Islas Snow y Livingston. Sociedad Geológica de Chile, Resúmenes 10 1-3.

ARAYA, R. y HERVÉ, F., 1966. Estudio geomorfológico y geológico en las islas Shetland del Sur, Antártida. Instituto Antártico Chileno, Publicación Nº 8, 76 pp.

ARCHANGELSKI, S., BALDONI, A., GAMERRO, J.C., y SEILER, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. Ameghiniana 21: 15-33.

ASCHCROFT, W.A., 1972. Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. British Antarctic Survey Scientific Reports 66:1-43.

ASKIN, R.A., 1983. Campanian palinomorphs from James Ross and Vega Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United States 18 (5): 63-64.

ASKIN, R.A., 1988. Campanian to Paleocene palynological sucession of Seymour and adjacent island, northeastern Antarctic Peninsula. En: Feldman, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geological Society of America, Memoir 169: 131-153

BALDONI, A., 1981. Tafofloras jurásicas y eocretácicas de América del Sur. En: Volkheimer, W. (Ed.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 359-391.

BALDONI, A., 1992. Palinología de la Formación Santa Marta, Cretácico superior de la isla James Ross, Antártida. El Cretácico superior del sudeste de la isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la isla James Ross, Instituto Antártico Argentino, 359-374.

BALDONI, A. y ARCHANGELSKI, S., 1980. Breve nota sobre el material paleobotánico del nunatak Pedersen. (informe inédito) Instituto Antártico Argentino.

BALDONI, A.M. y ARCHANGELSKY, S., 1983. Palinología de la Formación Springhill (Cretácico inferior), subsuelo de Argentina y Chile Austral. Revista Española de Micropaleontología, 15: 47-101.

BARKER, P.F. y GRIFFITHS, D.H., 1972. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A271: 151-183.

BARTON, C.M., 1965. The Geology of the South Shetland Islands. III. The stratigraphy of King George Island. British Antarctic Survey Scientific Report 44:1-33.

BIBBY, J.S., 1966. The stratigraphy of part of northeast Graham Land and the James Ross Island Group. British Antarctic Survey Scientific Report 53:1-37.

BUATOIS, L.A. y LÓPEZ ANGRIMAN, A.O., 1991. The ichnology of a submarine braided channel complex: the Whisky Bay Formation, Cretaceous of James Ross Island, Antarctica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 93.

CABALERI, N., SALANI, F., REMESAL, M. y PÁRICA C. , 1994. Modelo deposicional de la secuencia carbonática lacustre del sur de península Byers, isla Livingston, Antártida. Terceras Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino, 213-216.

CABALERI, N., PÁRICA, C., REMESAL, M., SALANI, F. y VALENCIO, S. , 1997. The Lava-Sedimentary Mesozoic Association of Lacustrine Environment of Byers Peninsula, South Shetland Islands. Terra Antarctica. The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 361-366.

CABALLERO, M.A. y FOURCADE, N.H., 1959. Observaciones geológicas en la caleta Mina de Cobre, islas Shetland del Sur. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino, 23: 1-39.

CÉSARI, S.N., PÁRICA, C.A., REMESAL, M. y SALANI, F.M. , 1998. First evidence of Pentoxylales in Antarctica. Cretaceous Research, 19: 733-743.

CÉSARI, S.N., PÁRICA, C., REMESAL, M. y SALANI, F.M. , 1999. Paleoflora del Cretácico inferior de península Byers, islas Shetland del Sur, Antártida. Ameghiniana 36 (1): 3-22.

CONCHEYRO, A., OLIVERA, A., SANTILLANA, S., MARENSSI, S. y RINALDI, C. A., 1991.Nanofósiles calcáreaos del Cretácico Superior de la isla Marambio, Antartida. 6º Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos: 825-828.

COVACEVICH, V., 1976. Fauna Valanginiana de Península Byers, Isla Livingston, Antarctica. Revista Geológica de Chile, Nº3, 25-26.

CRAME, J.A., 1982. Late Jurassic inoceramid bivalves from the Antarctic Peninsula and their stratigraphic use. Paleontology 25: 555-603.

CRAME, J.A., 1983. Cretaceous inoceramid bivalves from Antarctica. En: Oliver, R. L., James, P. R. y Jago, J. B. (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. 298-302.

CRAME, J.A., PIRRIE, D., CRAMPTON, J.S. y DUANE, A.M., 1993. Stratigraphy and regional significance of the upper Jurassic-lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. Journal of the Geological Society, 150: 1075-1087.

DALZIEL, I.W.D. 1974. Margins of the Scotia Sea. En: Burk. C.A. y Drake, C.L. (Eds.): The Geology of Continental Margins. New York, Springer-Verlag, 567-580).

DALZIEL, I.W.D., ELLIOT, D.H., THOMSON, J.W., THOMSON, M.R.A., WELLS, N.A. y

ZINSMEISTER, W.J., 1977. Geologic studies in the South Orkney Islands: R/V Hero Cruise 77-1, January 1977. Antarctic Journal U.S., 12, 98-101.

DEL VALLE, R.A., 1991. Evolución geológica de la cuenca mesozoica de pos arco en el extremo noroeste de la península Antártica. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad de Buenos Aires. (Inédita).

DEL VALLE, R.A., y MEDINA, F.A., 1985. La Formación Flora en bahía Botánica (Botany). Instituto Antártico Argentino. Contribución 308: 1-27.

DEL VALLE, R.A. y NUÑEZ, J.H., 1988. Estratigrafía de la región comprendida entre el cerro Torre y el cabo Longing, en el borde NE de la península Antártica. Contribución Instituto Antártico Argentino 332: 1-83.

DEL VALLE, R.A., SCASSO, R.A., MEDINA, F.A. y AMBROSINI, G., 1987. Los estratos cretácicos del nunatak Pedersen y de la península Sobral, península Antártica, Sector Antártico Argentino. Primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. Resúmenes. Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino. s/p.

DESTÉFANI, L., 1988. La expedición española de 1819 y el navío San Telmo. Investigaciones y Ensayos, 38: 77-107. Academia Nacional de la Historia. Buenos Aires.

DICKINSON, W.R. 1973. Sedimentation within and beside Ancient and Modern Magmatic Arcs. En: Dott, R.H. y Shaver, R.H. (Eds.): Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 19: 230-239.

DUANE, A.M., 1994. Prelimirary palynological investigation of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous) Livingston Islands, Antarctic Peninsula. Review of Paleobotany and Palynology 84: 113-120.

DUANE, A. M., 1996. Palynology of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous) of Livingston and Snow island, Antarctic Peninsula: its biostratigraphical and paleoenvironmental significance. Review of Paleobotany and Palynology 91: 241-281.

ELLIOT, D.H., 1964. The petrology of the Argentine Islands. Scientific Report British Antarctic Survey Nº 41: 1-31

ELLIOT, D.H., 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. En: Feldman, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geology and Paleontology of Seymour Island, Geological Society of America. Memoir, 169: 541-555.

ELLIOT, D.H. y TRAUTMAN, T.A., 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula, p. 287-297. En: Craddock, C. (Ed): Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press, Madison.

FARQUHARSON, G.W., 1982a. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. Journal Geological Society London 139: 721-727.

FARQUHARSON, G.W., 1982b. Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. Sedimentolology 29: 717-725.

FARQUHARSON, G.W., 1983. The Nordenskjöld Formation of the northern Antarctic Peninsula: an Upper Jurassic radiolarian mudstone and tuff sequence. British Antarctic Survey Bulletin 60: 1-22

FARQUHARSON, G.W., 1984. Late Mesozoic, nonmarine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). British Antarctic Survey Bulletin 65: 1-32.

FITTE, E., 1962. El descubrimiento de la Antártida, Crónica de los hombres y barcos que exploraron las aguas de las Shetland del Sur. EMECE, Buenos Aires.

FUENZALIDA, H., 1965. Serie sedimentaria volcánica con plantas en las islas Snow y Livingston. B. Información paleobotánica preliminar. Sociedad Geológica de Chile. Resúmenes, Nº 10: 3-4.

FUENZALIDA, H., ARAYA, R. y HERVÉ, F., 1972. Middle Jurassic Flora from north eastern Snow Island, South Shetland Islands. En: Adie, R.J. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Oslo, Universitetsforlaget, 93-8

GLEDHILL, A., REX D.C. y TANNER, P.W.G. , 1982. Rb-Sr and K-Ar gechronology of rocks from the Antarctic Peninsula between Anvers island and Marguerite Bay. En: Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience University Winsconsin Press. Madison, 315-323.

GRACANIN, T., 1983. Geochemistry and geochronology of some Mesozoic igneous rocks from the northern Antarctic Peninsula region. MSc Thesis, Ohio State University, 193 pp. The Ohio State university en: Hathway, B. y Lomas, S.A., 1998. The upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. Cretaceous Research 19: 43-67.

GRIKUROV, G.E., KRYLOV A.Y. y SILIN, Y.I., 1966. Absolute age of certain rocks in the Marguarite Bay region of the Antarctic Peninsula. Academy of Sciences U.S.S.R., Geological sciences section, 171:127-30.

GRIKUROV, G.E., KRYLOV A.Y. y SILIN, Y. I. , 1967. Absolute age of some rocks from the Scotia arc and Alexander I Land (western Antarctica). Academy of Sciences U.S.S.R., Geological sciences section, 172:19-22

GRIKUROV, G.E., KRILOV, A., POLYAKOV, M.M. y TSOVOBUN, Ya.N., 1970. Age of rocks from the northern part of the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands (from data of the potassium argon method). Bulletin Antarctic Expedition 8: 61-68.

HALPERN, M., 1972. Rb-Sr total-rock and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range and Fosdick Mountains. En: Adie, R.J., (Ed.): Antarctic Geology and Geophysical. Oslo, Universitetsforlaget, 197-204.

HARWOOD, D.M., 1988. Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy of Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula. En: Feldman, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geological Society of America, Memoir 169: 55-129.

HATHWAY, B., 1997. Nonmarine sedimentation in an early Cretaceous extensional continental-margin arc, Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. Journal of Sedimentology 67 (4): 686-697.

HATHWAY, B. y LOMAS, S.A., 1998. The upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. Cretaceous Research 19: 43-67.

HERNÁNDEZ, P.J. y AZCÁRATE, V., 1971. Estudio paleobotánico preliminar sobre restos de una tafoflora de la península Byers (Cerro Negro), Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártica. Serie Científica Instituto Antártico Chileno 2(1): 15-50.

HERVÉ, F., GODOY, E. y DAVIDSON, J., 1983. Blueschists relic clinopyroxenes of Smith Island (South Shetland Islands), origin and some tectonic implications. En: Oliver, R. L., James, P. R. y Jago, J. B. (Eds.): Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, Australia. 363-365.

HOBBS, G.J., 1968. The Geology of the South Shetland Islands. IV: The Geology of Livingston Island. British Antarctic Survey Scientific Report 47: 1- 72.

HUBER, B.T., 1986. Foraminiferal evidence of a terminal Cretaceous oceanic event. Geological Society of America, Abstracts with Programs 18 (4): 309-310.

HUBER, B.T., 1988. Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the James Ross Island Region. Antarctic Peninsula. En: Feldman, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geology and Paleontology of Seymour Island, Geological Society of America Memoir 169: 163-252.

INESON, J.R., 1985a. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. Sedimentology 32: 659-670.

INESON, J.R., 1985b. A slope-apron-submarine fan complex in the Lower Cretaceous of Antarctica. International Association Sedimentology, 6th European Regional Meeting, Abstracts: 203-206.

INESON, J.R., 1987. Trace fossils from a submarine fan-slope apron complex in the Cretaceous of James Ross Island, Antarctica. British Antarctic Survey Bulletin 74: 1-16.

INESON, J.R., 1989. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. Sedimentology 36:793-819.

INESON, J.R., CRAME, J.A. y THOMSON, M.R., 1986. Litostratigraphy of the Cretaceous of west James Ross Island, Antarctica. Cretaceous Research 7: 141-159.

JAMES, A., 1920. Factora producing columnar jointing in lavas and its occurrence near Melbourne, Australia. Journal of Geology, 28: 458-469.

LIRIO, J.M., MARENSSI, S.A., SANTILLANA, S.N, MARSHALL, P.A. y RINALDI, C.A., 1989. Marambio Group at the Southeastern part of James Ross Island, Antarctica. Contribuciones Instituto Antártico Argentino, 371: 1-46.

LÓPEZ ANGRIMAN, A.O., 1988. Depósitos areno-conglomerádicos de canales submarinos entrelazados en las Formaciones Kotick Point y Whisky Bay, isla James Ross. Antártida. Serie Científica Instituto Antártico Chileno 38: 67-80.

MACELLARI, C.E., 1984. Late Cretaceous stratigraphy, sedimentology, and macropaleontology os Seymour Island, Antarctic Peninsula. Ph. D. Thesis. The Ohio State University, 599 pp. (Inédito).

MACELLARI, C.E., 1986. Late Campanian-Maastrichtian ammonite fauna from Seymour Island (Antarctic Peninsula). Journal of Paleontology 60 (2) II: 1-55.

MACELLARI, C.E., 1988. Statigraphy, sedimentology, and palaeoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf deltaic sediments of Seymour Island (Antarctic Peninsula) En: Feldman, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geology and Paleontology of Seymour Island, Geological Society of America, Memoir 169: 25-53.

MALAGNINO, E.C., OLIVERO, E.B., RINALDI, C.A. y SPIKERMAN, J.P., 1978. Aspectos geológicos del borde occidental de la isla James Ross, Antártida. Actas 7º Congreso Geológico Argentino 1: 489-503.

MARENSSI, S.A., LIRIO, J.M., SANTILLANA, S.N., MARTINIONI, D. y PALAMARCZUK, S., 1992. El Cretácico superior del sudeste de la isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la isla James Ross, Instituto Antártico Argentino, 77-89.

MARTINIONI, D.R., 1992. La Formación Rabot (Cretácico superior, isla James Ross, Antártida): un ciclo trangresivo regresivo de la plataforma con dominio de procesos de tormenta. El Cretácico superior del sudeste de la isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la isla James Ross, Instituto Antártico Argentino, 101-124.

MATTHEWS, D.H. y MALING, D.H., 1967. The Geology of the South Orkney Islands I, Signy Island. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Reports. London, 25 pp.

MEDINA, F.A. y RAMOS, A.M., 1981. Geología de las inmediaciones del Refugio Ameghino, Tierra de San Martín, península Antártica. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 871-882.

MEDINA, F.A., RINALDI, C.A., DEL VALLE, R. y BALDONI, A.,1982. Edad de la Formación Lower Kotick Point en la isla James Ross, Antártida. Ameghiniana 19 (3-4): 263-272.

MEDINA, F.A., FOURCADE, N.H. y DEL VALLE, R. A., 1983. La fauna del Jurásico superior del Refugio Ameghino y cerro El Manco, península Antártica. Instituto Antártico Argentino, Contribución 293: 1-18.

MEDINA, F.A., BUATOIS, L. y LÓPEZ ANGRIMAN, A., 1992. Estratigrafía de Grupo Gustav en la isla James Ross, Antártida.167-192. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la Isla James Ross Instituto Antártico Argentino. Buenos Aires.

MEDINA, F.A., LIRIO, J.M., MARENSSI, S.A. y STINCO, L.P., 1991. Metaplacenticeras (Ammonoidea) en punta Redonda, isla James Ross, Antártida y su implicancia bioestratigráfica. Contribuciones Instituto Antártico Argentino 369.

MIERS, J., 1820. Account of the discovery of New South Shetland with observations on its importance in a geographical, commercial and political point of view. Edinburgh Philosophical Journal, 9, Pt. 4, Nº. 6, 367-80.

MILLAR, I.L., MILNE, A.J. y WHITHAM, A.C., 1990. Implications of Sm-Nd garnet ages for the stratigraphy of northen Graham Land, Antarctic Peninsula. Zentralblatt fut Geologie und Paleontologie 1: 97-104.

MILLER, J.A., 1960. Potassium-Argon ages of some rocks from the South Atlantic. Nature 187. Nº 4742, 1019-20.

OLIVERO, E.B., 1981. Esquema de zonación de amonites del Cretácico superior del Grupo de las islas James Ross, Antártida. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 897-907.

OLIVERO, E.B., 1984. Nuevos amonites campanianos, de la isla James Ross, Antártida. Ameghiniana 21 (1): 53-84.

OLIVERO, E.B., 1988. Early Campanian heteromorph ammonites from James Ross Island, Antarctica. National Geographical Research 4(2): 259-271.

OLIVERO, E., SCASSO, R.A. y RINALDI, C.A., 1986. Revision of the Marambio Group, James Ross Island, Antarctica. Instituto Antártico Argentino, Contribución 331: 1-27.

OLIVERO. E.B., MARTINIONI, D.R. y MUSSEL, F. J., 1992. Upper Cretaceous sedimentology and biostratigraphy of western Cape Lamb (Vega Island, Antarctica). Implications on sedimentary cycles and evolution of the basin. El Cretácico superior del sudeste de la isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la isla James Ross, Instituto Antártico Argentino, 147-166.

PANKHURST, R.J., 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. Journal Geological Society London, 139: 701-711.

PANKHURST, R.J. y ROWLEY, P.D., 1987. Rb-Sr study of Cretaceous plutons from southern Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land, Antarctica. En: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. y Thomson, J.W. (Eds.): Geological Evolution of Antarctica, World and Regional Geology I, 383-394.

PANKHURST, R.J., WEAVER, S.D., BROOK, M. y SAUNDERS, A.D., 1980. K-Ar chronology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. British Antarctic Survey Bulletin 49: 277-282.

PARADA, M.A., ORSINI, J., HURTADO, A., GARRIDO, I. y SIÑA, A., 1987 . Geología y petrografía del complejo plutovolcánico de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. Revista Instituto Antártico Chileno 36.

PÁRICA, C.A., REMESAL, M. y SALANI, F.M. , 1994. Consideraciones petrológicas de rocas básicas en el sector noreste de la isla de la Media Luna, Shetland del Sur. 3as Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino, 217-223.

PÁRICA, C.A., REMESAL, M.B., RINALDI, C.A. y SALANI,F. M., 1997. Edades K-Ar de los Esquistos de Bahía Margarita en el islote Barry. 4as Jornadas sobre Investigaciones Antárticas. Actas 2: 441-444.

PÁRICA, C.A., REMESAL, M.B., SALANI, F.M. y RINALDI, C.A. , 1997. Edades Potasio Argón del magmatismo de península Byers, isla Livingston, Antártida. 6as Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Actas (1) Resúmenes: 45.

PERGAMENT, M.A., 1965. Inocerams and Cretaceous Stratigraphy of the Pacific region. Geological Institute Nauk, Moskow, 118: 1-122.

PIRRIE, D. y CRAME, J.A., 1995. Late Jurassic palaeogeography and anaerobic-dysaerobic sedimentation in the northen Antarctic Peninsula region. Journal of the Geological Society of London 152: 469-480.

PIRRIE, D., CRAME, J.A., LOMAS, S.A. y RIDING, J.B., 1997. Late Cretaceous stratigraphy of the Admiralty Sound region, James Ross Basin, Antarctica. Cretaceous Research 18: 109-137.

POKHIALAINEN, V.P., 1974. Spreading of the Neocomian Pacific Inoceramidae. Institute of Geology and Geophycis. 20: 174-187. (En ruso).

RAMOS, A.M., MEDINA, F.A., MARTÍNEZ MACCHIAVELLO, J.C.A. y DEL VALLE, R.A., 1980. Informe preliminar sobre las sedimentitas del Cretácico medio de Cabo Welchness, Isla Dundee, Antártida. Contribución Instituto Antártico Argentino 249 : 3-10.

REES, P.M., 1993. Revised interpretation of Mesozoic paleogeography and volcanic evolution in the northern Antarctic Peninsula region. Antarctic Science 5 (1): 77-84.

REMESAL, M.B., PÁRICA, C.A. y SALANI, F.M. , 1991. Petrología de las manifestaciones hipabisales del sector de bahía Sur, isla Livingston, Shetland del Sur. 2as Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Dirección Nacional del Antártico - Instituto Antártico Argentino, 297-302.

REMESAL, M, SALANI, F., PÁRICA, C. y CABALERI, N. 1994. Brechas peperíticas de península Byers. Génesis y Composición. 3as Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino, 209-212.

REMESAL, M., SALANI, F.M., PÁRICA, C.A. y RINALDI, C.A., 1997. Cuerpos ígneos básicos de península Byers, isla Livingston, Shetland del Sur. 4as Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino.

REX, D.C., 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of tha Antarctic Peninsula. British Antarctic Survey Bulletin 43: 49-58.

REX, D.C. y BAKER, P.E., 1973. Age and petrology of the Cornwallis Island granodiorite. British Antarctic Survey Bulletin 32, 55-61.

REX, D.C. y TANNER, P.W.G., 1982. Precambrian Age for gneisses at Cape Meredith in the Falkland islands. En: Campbell Craddock (Ed.): Antarctic Geoscience, Symposium on Antarctic Geology and Geophysics. Madison, Wisconsin, USA. 107-108. The University of Wisconsin Press.

RINALDI, C.A., 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. En: Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. The University of Winsconsin Pres, 281-286.

RINALDI, C.A., MASSABIE, A., MORELLI, J., ROSENMAN, L.H., y DEL VALLE, R.A., 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Contribuciones Científicas Instituto Antártico Argentino 217: 1-37.

RIVANO, S. y CORTÉS, R., 1975. Nota preliminar sobre el hallazgo de rocas metamórficas en la isla Smith (Shetland del Sur, Antártica chilena). Serie Científica Instituto Antártico Chileno 3: 9-14.

RIVANO, S. y CORTÉS, R., 1976. Note on the presence of the lawsonite-sodic amphibole association on Smith Island, South Shetland Islands, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, 29: 34-36.

ROWLEY, P.D. y WILLIAMS, P.L ., 1982. Geology of the Northern Lassiter Coast and Sourthern Black Coast, Antarctic Geoscience. Universyry of Wisconsin Press, Madison.

ROWLEY, P.D., VENNUN, W.R., KELLOG, K.S., LAUDON, T.S., CARRARA, P.E., BOYLES, J.M. y THOMSON, M.R.A., 1983. Geology and plate tectonic setting of the Orville Coast and eastern Ellsworth Land, Antarctica. En: Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. (Eds.): Antarctic Earth Science, Canberra Australian Academy of Science and Cambridge; Cambridge University Press. 245-250.

ROWLEY, W.R., KELLOG, K.S. y VENNUN, P.D., 1985. Geological studies in the English Coast, eastern Ellsworth Land, Antarctica. Antarctic Journal of the United States 19(5), 34-46.

RYAN, M. y SAMMIS, C., 1978. Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt. Geological Society of America Bulletin 89: 1295-1308.

SALANI, F.M., ROBLES HURTADO, G.H. y CONCHEYRO, A., 1997. Los estratos no denominados de punta Kotick, isla James Ross, Antártida: Litofacies y caracterización petrográfica. Cuartas Jornadas sobre investigaciones Antárticas. Actas 2: 243-250.

SAUNDERS, A.D. y TARNEY, J., 1982. Igneous activity in the southern Andes and

northern Antarctic Peninsula - a review. Journal of the Geological Society, London. 139(6): 359-362.

SCASSO, R.A., DEL VALLE, R.A. y AMBROSINI, G., 1986. Caracterización litológica y paleoambiental de las sedimentitas del nunatak Troilo, península Tabarín, Antártida. Dirección Nacional del Antártico - Instituto Antártico Argentino. Contribución 328.

SCASSO, R.A., OLIVERO, E.B. y BUATOIS, L., 1991. Lithofacies, biofacies and ichnoassemblages evolution of a shallow submarine volcaniclastic fan-shelf depositional system (Upper Cretaceous-James Ross Island, Antarctica). Journal of South American Earth Sciences 4 (3): 239-260.

SMELLIE, J.L. y CLARKSON, P.D., 1975. Evidence for pre-Jurassic subduction in Western Antarctica. Nature 258 (5537): 701-702.

SMELLIE, J.L., DAVIES, R.E.S. y THOMSON, M.R.A., 1980. The Geology of a Mesozoic intra-arc secuence on Byers Peninsula. Livingston Island, South Shetland Island. Bulletin, British Antarctic Survey, 50:55-76.

SMELLIE, J.L., PANKHURST, R.J., THOMSON, M.R. y DAVIES, R.E.S., 1984. The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry an Evolution. British Antarctic Survey Scientific Report 87: 1-85.

SMELLIE, J.L., LIESA, M., MUÑOZ, J.A., SABAT, F., PALLAS, R. y WILLAN, R.C.R., 1995. Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. Antarctic Science, 7(1): 99-113.

STIPANICIC, P.M. y BONNETTI, M., 1970. Posiciones estratrigráficas y Edades de las principales floras jurásicas Argentinas. Floras Doggerianas y Málmicas. Ameghiniana 7: 101-108.

SUÁREZ, M. 1976. Plate tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to souther Andes. Geology 4: 211-214.

TAYLOR, B.J., THOMSON, M.R. y WILLEY, L.E., 1979. The Geology of the Ablation Point-Keyston Cliffs area, Alexander Island. Scientific Report, British Antarctic Survey 82: 1-65.

THOMSON, J.W. 1974. The geology of the South Orkney Islands: III. Coronation Island. Scientific Report British Antarctic Survey Bulletin Nº 86, 1-39.

THOMSON, M.R.A. 1975. Fossils from the South Orkney Islands: II. Matthews, Island. Bulletin British Antarctic Survey Nº 40, 75-79.

THOMSON, M.R.A., 1977. New paleontologic evidence of the Triassic sedimentation in west Antarctica. En: Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience The University of Winsconsin Press.

THOMSON, M.R.A. 1981. Antarctica En: Reyment, R.A. y Bengston, P. (Eds.): Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology. Academic Press. London, 269-296.

THOMSON, M.R.A. y WILLEY, L.E., 1975. Fossil from the South Orkney Islands: I. Coronation Island. Scientific Report British Antarctic Survey Bulletin Nº 40: 15-21.

THOMSON, M.R.A. y PANKHURST, R. J., 1983. Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula Region. En: Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. (Eds.): Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, Camberra: 328-333.

THOMSON, M.R.A. y FARQUHARSON, G.W., 1984. Discovery and Significance of the Ammonite Genus Fravrella in the Antarctic Paninsula Area. British Antarctic Survey Bulletin Nº 62: 7-14.

TURNER, F.J., 1981. Metamorphic Petrology 2nd edition, McGraw Hill.

TYRRELL, G.W., 1945. Report on rocks from West Antarctica and Scotia Arc. Discoveries Reports, University Press, Cambridge, 23: 37-102

VALENCIO, D.A., MENDÍA, J.E. y VILAS, J.F., 1979. Palaeomagnetism and Potassium Argon age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, 45: 61-68.

VALENZUELA, E. y HERVÉ, F., 1972. Geology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Oslo Universitetsforlaget, 83-90.

VENNUN, W.R. y ROWLEY, P.D., 1986. Reconoissance geochemistry of the Lassiter Coast Intrusive suite, southern Antarctic Peninsula. Geological Society of America Bulletin 97(12): 1521-1533.

WATTS, D.R., 1982. Potassium-Argon ages and paleomagnetic results from King George Island, South Shetland Islands. En: Craddock, C., (Ed.): Antarctic Geoscience. Madison, University of Wisconsin Press, 255-261.

WILLIAMS, P.L., SCHMIDT, D.L., PLUMMER, C.C. y BROWN, L.E. , 1972. Geology of the Lassieter Coast area, Antarctic Peninsula: preliminary report. En: Adie, R.J. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, Oslo 143-148.

WITHAM, A.G. y DOYLE, P., 1989. Stratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Nordenskjold Formation of eastern Graham Land, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences 2: 371-384.

ZINSMEISTER, W.J., FELDMANN, R.M., WOODBURNE, M.O. y ELLIOT, D.H., 1989. Latest Cretaceous-earliest Tertiary transition on Seymour Island, Antarctica. Journal of Paleontology 63: 731-738.

Recibido: septiembre 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (18):557-612, BUENOS AIRES, 1999

LA SEDIMENTACIÓN Y EL VOLCANISMO TERCIARIOS EN LA PATAGONIA EXTRAANDINA

1. LA SEDIMENTACIÓN EN LA PATAGONIA EXTRAANDINA

Norberto Malumián

Desde el Cretácico terminal y durante el Cenozoico, la Patagonia Extraandina fue inundada por transgresiones atlánticas que alternaron con períodos de sedimentación no marina y erosión. Ha conformado una extensa plataforma continental desarrollada sobre un margen pasivo de muy leve pendiente. Entre sus cuencas, la Austral y la de Ñirihuau, ambas de posición de retroarco, son los exponentes extremos de los rellenos cuencales: la primera contiene más de 1500 m de sedimentitas cenozoicas, que en la región fueguina son casi exclusivamente de ambiente marino; la segunda, es mayormente de desarrollo continental y volcánico.

Si bien algunas transgresiones alcanzaron a cubrir gran parte de la Patagonia, la permanencia del mar fue relativamente breve y sus sedimentos fueron depositados predominantemente en ambientes someros. Dos accidentes paleogeográficos salientes, la «isla del Deseado» y la «península Tehuelche» de Windhausen (1931), han modelado la fisiografía y contribuido al dominio de ambientes y faunas marinas costeras y marginales con influencias mareales. Estas marcadas influencias resultan de las latitudes patagónicas que se caracterizan por acentuadas amplitudes de mareas y de escaso oleaje debido a los vientos dominantes provenientes del oeste. Las sedimentitas continentales, acumuladas en ambientes de planicie, preservan conspicuas faunas endémicas de vertebrados.

El último desmembramiento del Gondwana, junto con la concomitante transformación paleoclimática y paleooceanográfica, en particular la sucedida entre el Eoceno medio y el Oligoceno temprano, se refleja notablemente en la Patagonia, ya que se mantuvo en paleolatitudes australes medias que no superaron en más de 5° a las actuales (cf. Somoza et al., 1995; Beck, 1999). Sus faunas, floras y sedimentitas atestiguan la escalonada declinante temperatura del Cenozoico y el pasaje de un clima paratropical (Cuadro 1), bajo el cual se generaron los extensos yacimientos de carbón que caracterizan al Paleógeno, hacia el actual sistema climático y oceanográfico gobernado por la calota antártica.

Las similitudes en la historia geológica entre la Patagonia y la península Antártica indican que fueron partes integrantes tanto de una misma provincia geológica (Grunov, 1992; Lawer et al., 1992; Shen, 1995) como paleobiogeográfica, por lo menos desde el Cretácico tardío hasta la apertura del pasaje de Drake, acaecida entre el Eoceno tardío y el Mioceno temprano (cf. Woodburne y Zinsmeister, 1984; Dalziel y Elliot, 1982; Barker y Burnell, 1982; Ehrmann y Mackense, 1992; Lawer et al., 1992 y Diester-Haas y Zahn, 1996).

LOS LÍMITES DE LOS SISTEMAS-PERÍODOS

Las diferencias faunísticas, las distancias involucradas, la alternancia de sedimentitas continentales y marinas, sumadas al generalizado carácter somero de las transgresiones, complican la correlación bioestratigráfica entre los estratotipos europeos y las unidades de las latitudes medias, extratropicales y patagónicas. Consecuentemente, es difícil el posicionamiento de los límites de los pisos.

El límite cretácico/paleógeno, el más circunscripto y conocido pasaje, se expone en los vastos afloramientos de la Formación Jagüel en la Patagonia septentrional. Está comprendido dentro de los depósitos regresivos de la primera transgresión atlántica extendida, que iniciada en el Maastrichtiano, permaneció hasta el Paleoceno temprano sin mayores interrupciones. Se desconocen discordancias mayores o magmatismo significativo asociados al límite cretácico/paleógeno (Digregorio y Uliana, 1980; Uliana y Dellapé, 1981; Charrier y Malumián, 1975; Malumián y Ramos, 1984; Spalletti, 1988; Legarreta et al., 1990). Las generalizadas discontinuidades mayores que anteriormente se le atribuyeron han sido restringidas por el registro de biozonas del Maastrichtiano tardío y Daniano temprano (Náñez y Concheyro, 1993). Al igual que en el resto del mundo, se reconoce el característico y drástico cambio de los microfósiles planctónicos calcáreos (Bertels, 1970), y además un particular recambio en los macro y microfósiles bénticos dado por la extinción de las dominantes especies endémicas del Maastrichtiano (Casadío, 1994a; Malumián et al., 1995).

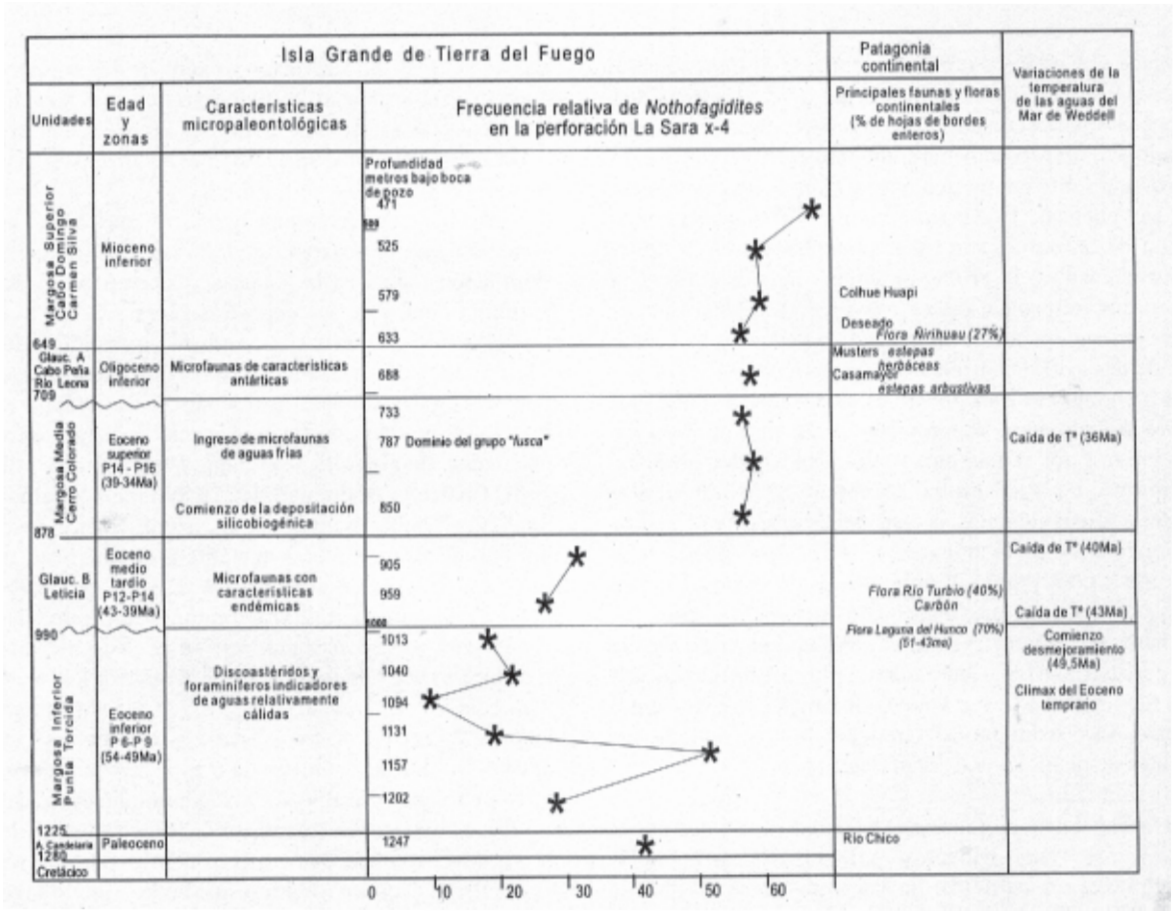
En la región santacruceña de la cuenca Austral, dentro de las secuencias condensadas que contienen al límite, se produce el mismo cambio. Mientras que en la región fueguina, en los términos siliciclásticos que contienen microfaunas de foraminíferos aglutinados con *Rzehakina*, el pasaje no es paleobiológicamente manifiesto y las fuertes discordancias angulares que fueron asociadas por largo tiempo al límite cretácico/paleógeno, en realidad están vinculadas a la fase Incaica del Eoceno cuspidal (cf. Malumián et al., 1994; Olivero y Malumián, 1999); y el pase cretácico/paleógeno se encuentra dentro de una discordancia entre sedimentitas marinas (cf. Martinioni et al., 1996).

El pasaje paleoceno-eoceno se produce dentro de un nivel eustático de mar bajo, que se manifiesta en la Patagonia con una pronunciada regresión iniciada en el Paleoceno tardío y ausencia generalizada de sedimentitas del Eoceno inferior a medio inferior, salvo en el depocentro de la cuenca Austral, con el desarrollo de una marcada discordancia en todas las cuencas patagónicas. En sus comienzos la regresión está asociada aparentemente a un pico de magmatismo menor, pero el límite en sí se encuentra dentro de un lapso de quietud magmática (Malumián et al., 1996). En la cuenca del Golfo de San Jorge, el pasaje se sitúa entre sedimentitas continentales de la Formación Río Chico (Paleoceno superior) y las sedimentitas del Casamayorense (Eoceno tardío, Heizler et al., 1998), en contacto pseudoconcordante que por largo tiempo fue convencionalmente considerado como el límite

Servicio Geológico Minero Argentino - CONICET. Benito Correa 1194, 1107, Buenos Aires.

CUADRO 1. DIAGRAMA DE FRECUENCIA RELATIVA DE *NOTHOFAGIDITES*, POLEN DE *NOTHOFAGUS*, EN MUESTRAS DE INYECCIÓN DE LA PERFORACIÓN LA SARA X-4, ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO, Y SU RELACIÓN CON LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y PRINCIPALES FAUNA Y FLORAS CONTINENTALES.

Nothofagus es un importante y característico componente en los bosques templados del hemisferio sur, el porcentaje de *Nothofagidites*, en el espectro polínico del Cenozoico de Tierra del Fuego, refleja en un simple esquema los cambios climáticos acaecidos. En el Eoceno inferior la proporción de *Nothofagidites* se reduce a un mínimo (1097m). En el Eoceno medio tardío aumenta, y a partir del Eoceno superior (850) mantiene altos valores y el espectro polínico alcanza una semejanza no muy lejana al que da la actual flora templado-fría de Tierra del Fuego. El dominio del grupo de especies "fusca" (787m) es concordante con la mayor caída de temperatura registrada en el mar de Weddell. Los pases de unidades según comunicación verbal (1997) del Dr. S. Kozlowski; pisos, zonas y edades estimadas ajustadas al cuadro 2 y por correlación con unidades aflorantes (cf. Olivero y Malumián, 1999). La Margosa Inferior tiene un espesor anormalmente grande para la región de la perforación La Sara, probablemente debido a complicaciones tectónicas que afectan la lectura de la frecuencia de *Nothofagidites*. Valores de frecuencia de *Nothofagidites* según Menéndez y Caccavari (1975).



paleoceno-eoceno (Marshall et al., 1977). En la cuenca Austral, en el área carbonífera de Río Turbio, una discordancia separa los términos marinos de la Formación Cerro Dorotea (Paleoceno inferior a superior) y de la Formación Río Turbio (Eoceno medio superior) (Malumián y Caramés, 1997); en la región fueguina, un hiato menor separa la Formación Río Claro (Paleoceno superior?) de las Formaciones Punta Torcida y Río Bueno (Eoceno inferior), pero con marcado cambio en el tipo de sedimentación.

El pasaje eoceno/oligoceno es cercano o comprendido dentro de una discordancia mayor relacionada con el diastrofismo de la fase Incaica en el Eoceno cuspidal; en las regiones de la cordillera patagónica y particularmente fueguina, la discordancia es de carácter marcadamente angular, entre capas marinas plegadas del Eoceno superior (zona P15 inclusive) y subhorizontales continentales y marinas del Oligoceno inferior. Está también relacionado con el pulso transgresivo dado por el nivel eustático de mar alto que se inicia en el Eoceno cuspidal, representado por la Formación Elvira, en cuenca del Colorado y las Formaciones San Julián y Cabo Peña en cuenca Austral continental y fueguina. En la cuenca del Golfo, se encontraría entre las sedimentitas continentales del Casamayorense y Mustersense.

El pasaje paleógeno/neógeno es aproximadamente coincidente con la base de la secuencia depositada por una amplia transgresión reconocida en la plataforma atlántica sudamericana (Williams y Hubbard, 1984; Uliana y Biddle, 1988; Malumián y Náñez, 1998) y con un aparente marcado pico de actividad magmática cercano a los 24 Ma (Malumián et al., 1995) (Cuadro 2).

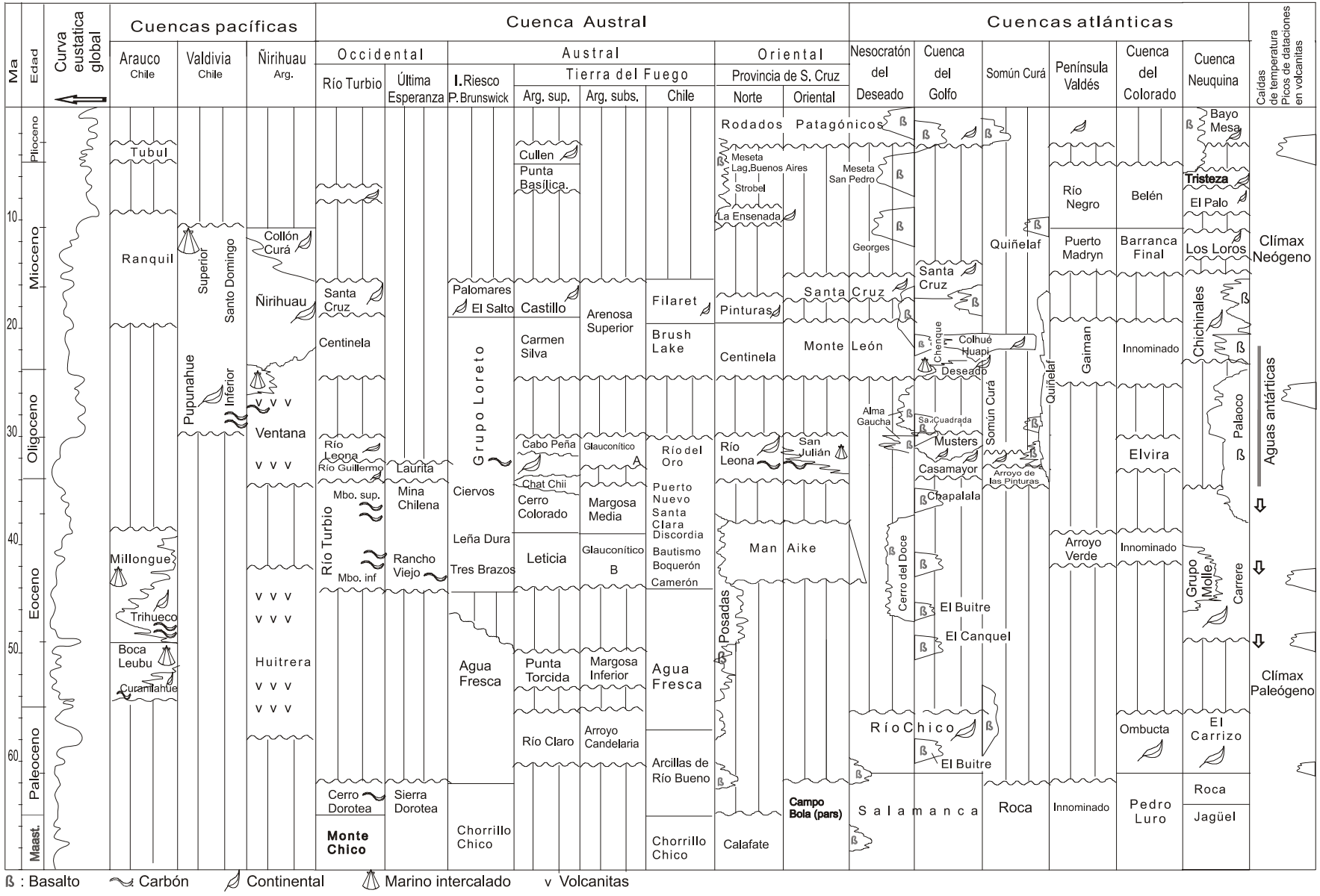
En el Neógeno, el pasaje mioceno/plioceno, próximo a los efectos de la fase diastrófica Quéchuica, se encontraría dentro de discordancias y es coincidente con un pronunciado aumento de la actividad volcánica. El pasaje plio/pleistoceno carece de registros conocidos.

EL PALEOCLIMA, LAS CONDICIONES PALEOOCEANOGRÁFICAS, LAS ASOCIACIONES FÓSILES Y LA PALEOGEOGRAFÍA

La Patagonia, una cuña terrestre en un ámbito oceánico, debe su paleoclima en gran medida a las condiciones de las masas de agua que bañaron sus costas y que estuvieron estrechamente ligadas a la historia del océano austral adyacente. Testimonios indirectos de la evolución climática

CUADRO 2. CUADRO DE CORRELACIÓN GENERAL

Columna 1, Curva eustática global, de Haq et al. (1987); división cronológica según Berggren et al. (1996). Cuenca de Arauco compilado de: Martínez P. (1968, 1971), Pineda (1986). Cuenca de Valdivia, de: Mai (1986), Martínez P. (1990), Martínez P. y Pino M. (1979), Martínez P. y Osorio, R. (1964), Martínez P. y Valenzuela P. (1979). Columna Tierra del Fuego, Chile, de: Natland et al. (1974), Prieto V. y Moraga (1990), Prieto V. (1989-90). Columna Isla Riesco-Península Brunswick, de: Natland et al. (1974). Columna Gran Bajo del Gualicho, de: Lizuain y Sepúlveda (1978). Nesocratón del Deseado, de: Malumián y Palma (1984). Cuencas restantes, ver cuadros respectivos.



cenozoica de la Patagonia se obtienen, entonces, de los estudios isotópicos en el mar de Weddell y la elevación de Maud (Kennett, 1980; Kennett y Barker, 1990; Mackensen y Ehrmann, 1992; Stott et al., 1990).

En el área antártica, dentro del esquema de las escalonadas temperaturas decrecientes cenozoicas, las aguas superficiales fueron frías en el Paleoceno temprano y elevaron la temperatura en el Paleoceno tardío, con un máximo climático en el Eoceno temprano. Durante todo el Paleoceno-Eoceno fueron templadas, aproximadamente subtropicales templadas, nunca estuvieron por debajo de 8-9°C, y el gradiente latitudinal de temperatura fue escaso (Shackleton y Boersma, 1981). El desmejoramiento comenzó en el Eoceno medio temprano (49,5 Ma), coincidente con un florecimiento de la producción de sílice biogénica, con tres caídas marcadas de por lo menos 3°C, la primera a los 43, la segunda a los 40 y la tercera ca. 36 Ma. Durante el Eoceno medio tardío se intensifica el gradiente latitudinal. Con la última caída de temperatura comienza la generación de la psicrósfera. En el Oligoceno temprano se desarrolla la termoclina en la zona del Plateau Malvinas y desciende la temperatura de las aguas intermedias. En el Oligoceno, la Antártida tiene un clima mucho más cálido que el actual, pero estuvo glaciada en parte.

Las sedimentitas con alto contenido de sílice biogénica comienzan a dominar durante el Oligoceno terminal-Mioceno temprano y reflejan el mayor desarrollo de las aguas antárticas superficiales.

Durante el Mioceno temprano inicial, la apariencia polar de los foraminíferos y la drástica reducción de la diversidad del nanoplancton calcáreo en el área antártica contrasta con el leve aumento temporario de la diversidad del plancton calcáreo y de las temperaturas obtenidas según el oxígeno isotópico que reflejan en general, en el área subantártica. En particular, en la plataforma continental argentina (cf. Malumián y Náñez, 1996), se reconoce un aumento de temperatura en el Mioceno medio que se corresponde con el clímax cálido del Neógeno que culmina en la Zona NN5 de Martini (1971) calibrada entre los 13,5 a 15,5 Ma según Berggren et al. (1995).

LAS PALEOFLORAS

Mediante el espectro vegetal se han realizado inferencias paleoclimáticas, en las que clásicamente la abundancia de *Nothofagus* y el correspondiente polen *Nothofagidites* se han interpretado como indicadores de clima frío, y el porcentaje de las hojas de borde entero, como medida de la pluviosidad (cf. Frenguelli, 1953; Volkheimer, 1971; Arguijo y Romero, 1981; Romero, 1986 y Markgraf et al., 1996). En especial, el análisis polínico de frecuencias del Cenozoico fueguino (Menéndez y Caccavari de Filice, 1975a,b), estratigráfica y cronológicamente ajustado al cuadro de correlación (Cuadro 2), es ilustrativo de las variaciones climáticas. Algunas de las características se puntualizan a continuación.

El Daniano de la cuenca del Golfo de San Jorge (46°LS), con comunidades de manglares y forestas tropicales lluviosas (Archangelsky et al., 1969), estuvo vegetado similarmente al actual sur del Brasil, 2000 km al norte. Mientras, en la cuenca Austral (48°-55°LS) se reconoce *Nothofagidites* (cf. Freile, 1972) y se define la Paleoflora Mixta (Romero, 1979, 1986), una provincia fitogeográfica con una aparente mezcla de especies relacionadas con taxones que actualmente habitan en las forestas Neotropicales y en las Subantárticas.

Para el Paleoceno superior, en la cuenca del Golfo de San Jorge, en la sección superior de la Formación Río Chico, con horizontes aluníticos, el espectro polínico comprende pastizales con gramíneas y vegetación arbustiva, e incluye Cycadales que indican un clima por lo menos con una estación seca. La escasa representación de *Nothofagidites*, sospechada de ser en parte alóctona, llamativamente sugiere un desmejoramiento climático respecto al Daniano (Lema et al., 1996).

No se han reconocido tafofloras de indiscutible edad eocena temprana, pero en el subsuelo fueguino (Cuadro 1), dentro de la Margosa Inferior, un mínimo en el contenido de *Nothofagidites* se corresponde con el mayor avance de la flora tropical-subtropical (Menéndez, 1971; Menéndez y Caccavari de Filice, 1975b).

En el Eoceno medio inferior, las paleofloras de la Formación Laguna del Hunco (42°LS), acotadas entre 51 y 43 Ma (Mazzoni et al., 1991), son probablemente posteriores al clímax paleoceno tardío-eoceno temprano y anteceden a la primera gran caída de temperatura; contienen casi el 70% de hojas de bordes enteros, porcentaje compartido con la flora de Lota de la cuenca de Arauco (Chile), que corresponde a una foresta paratropical. Más al sur, en la cuenca Austral, el levemente más joven miembro inferior de la Formación Río Turbio (51°-52°LS) preserva una flora Mixta que incluye por una parte *Nothofagus*, y por otra contiene 40% de hojas de borde entero, y representa a una foresta lluviosa o zona climática cálida húmeda subtropical. Así también, sus troncos indican un clima templado-cálido con condiciones anuales relativamente constantes y regulares (Brea, 1993). En el Eoceno medio superior, en el subsuelo fueguino, el contenido de *Nothofagidites* aumenta abruptamente en el Glauconítico B, y permanecerá alto a partir del Eoceno superior (Margosa Media) y en todo el Neógeno (Glauconítico A y Arenosa Superior).

En el Eoceno cuspidal-Oligoceno temprano, luego de la última caída de temperatura, las paleofloras de las Formaciones Río Guillermo, Río Leona y, en Chile, del Grupo Loreto (51°-53°LS) comprenden características similares, con más de veinticinco especies de fagáceas y plantas asociadas a la región antártica. Presentan un porcentaje de hojas enteras similar al de la Formación Ñirihuau (41°LS); pero contienen hojas de tamaño substancialmente más pequeño. Corresponden a la Asociación V de Markgraf et al. (1996), de carácter subantártico, dominada por *Nothofagus* y taxones representativos de linajes gondwánicos ampliamente distribuidos desde la Antártida hasta el noroeste de la Patagonia y hasta el Presente. En la Formación San Julián (49°LS), el análisis polínico revela un buen desarrollo de palmeras del género *Cupania*, de helechos arborescentes y de protáceas que sugieren condiciones de clima cálido y húmedo (Barreda, 1997a). La Formación Sloggett (55°LS) contiene una asociación integrada mayormente por podocarpáceas, fagáceas y protáceas, que sugiere condiciones templadas a templadas frías y muy húmedas, en bosques cerrados con sotobosque tupido integrado por helechos (Olivero et al., 1998a,b).

En el Oligoceno cuspidal-mioceno temprano, en la Formación Ñirihuau, la paleoflora con 27% de hojas enteras representa una foresta mesofítica de mezcla o a una zona climática húmeda. En la Formación Chenque (46°LS), el contenido polínico comprende taxones de bosque y de vegetación herbácea y arbustiva, y buen desarrollo de bosques

húmedos (Barreda, 1997b); las condiciones de humedad se acentuarían hacia la parte superior de la formación.

A la misma latitud, pero próxima al ámbito andino, en el miembro inferior de la levemente más joven Formación Pinturas (17,7-16,5 Ma), la paleoflora corresponde a bosques templados húmedos dominados por fagáceas y gimnospermas (Zamaloa, 1993).

LAS NANOFLORAS, MICROFAUNAS Y MEGAFAUNAS MARINAS

Los organismos marinos de la Patagonia formaron parte de una provincia faunística austral reconocible desde el Cretácico que incluyó a Nueva Zelandia, Australia y a la Antártida. Su transformación y redistribución en las distintas provincias actuales es el resultado de la diferenciación de las masas de agua y de la dispersión y aislamiento de las faunas marinas durante la segregación final del Gondwana. La actual distribución en la plataforma continental patagónica está regida por las corrientes que la bañan, con una notable distinción dada por la corriente de Malvinas.

Luego de la desaparición de las formas endémicas del Cretácico superior, el mar daniano (Figura 1) albergó una asociación de foraminíferos mayoritariamente cosmopolita del tipo Midway, con algunos representantes de carácter austral como los géneros *Antarcticella* y *Boltovskoyella*; esta asociación se distribuyó con escasas diferencias desde la cuenca del Colorado a la Austral, que reflejan un bajo gradiente latitudinal. La cuenca del Colorado-Neuquina semejaría un mar estrecho con tendencia hipersalina (Barrio, 1990a,b). La cuenca del Golfo de San Jorge se caracterizaría por el dominio de fondos blandos y la Austral por fondos duros (Malumián y Caramés, 1995).

Las megafaunas cenozoicas patagónicas fueron dominadas por moluscos, bivalvos y gastrópodos, en su mayoría de carácter endémico austral.

En cuenca Austral, los gastrópodos danianos mantienen estrechas afinidades con las faunas de similar edad de Nueva Zelandia (Griffin y Hünicken, 1994). En el Maastrichtiano-Daniano, los decápodos reconocidos en la cuenca Neuquina, revelan una fuerte influencia por la dispersión desde fuentes de bajas latitudes atlánticas y tetianas, en marcado contraste con las afinidades de otras faunas pacíficas de altas latitudes (Feldmann et al., 1995); un aspecto similar exhiben los equinodermos, espatangoideos y cassiduloideos, que se caracterizan por su gran porcentaje de elementos del hemisferio norte (Parma, 1996). Mientras que los ostrácodos revelan similitudes con asociaciones del oeste de África (Bertels, 1975a y b).

En el Eoceno temprano, coincidente con la máxima temperatura cenozoica, los foraminíferos planctónicos carenados y los discoastéridos en forma de roseta alcanzaron altas latitudes, como las de la cuenca Austral. Las calizas biogénicas de la Formación Río Bueno, con abundantes briozoos, en latitudes tan altas como en la isla Grande de Tierra del Fuego, preservan al primer representante del género de braquiópodo *Bouchardia*, cuya única especie supérstite habita las costas brasileñas en aguas cálidas entre 20° y 22°C (Manceñido y Griffin, 1988). Aparecen frecuentes niveles con radiolarios cronológicamente coincidentes con el *silica burp* de McGowran (1989), que se seguirán reconociendo hasta el Mioceno temprano.

En el Eoceno medio tardío, aunque persisten ciertas semejanzas con Australasia, se revela un marcado endemismo en los foraminíferos bentónicos de la cuenca Austral, interpretado como producto de la diferenciación en las masas de agua (Malumián, 1994). Los moluscos poseen un aparente alto grado de endemismo (cf. Griffin, 1991). Condiciones de temperatura de aguas templadas a cálidas se infieren por los discoastéridos reconocidos en la parte norte de la cuenca Austral (Concheyro, 1991, 1995); mientras que la abundancia de ostrácodos (cf. Torres y Malumián, 1999) y los episodios antragénicos sugieren que la circulación estuárica imperó desde comienzos del Cenozoico (Figura 2).

En el Eoceno tardío de Tierra del Fuego se produce un notable recambio en las asociaciones de foraminíferos y la aparición de géneros como *Ammoelphidiella*, de neto tipo antártico. En el Eoceno cuspidal-Oligoceno temprano irrumpen los foraminíferos aglutinados, asociados a formas calcáreas corroídas en la denominada Asociación de *Spirosigmoilinella-Martinottiella*, típica de la Formación Cabo Peña, y con menor representación en la Formación San Julián de la provincia de Santa Cruz. La última formación virtualmente carece de moluscos aragoníticos (Beu et al., 1997), señalando, así también, particulares condiciones de preservación del carbonato de calcio. Ambas formaciones, con anomalías en el contenido de fósforo, contienen los últimos nautiloideos reconocidos en el Cenozoico de la Patagonia. La Formación San Julián ha provisto el mayor número de géneros de equinoideos del Cenozoico patagónico.

A partir del Oligoceno aparecen los foraminíferos bénticos del «reino de *Buccella*» *sensu* Boltovskoy, origen de los foraminíferos actuales de la costa patagónica (Malumián y Náñez, 1989).

En el Mioceno temprano, dentro de la transgresión patagoniana y dentro de sus depósitos basales -que representan la mayor profundidad de los ambientes marinos cenozoicos- la Asociación de *Spirosigmoilinella-Martinottiella* se extiende por todas las cuencas hasta la del Colorado, y representa el máximo avance de aguas corrosivas (Malumián y Náñez, 1991). En particular, en la cuenca del Golfo comprende el conspicuo nivel con *Neoinoceramus*. Se produce un marcado aporte de sílice biogénica dentro de la sedimentación en forma de frústulos de diatomeas, radiolarios, espículas silíceas y silicoflagelados (Casanova, 1931; Riggi, 1978), coincidente con la depositación silicobiogénica oceánica (Figuras 3 y 4). Se reconoce la mayor aparente dispersión de géneros de moluscos provenientes de Nueva Zelandia atribuida a la apertura del pasaje Drake (Beu et al., 1997). Las asociaciones de equinoideos, integradas por espatangoideos, clypeasteroideos y equinodermos regulares, comprenden elementos cosmopolitas, australianos, atlánticos y endémicos.

En el Mioceno medio (Figura 5), la marcada diversificación, los discoastéridos y los esfenolitos en el nanoplancton calcáreo y la desaparición de la Asociación de *Spirosigmoilinella-Martinottiella*, son claros indicadores de aguas cálidas que bañaron la plataforma continental (cf. Malumián y Náñez, 1996) en tiempos de la Zona NN5 de Martini (1971) calibrada entre 13,5 a 15,5 Ma según Berggren et al. (1995). Las microfaunas de foraminíferos semejan a las actuales del sur del Brasil, pero no se reconocen foraminíferos grandes, y las formas tropicales como *Amphistegina* llegan sólo hasta la latitud del Uruguay. En la cuenca del Salado se

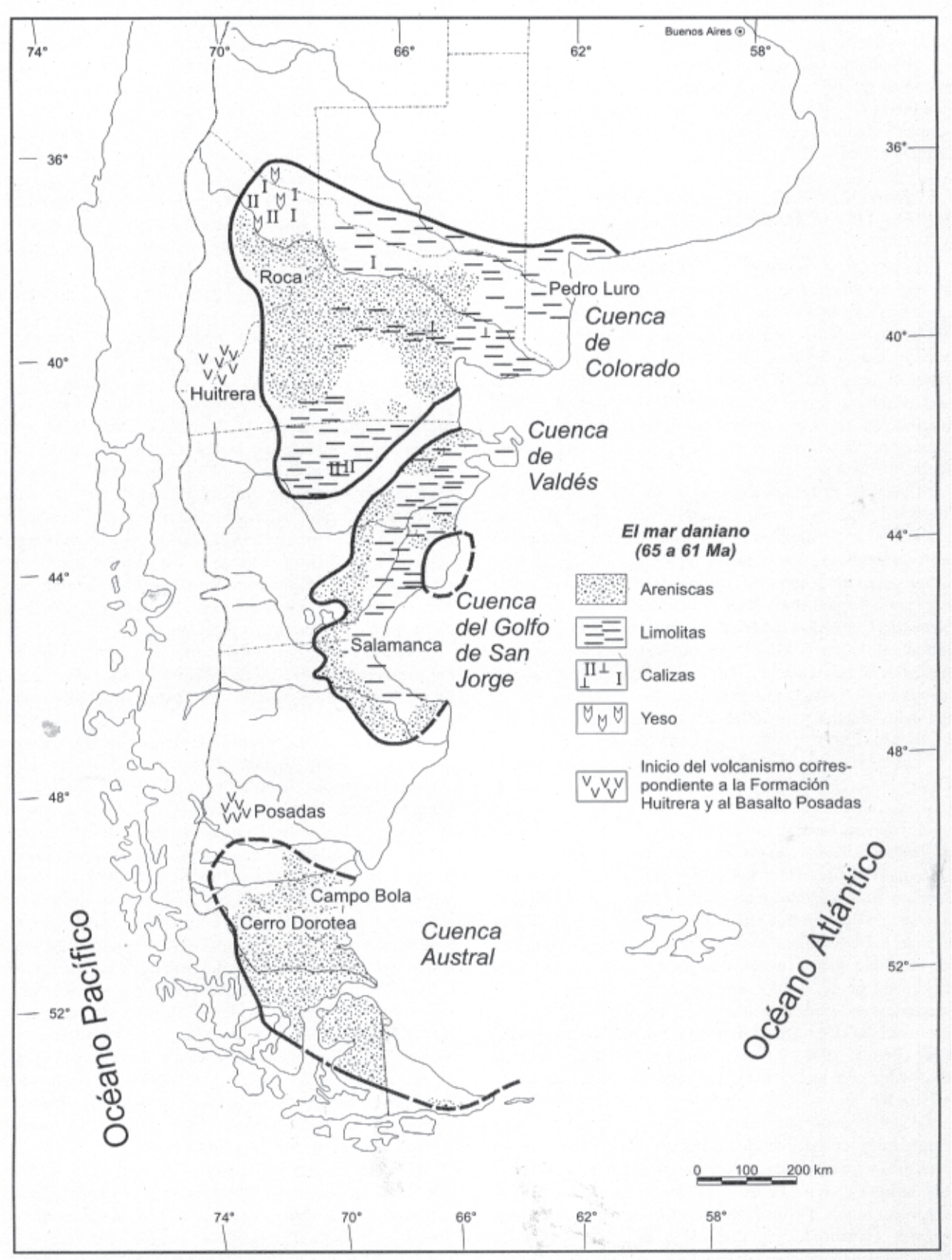


Figura 1. Mapa mar daniano (65-61Ma). El mar daniano es la etapa regresiva de la primera transgresión atlántica reconocida en el Maastrichtiano en la Patagonia. Si bien corresponde a la mayor cobertura marina cenozoica patagónica es sumamente somero. En la cuenca Colorado-Neuquina, bajo efectos de un clima relativamente cálido y seco, en donde dominan aguas hipersalinas, tiene restringida comunicación con el mar abierto, con una circulación antiestuarina. En la cuenca del Golfo, las microfaunas sugieren condiciones disaeróbicas, fondos blandos dominantes, con frecuentes microfaunas monoespecíficas y grandes áreas despobladas que reflejan un dominio mareal de condiciones extremas. En la cuenca Austral, en el borde occidental se reconocen los mayores espesores del Paleoceno marino, en el resto de la cuenca el Paleoceno está restringido al Daniano y se encuentra en secuencias condensadas con frecuentes fondos duros. La configuración del mar daniano en cuenca Austral es conjetural, ya que remanentes de sedimentitas danianas sólo han sido comprobadas a la latitud del área carbonífera de Río Turbio. Las posibles sedimentitas danianas en Tierra del Fuego aparentan haber sido erodadas. Basado en Malumián y Caramés (1995), y mapas provinciales de Chubut, Santa Cruz y Río Negro.

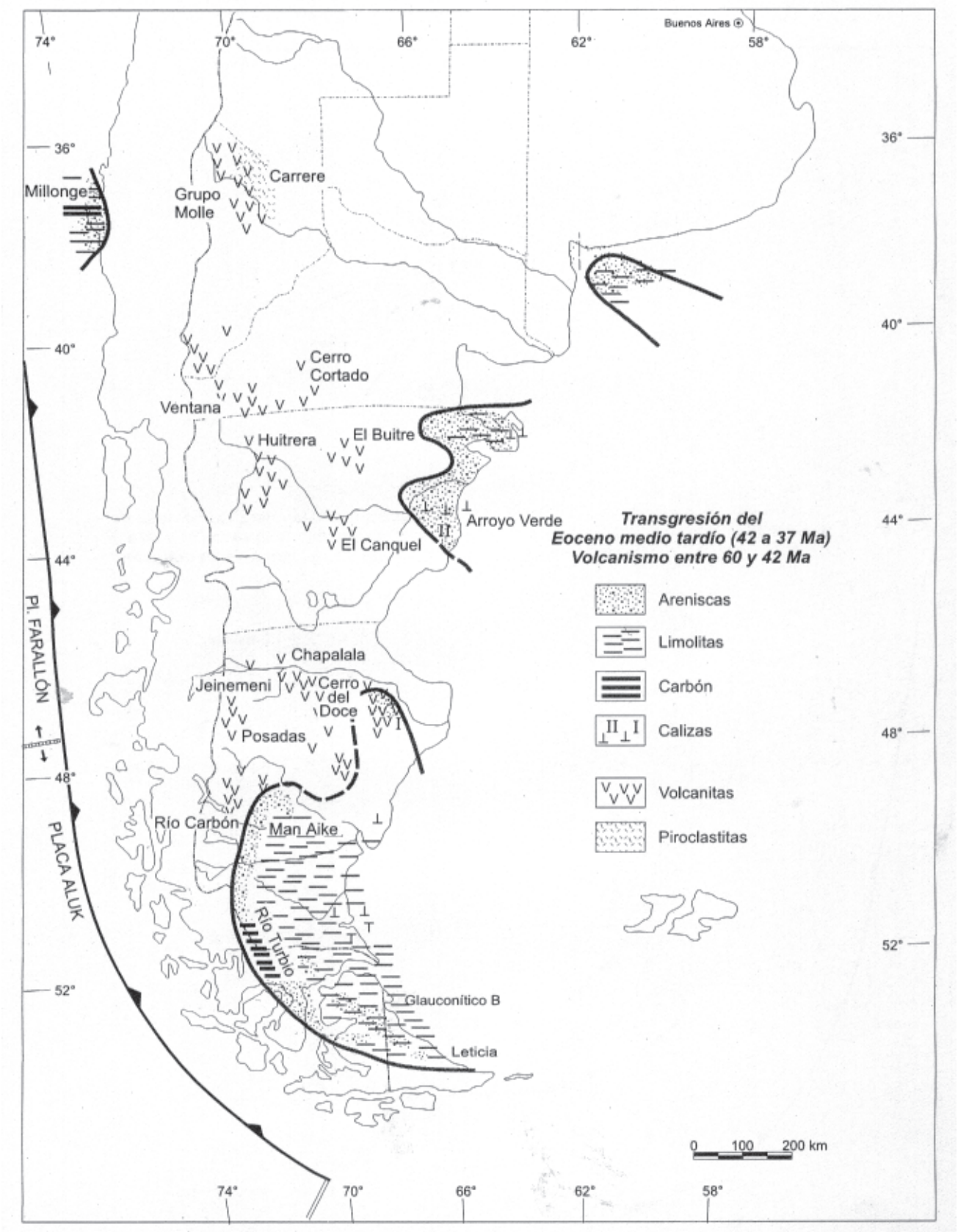


Figura 2. Mapa Eoceno medio (42-37Ma). Luego de la gran regresión correspondiente al Paleoceno tardío-Eoceno temprano, se produce la transgresión eocena media, relativamente reducida, se caracteriza por no haber penetrado en la cuenca del Golfo. Aparentemente, desde la cuenca Austral, alcanzó a interesar ámbitos marginales australes que fueron del dominio de la cuenca del Golfo durante el Paleoceno, sugiriendo un cambio de pendiente regional. La base frecuentemente está marcada por paquetes glauconíticos asociados a grano de cuarzo tamaño arena redondeados. Las costas han sido modeladas por el relieve volcánico existente generado en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, que proveyó de una fuente lítica a los sedimentos marinos que así se diferencian de las litológicamente similares series del Cretácico superior. En cuenca de Valdés y zonas vecinas se reconocen las últimas calizas masivas. El reconocimiento de fauna marina intercalada entre las volcanitas eocenas ha sugerido el ingreso del mar pacífico en la cuenca de Ñirihuau. Sin embargo, no se han reconocido sedimentitas marinas más antiguas al Mioceno en las cuencas chilenas adyacentes que avalen una transgresión pacífica. Basado en Malumián (1993) y Panza et al. (1998).

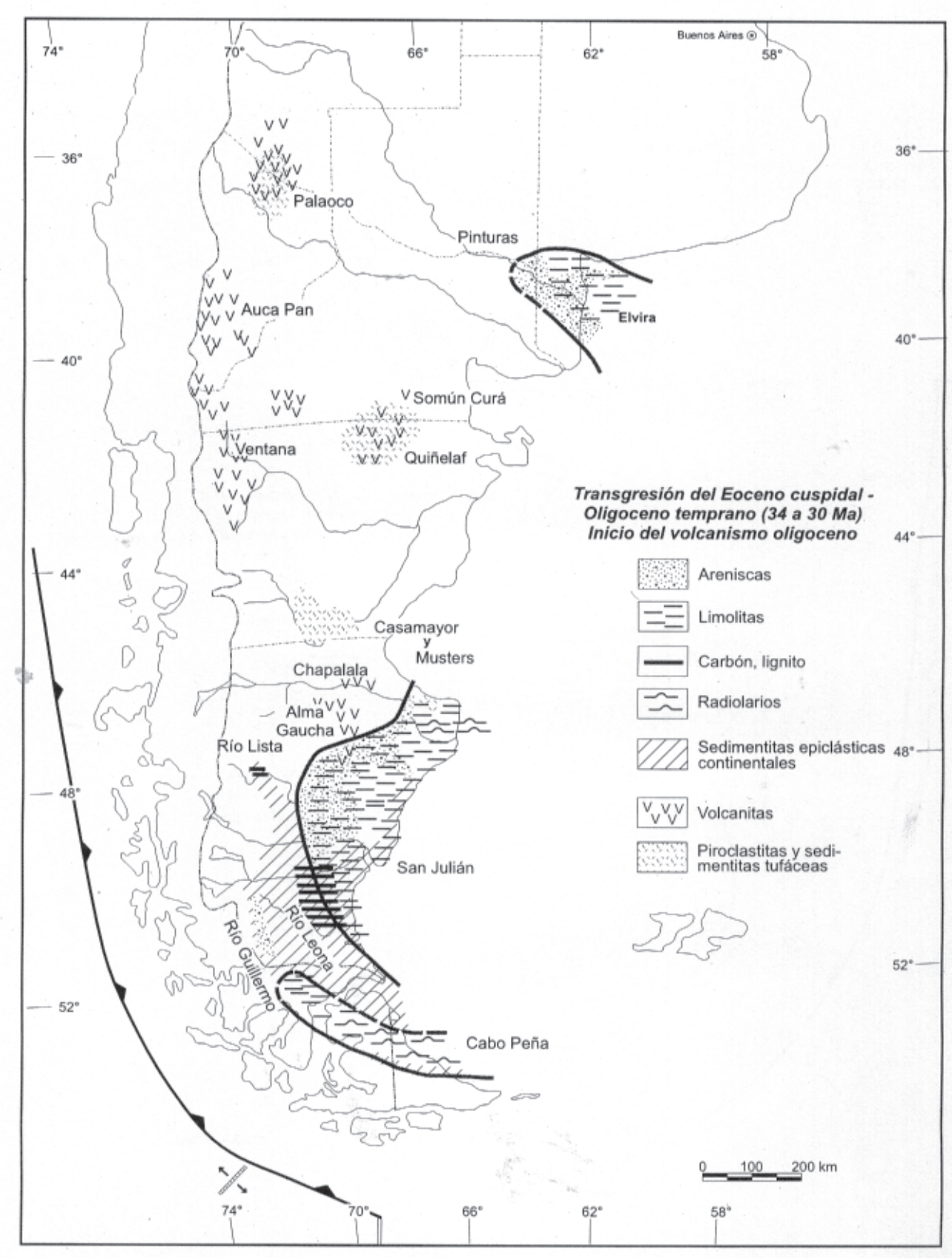


Figura 3. Transgresión del Eoceno cuspidal-Oligoceno temprano (34 a 30Ma). Luego del diastrofismo de la fase Incaica se produce una continentalización representada mayormente por la Formación Río Leona en cuenca Austral, y las sedimentitas del Casamayorense y Mustersense. Resulta así una transgresión menor debido a los efectos contrapuestos del nivel alto del mar en el Oligoceno temprano y al levantamiento producido por la colisión de la dorsal pacífica. Se continúa depositando sílice biogénica, depositación iniciada ya en el Eoceno tardío. Basado en Náñez (1990), Borrello (1956) y perforaciones de YCF.

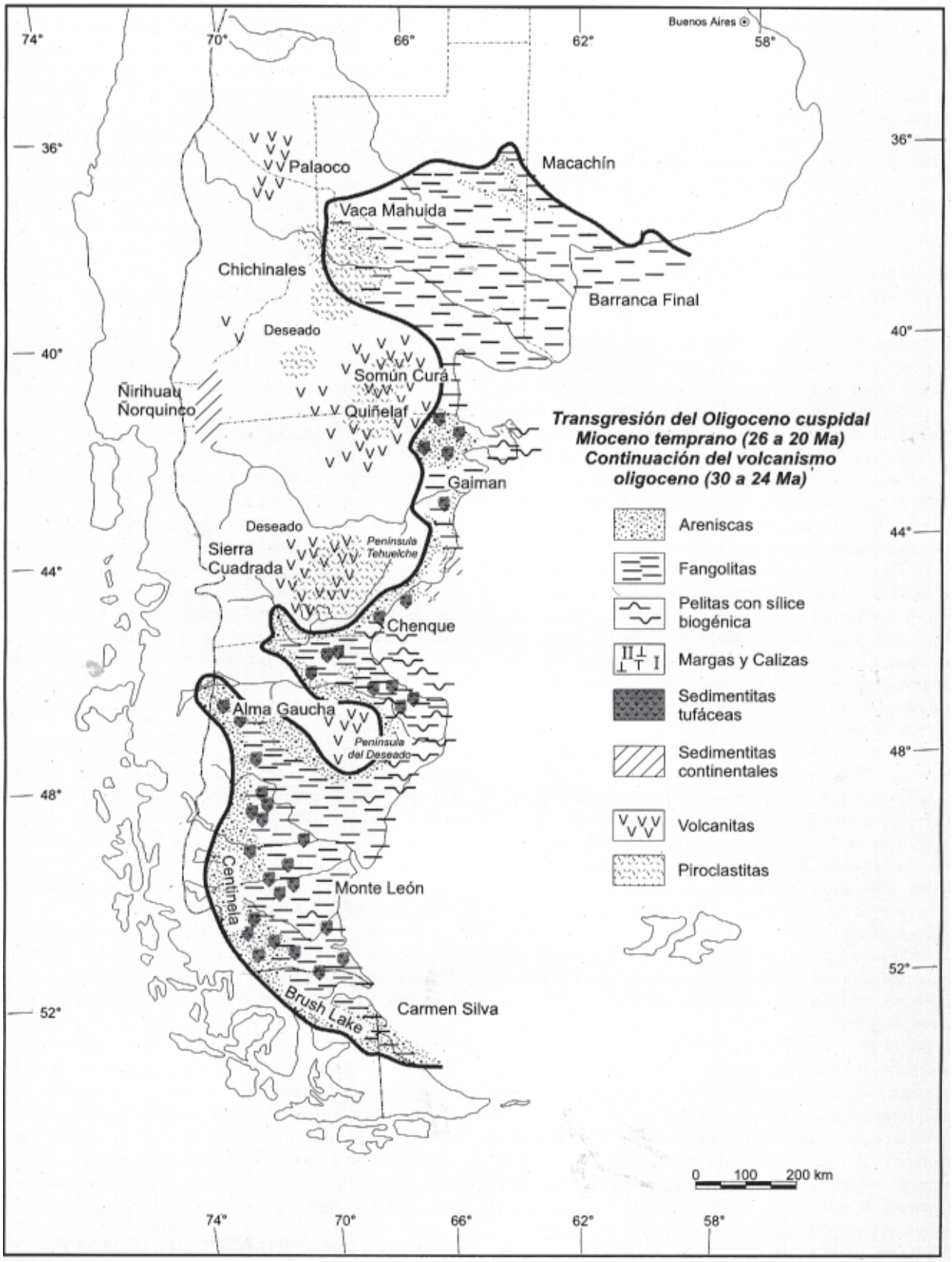


Figura 4. Transgresión del Oligoceno cuspidal-Mioceno temprano (26-20Ma). Es la transgresión más extendida en la Patagonia, y cubre una superficie algo menor que la del mar daniano. Se continúa precipitando sílice biogénica, y las aguas antárticas, corrosivas y frías, alcanzan el ámbito de la cuenca del Colorado dentro los ambientes de plataforma externa. En el sinuoso contorno de la costa se destaca la Península Tehuelche y el modelamiento producido por las volcanitas de sierra Cuadrada y Somún Curá. Basado en Malumián y Náñez (1991).

encuentran briozoos como *Cupuladria canariensis*, de neto carácter ecuatorial (Malumián, 1970a). Se reconoce el ingreso de moluscos de las Antillas por la costa atlántica, señalado reiteradamente por varios autores (Ihering, 1907, 1929; Feruglio, 1949; Windhausen, 1931; del Río, 1990). Acompañado por un similar avance de formas tropicales en la costa pacífica chilena (cf. Covacevich y Frassinetti, 1980), es consecuencia del óptimo climático del Neógeno. Los equinoideos, representados por clypeasteroideos y equinodermos regulares, exhiben un alto endemismo (características de los equinoideos, según comunicación epistolar de G.S. Parma).

LAS FAUNAS DE VERTEBRADOS CONTINENTALES

Pascual (1984,1986) y Pascual y Ortiz Jaureguizar (1990), sobre patrones basados en datos isotópicos de Savin et al. (1975) y Shackleton y Kennett (1975), aunaron la información paleoclimática inferida mediante los vertebrados de las sedimentitas continentales de la cuenca del Golfo de San Jorge, que han sido objeto de clásicos estudios iniciados por los hermanos Ameghino a fines del siglo pasado.

En el Paleoceno tardío (Formación Río Chico), cocodrilos, boas y mamíferos habitan planicies arbustivas, con desarrollo de manglares en un clima paratropical.

En el Eoceno tardío (Casamayorense), la fauna más autóctona de la historia evolutiva de los mamíferos de América del Sur habita planicies loéssicas de bajo gradiente, estepas arbustivas y lacustres en condiciones cálido húmedas con intervalos secos. La fauna contiene ramoneadores, de bajo gradiente composicional y su amplia distribución latitudinal alcanza hasta los 48°LS.

Para el Oligoceno temprano (Mustersense), la fauna, carente de tetrápodos climáticamente sensitivos, habitó una estepa herbácea con un mayor desarrollo de pastizales.

El Oligoceno cuspidal-Mioceno temprano (Deseadense), refleja el cambio biótico hacia la modernización, con la desaparición de los primitivos mamíferos paleógenos. Comprendió una fauna dominada por herbívoros pastadores, con relativa uniformidad composicional, que habitó ambientes loéssicos y fluviales extendidos, con clima templado-cálido hasta los 48°LS.

El Mioceno temprano (Colhuehuapense) está marcado por la extinción de peculiares tipos deseadenses y por el incremento de tipos de ambientes cálidos, entre ellos, los monos platirrinos.

En la Formación Pinturas, primates arborícolas y marsupiales cenolésticos asociados a paleosuelos maduros, sugieren condiciones templado cálidas en ambientes parcialmente forestados.

En la cuenca Austral, la Formación Santa Cruz (Mioceno temprano tardío-medio temprano) es una de las formaciones continentales más extendidas de América del Sur y la más rica en géneros de mamíferos. Su fauna, dominada por taxones endémicos y autóctonos, refleja la desconexión de América del Sur con otra masa continental durante el Cenozoico; se desarrolla en lo que Simpson denominó un espléndido aislamiento, con osos hormigueros y monos platirrinos, entre otros, que sugieren un clima cálido. Particularmente su miembro inferior (51°LS), revela un cambio desde ambientes con vegetación arbórea con clima húmedo, cálido y estable, a llanuras con vegetación más abierta, con clima más seco y condiciones estacionales más variables (Tauber, 1999).

En la Patagonia septentrional, en la Formación Collón Cura (Ar/Ar 13,2 Ma), los micromamíferos indican condiciones húmedas y en parte tropicales, que han sido vinculadas al óptimo climático del Neógeno (Vucetich et al., 1993). En la Formación Río Negro, 4,41±0,50 Ma, (38°-40°LS), la fauna de mamíferos habitó ambientes de planicies aluviales, con lagunas y pantanos, y con bosques y pastizales. Sus relaciones con las faunas coevas del centro de la Argentina indican que en el Mioceno tardío-Plioceno existieron condiciones ambientales subtropicales que se extendieron del norte de la Argentina hasta el norte de la Patagonia (Alberdi et al., 1997).

EL PALEOCLIMA Y LOS INDICADORES PALEOBIOLÓGICOS

Los conocidos cambios faunísticos y florísticos sucedidos en el Cenozoico de la Patagonia fueron, en una primera instancia, interpretados en relación con distintas fases del diastrofismo, y el desmejoramiento climático fue atribuido a la generación de la cordillera: la disminución de la temperatura, al ascenso; y la aridización al efecto de barrera ante los vientos húmedos del oeste.

Actualmente, las interpretaciones se han compatibilizado con un esquema basado en los datos de temperaturas isotópicas del área antártica. En general estos datos se corresponden con los indicadores paleobiológicos; pero especialmente el óptimo del Eoceno temprano, causante de un singular clima paratropical, que permitió el desarrollo de las calizas en Tierra del Fuego, es coincidente con un marcado período erosivo responsable de los escasos registros sedimentarios, y consecuentemente no se conocen faunas de vertebrados ni floras que hayan vivido bajo este singular clima.

Por otra parte, la ausencia en el Paleógeno de indicadores de aguas tropicales sobre las paleocostas patagónicas, como el grupo de los foraminíferos grandes, que geográficamente se distribuyeron al norte de la cuenca de Santos (Abreu y Viviers, 1993), es notoria si se atiende a que en el Eoceno tardío medio los foraminíferos grandes alcanzan su máxima amplitud latitudinal distribuyéndose desde Alaska hasta Nueva Zelandia (Berggren y Prothero, 1991).

En el Neógeno, el cosmopolita género de foraminífero *Amphistegina*, indicador de aguas cálidas en ambientes costeros, tampoco alcanza las costas patagónicas, ya que llega sólo hasta las uruguayas. Estas llamativas ausencias sugieren que tanto en el Paleógeno como en el Neógeno, las temperaturas de las aguas se mantuvieron en valores inferiores a las tropicales. En el Mioceno medio, un gradiente marcado puede inferirse a partir de: las costas uruguayas con *Amphistegina*; la cuenca del Salado con frecuente *Cupuladria canariensis*, briozoo típico de aguas ecuatoriales y el reconocimiento de una sección carbonática de posibles arrecifes costa afuera (Tavella y Wright, 1996); y la ausencia de estos indicadores de aguas cálidas en la cuenca del Colorado.

LOS CICLOS SEDIMENTARIOS MAYORES

Los episodios tectónicos y las variaciones eustáticas por una parte, y los cambios climáticos por otra, diferencian cinco ciclos mayores, en parte identificables dentro del margen

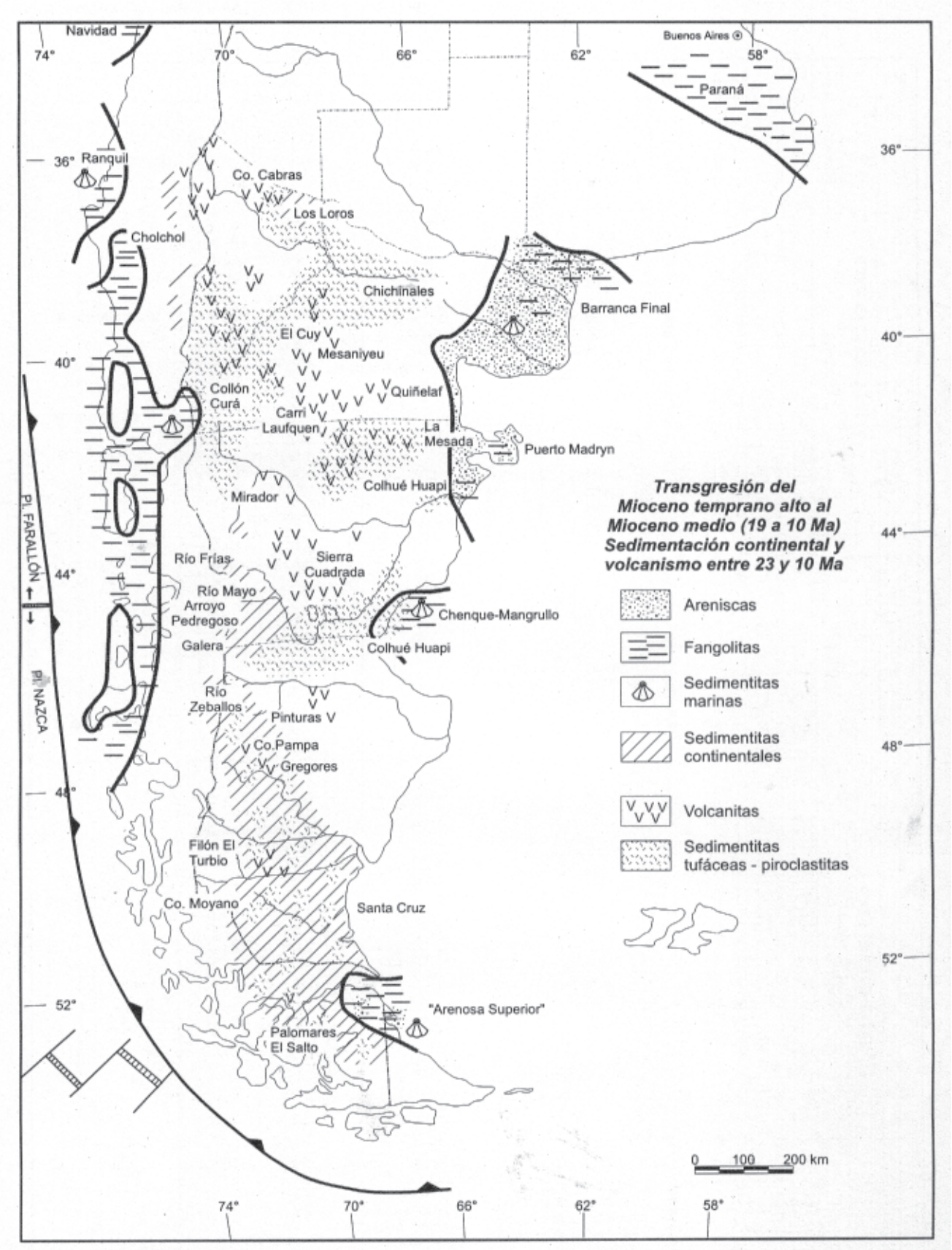
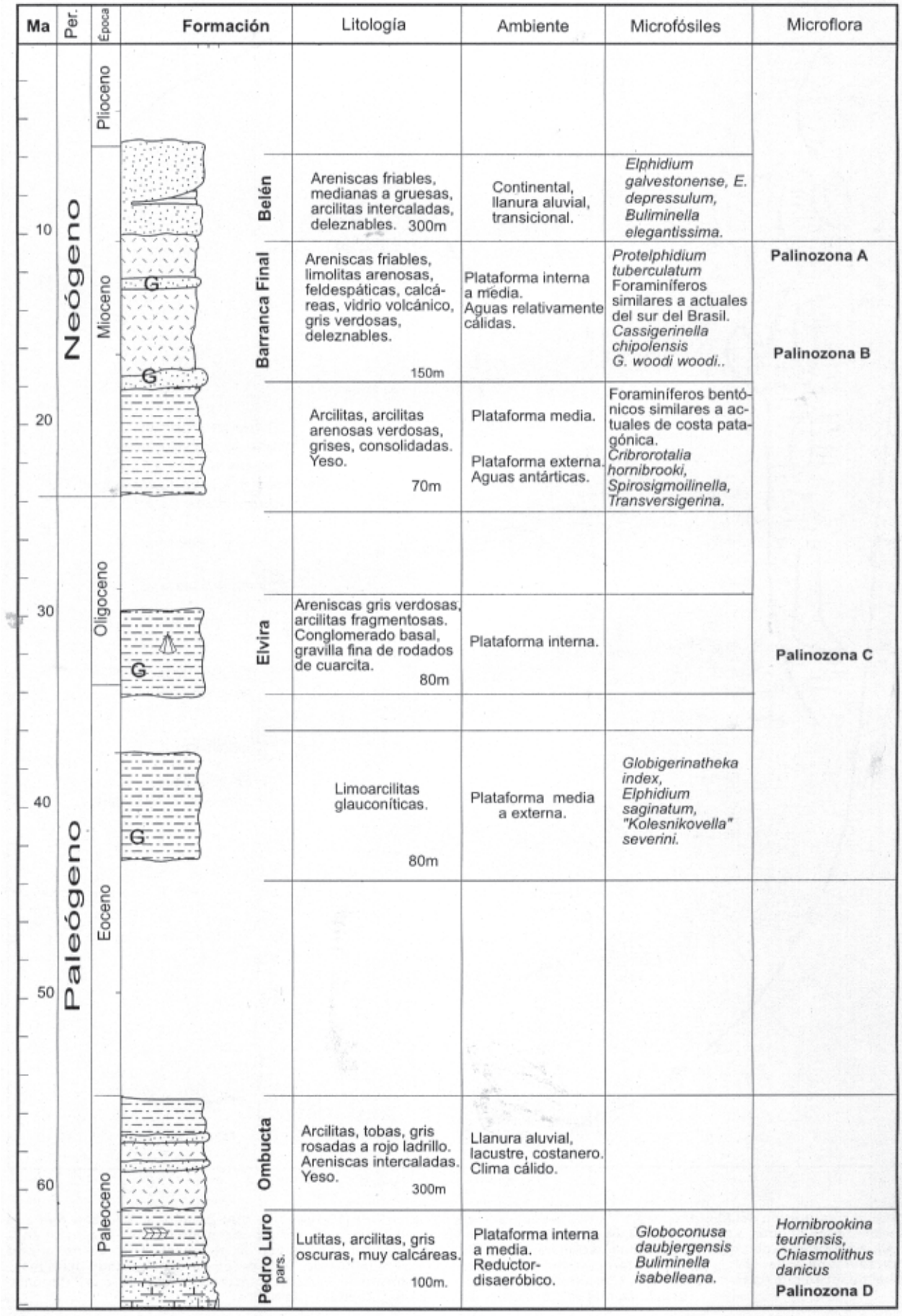


Figura 5. Transgresión del Mioceno medio. "Entrerriense"- Formación Santa Cruz (19-10Ma). La transgresión del Mioceno medio es coincidente con el óptimo climático del Neógeno, momento de nivel alto del mar, que produce un ingreso marginal de aguas en la Patagonia asociada con una extensa sedimentación no marina. El reconocimiento de faunas en la cuenca del Golfo y de nanofloras indicadoras de aguas cálidas en la plataforma continental argentina hasta la latitud de Tierra del Fuego son resultado del clímax global neógeno que da término a la depositación silicobiogénica y desaparición de aguas de carácter antártico sobre la Patagonia. Basado en Mapas Provinciales de Santa Cruz, Chubut y Río Negro.

CUADRO 3. CUENCA DEL COLORADO

Compilado y modificado de: Guerstein et al. (1995), Kaasschieter (1963, 1965), Malumián (1970a,b; 1972), Malumián y Náñez (1991) y Malumián et al., 1998.



atlántico de América del Sur con los reconocidos en la plataforma brasileña, en especial en las cuencas de Santos, Campos y Espíritu Santo (cf. Pereira y Feijó, 1994 y Vieira et al., 1994).

Recientemente se ha completado el conocimiento sobre el contenido de las asociaciones de foraminíferos virtualmente en la totalidad de las localidades tipos de las unidades estratigráficas cenozoicas marinas. Su apilamiento homotaxial ha sido establecido y verificado en secciones de subsuelo. De esta forma han quedado asentadas las relaciones entre las unidades ya que se reconocen distintivas asociaciones para cada ciclo, y salvados los inconvenientes que presentan las asignaciones cronológicas de distintos autores y grupos de fósiles.

El primer ciclo se inicia con la extendida transgresión maastrichtiana, reconocida en todas las cuencas, y el segundo ciclo con la transgresión del Eoceno medio tardío, caracterizada por no haber alcanzado la cuenca del Golfo de San Jorge. La fase diastrófica Incaica, en conjunción con una caída escalonada de la temperatura, agrupa a estos dos primeros ciclos que mayormente transcurren bajo el clima paratropical del Paleógeno temprano.

En el tercer ciclo, Eoceno cuspidal-Oligoceno inferior, se conjuga un nivel eustático alto de mar con un período postdiastrófico que dan lugar a extendidas formaciones continentales, y con él se cierra el período antragénico del Cenozoico patagónico.

El cuarto ciclo define su base por la transgresión patagoniana de carácter eustático, cercana o coincidente con el comienzo del Neógeno y que comprende su óptimo climático. El último ciclo se define por la fase Quéchuica y el ascenso de la Cordillera Patagónica.

EL CICLO MAASTRICHTIANO-EOCENO INFERIOR

El Daniano, representado por los términos regresivos de una transgresión iniciada en el Maastrichtiano, es la mayor cobertura marina paleógena en el cono sur (Figura 1). En la cuenca Neuquina, conforma una secuencia casi continua dentro de la ***Formación Jagüel***, que comprende el límite cretácico/paleógeno. A la fecha, se ha identificado Maastrichtiano superior y Daniano inferior y superior. En las cuencas del Colorado y del Golfo de San Jorge (***Formaciones Pedro Luro*** y ***Salamanca***, Cuadros 3 y 4, respectivamente), se han reconocido el Maastrichtiano y el Daniano. En la cuenca Austral, el Daniano se encuentra en la ***Formación Cerro Dorotea*** (Cuadro 5) y en secuencias condensadas dentro del subsuelo de la provincia de Santa Cruz (Malumián y Caramés, 1995, 1997; Malumián et al., 1971) (Figura 6), pero en gran parte en la región fueguina e incluso costa afuera en la porción austral de la cuenca de Malvinas, no ha sido identificado (cf. Masiuk et al., 1990, Malumián y Náñez, 1996) o requiere confirmación (Martinioni et al., 1996). Las cuencas Neuquina y del Colorado conformaron un sistema de circulación antiestuarina, bajo un clima árido; mientras que las cuencas del Golfo y Austral, bajo condiciones húmedas, y en especial la última en donde se preservan frecuentes niveles carbonosos y abundantes ostrácodos, fueron de circulación estuárica.

En el Paleoceno tardío, la simultánea regresión en las cuencas Neuquina, del Colorado y del Golfo de San Jorge, da lugar a una sedimentación continental representada por las ***Formaciones El Carrizo, Ombucta*** y ***Río Chico***, respectivamente. La última atestigua el episodio fosfogénico del Paleógeno en facies continentales (Leanza y Hugo, 1992). Mientras que en la cuenca Austral persiste la sedimentación marina en los depocentros, y según las denominaciones aplicadas en el subsuelo y en la superficie del área fueguina se corresponde con las Formaciones Candelaria y Río Claro, que revelan un notorio contenido en fósforo en facies marinas (Riggi, 1988; Olivero et al., 1998b), (Cuadro 6). En los bordes de cuenca se desarrolla un período erosivo en el Paleoceno tardío y Eoceno temprano.

El nivel de mar alto del Eoceno temprano tiene una restringida sedimentación en los depocentros de la cuenca Austral en Tierra del Fuego, representada en superficie por las ***Formaciones Punta Torcida*** y ***Río Bueno*** (Malumián y Olivero, 1998; Olivero y Malumián, 1999), y en el subsuelo por la ***Serie Margosa Inferior*** (Masiuk et al., 1990; Malumián et al., 1994).

EL CICLO EOCENO MEDIO-SUPERIOR

Luego de un período erosivo y continental debido a una regresión sincrónica con la actividad magmática del Eoceno temprano y medio temprano, en el Eoceno medio tardío se produce la mayor transgresión eocena (Figura 2). Las formaciones producto de esta transgresión han sido asignadas a muy distintas edades. En la cuenca Austral, fueron en muchos casos consideradas hasta hace poco tiempo a edades mayores, incluso cretácicas; mientras que en la cuenca del Colorado se incluyeron unidades más jóvenes. En la cuenca del Golfo, partiendo del supuesto que el Eoceno marino debería estar representado, se le han atribuido sedimentitas pero sin documentación alguna.

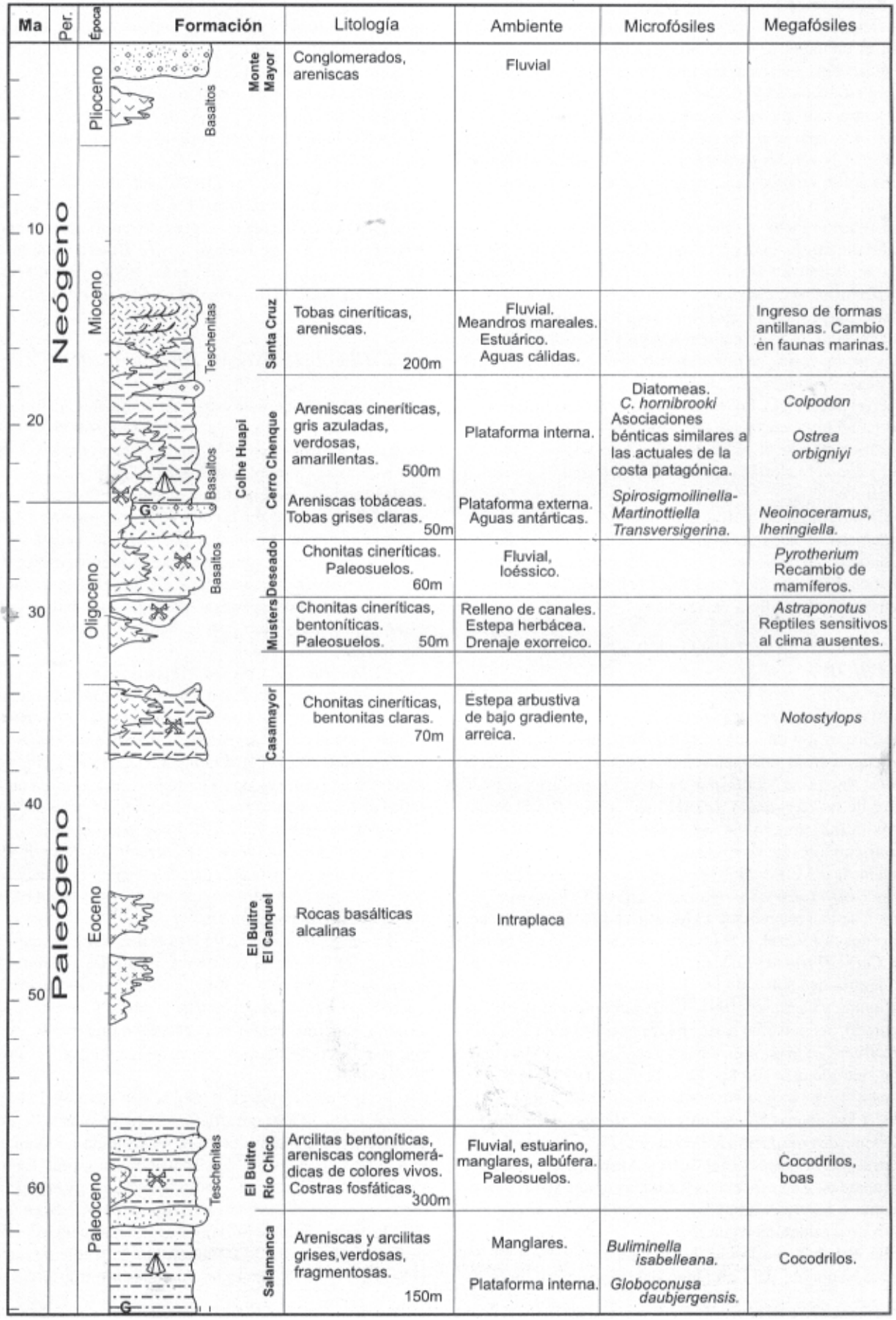
En la cuenca del Colorado, la transgresión eocena media está representada costa afuera por sedimentitas glauconíticas que han sido extensivamente asignadas a la ***Formación Elvira*****,** aunque corresponden a una distinta transgresión (cf.Fryklund et al., 1996; Malumián et al., 1998). En Patagonia septentrional, corresponde a las pelitas carbonáticas marinas de la cuenca de Valdés (sedimentitas innominadas entre 630-750 m de la perforación YPF Pves x-1, Cuadro 7) y a la ***Formación Arroyo Verde*** (Nesocratón de Somún Curá), caliza con algas calcáreas de carácter tropical (Leguizamón et al., 1993), que es el último calcáreo masivo depositado en el Cenozoico de la Patagonia.

La aparente ausencia de esta transgresión y manifiesta escasez del Eoceno al sur de los 43°30' LS y dentro de la cuenca del Golfo de San Jorge, reflejaría la elevación de la cuenca debida a la subducción de la dorsal Farellón-Aluk. El Eoceno superior continental estaría representado por las sedimentitas del Casamayorense, que contienen la fauna de *Notostylops*.

En la cuenca Austral, si bien se han acumulado espesas secuencias en el área cordillerana, se depositaron dentro de un mar somero interno con una restringida comunicación con el océano abierto y de circulación estuarina. La transgresión del Eoceno medio tardío se reconocería en calcáreos biogénicos que alcanzan hacia el norte los 46°LS, en Puesto del Museo, en ámbitos próximos a los de la cuenca del Golfo de San Jorge, revelando así un cambio de pendiente regional (Panza et al., 1998). Entre las unidades estratigráficas reco-

CUADRO 4. CUENCA DEL GOLFO DE SAN JORGE

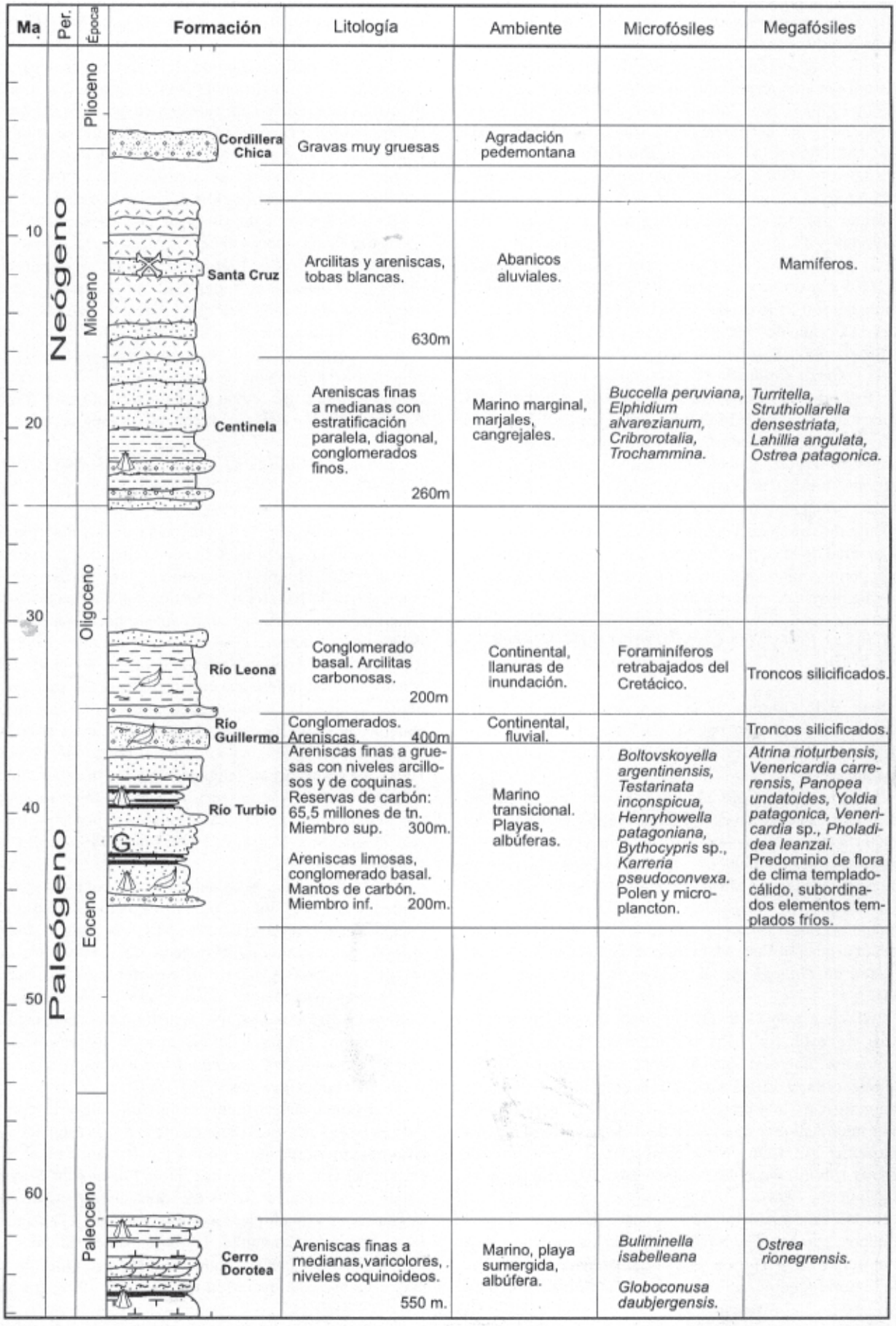
Compilado y modificado de: Andreis (1972), Barreda (1992), Barreda y Caccavari (1992), Bellosi (1990, 1994), Bellosi y Barreda (1993), Bertels y Ganduglia (1977), Legarreta et al. (1990), Legarreta y Uliana (1994), Kay et al., (1999), Malumián y Náñez (1991), Marshall et al. (1977, 1981), Méndez (1966), Pascual y Ortiz Jaureguizar (1990), Ploszkiewicz y Barcat (1990) y Spalletti y Mazzoni (1977).



Ma	Per.	Época	Formación	Litología	Ambiente	Microfósiles	Megafósiles
10	Neógeno	Plioceno	Monte Mayor / Basaltos	Conglomerados, areniscas	Fluvial		
		Mioceno	Santa Cruz / Teschenitas	Tobas cineríticas, areniscas. 200m	Fluvial. Meandros mareales. Estuárico. Aguas cálidas.		Ingreso de formas antillanas. Cambio en faunas marinas.
20			Colhe Huapi / Cerro Chenque / Basaltos	Areniscas cineríticas, gris azuladas, verdosas, amarillentas. 500m	Plataforma interna.	Diatomeas. *C. hornibrooki* Asociaciones bénticas similares a las actuales de la costa patagónica.	*Colpodon* *Ostrea orbigniyi*
			Colhe Huapi / Cerro Chenque / Basaltos	Areniscas tobáceas. Tobas grises claras. 50m	Plataforma externa. Aguas antárticas.	*Spirosigmoilinella-Martinottiella Transversigerina.*	*Neoinoceramus, Iheringiella.*
		Oligoceno	Colhe Huapi / Deseado / Basaltos	Chonitas cineríticas. Paleosuelos. 60m	Fluvial, loéssico.		*Pyrotherium* Recambio de mamíferos.
30			Colhe Huapi / Musters	Chonitas cineríticas, bentoníticas. Paleosuelos. 50m	Relleno de canales. Estepa herbácea. Drenaje exorreico.		*Astraponotus* Reptiles sensitivos al clima ausentes.
			Colhe Huapi / Casamayor	Chonitas cineríticas, bentonitas claras. 70m	Estepa arbustiva de bajo gradiente, arreica.		*Notostylops*
40	Paleógeno	Eoceno	El Buitre / El Canquel	Rocas basálticas alcalinas	Intraplaca		
50							
60		Paleoceno	El Buitre / Río Chico / Teschenitas	Arcilitas bentoníticas, areniscas conglomerádicas de colores vivos. Costras fosfáticas. 300m	Fluvial, estuarino, manglares, albúfera. Paleosuelos.		Cocodrilos, boas
			Salamanca	Areniscas y arcilitas grises, verdosas, fragmentosas. 150m	Manglares. Plataforma interna.	*Buliminella isabelleana.* *Globoconusa daubjergensis.*	Cocodrilos.

CUADRO 5. CUENCA AUSTRAL, ÁREA CARBONÍFERA DE RÍO TURBIO

Compilado y modificado de: Carrizo et al. (1990), Griffin (1991), Hünicken (1955, 1967), Malumián y Caramés (1997) y Torre (1993).



nocidas desde hace tiempo, la ***Formación Man Aike***, de edad comprendida entre las Zonas de foraminíferos planctónicos P11 a P14 de la zonación de Blow (1969) previamente adjudicada al Cretácico y Paleoceno (Malumián, 1992). Se apoya en discordancia sobre la Formación Calafate en la región de lago Argentino, de la que se diferencia netamente por su contenido mega y micropaleontológico, sedimentitas idénticas o equivalentes presentan asomos en el Gran Bajo de San Julián (Malumián y Náñez, 1989; Náñez, 1990), por debajo de la Formación San Julián. En la región cordillerana la ***Formación Río Turbio*** alcanza espesores de hasta 500m, con cinco parasecuencias (Enadimsa, 1987; Azcuy y Amigo, 1991) y el mismo número de zonas definidas por foraminíferos bentónicos y ostrácodos (Malumián y Caramés, 1997). Se corresponde con la secuencia deposicional D y parte inferior de la C de Calegari et al. (1993) y Calegari y Baldi (1993) en el subsuelo de la porción central de la cuenca. En el interior y sobre la costa de la isla Grande de Tierra del Fuego, está representado por las ***Formaciones Leticia*** (Eoceno medio tardío, Zonas P12 a P14) y ***Cerro Colorado*** (Eoceno tardío temprano, Zona P15). Estas dos últimas formaciones, fuertemente plegadas y truncadas (Olivero y Malumián, 1999), en subsuelo son conocidas como ***Glauconítico B*** y ***Margosa Media*** respectivamente, en la arraigada nomenclatura petrolera (cf. Criado Roqué et al., 1959).

La Formación Río Turbio contiene 65,6 millones de toneladas de carbón que, conjuntamente con los depósitos de similar edad de la cuenca de Arauco, en Chile, representa al mayor período antragénico, en concordancia con otros episodios paleógenos de América del Sur.

EL CICLO EOCENO CUSPIDAL-OLIGOCENO INFERIOR

Este ciclo (Figura 3) se corresponde con la continentalización producida por la fase Incaica y la posterior transgresión, dada por el nivel alto del mar durante el Oligoceno temprano.

En la cuenca del Colorado, el Oligoceno inferior marino se reconoce en subsuelo en la Formación Elvira (Cuadro 3). En superficie, corresponde a la ***Formación Arroyo Pinturas***, que se encuentra por debajo de las Tobas de Sarmiento y de basaltos datados en 32 Ma y asignados al Oligoceno inferior por su megafauna (Rossi de García y Levy, 1984). Otras sedimentitas marinas comprenderían al Eoceno cuspidal, en parte la Formación Vaca Mahuida que contiene la denominada fauna de *Monophoraster* y *Venericor* (Franchi et al., 1984).

En la cuenca del Golfo de San Jorge, se incluyen también dentro de este ciclo las sedimentitas choníticas del Mustersense, que contienen la fauna de *Astraponotus*. Su edad oligocena se estima a partir de la obtenida para la fauna de Tinguiririca, Chile, entre 31,4 a 37,7 Ma, que representa un estadio intermedio entre las faunas deseadenses y mustersenses (Charrier et al., 1996; Wyss et al., 1996) y por la edad asignada a las infrayacentes sedimentitas del Casamayorense (Heizler et al., 1998).

En la cuenca Austral, se reconocen términos conglomerádicos, como la ***Formación Río Guillermo***, en el área carbonífera de Río Turbio, y el ***Conglomerado Tchat Chii*** en la región fueguina. La sedimentación marina mantenida en la cuenca desde los tiempos cretácicos, se interrumpe por la continental y extendida ***Formación Río Leona*** de carácter aluvional: aflora desde su localidad tipo en el río homónimo, hasta la zona carbonífera de Río Turbio, para reaparecer en territorio argentino en la isla Grande de Tierra del Fuego en una franja de asomos en las lagunas Amalia, Flamenco y desde la laguna de Cabo Peñas hasta cabo Viamonte. Se extiende por el subsuelo, con siete millones de toneladas de lignitos cubicados en el subsuelo del área del curso medio del río Santa Cruz; en la región oriental de la provincia asoma por debajo de la ***Formación San Julián*** (Figura 6) en cabo Curioso. Sedimentitas equivalentes se reconocen como ***Formación Lista*** a lo largo del borde preandino en la zona del río Lista, con afloramientos entre los lagos Pueyrredón y Buenos Aires de la provincia de Santa Cruz (Borrello, 1956), y dentro de este contexto se incluye la ***Formación Sloggett***, de similar edad y también con niveles de carbón de origen palustre, que cierra en su conjunto el ciclo antragénico del Paleógeno.

Por encima de la Formación Río Leona, y en parte engranando lateralmente (Náñez, 1990), se dispone la Formación San Julián, que, como con la correlacionable fueguina ***Formación Cabo Peña***, contiene microfauna de aguas frías.

EL CICLO OLIGOCENO CUSPIDAL-MIOCENO MEDIO

Como resultado de la tendencia de ascenso eustático global iniciado a partir del Oligoceno cuspidal, gran parte de la Patagonia (Figura 4) es cubierta por una transgresión conocida en la plataforma atlántica sudamericana como la generante de la secuencia translapante del Terciario medio (Williams y Hubber, 1984; Uliana y Biddle, 1988). Sus términos basales portan *Transversigerina* -un característico género de foraminífero que en América del Sur se distribuye desde Venezuela, reconociéndose en todas las cuencas patagónicas, hasta la cuenca Austral- que acota su máxima antigüedad en el Oligoceno cuspidal (Malumián y Náñez, 1998). La transgresión también tiene su correlato, aunque menos extendido, y representada en sus últimos términos, en una inundación generalizada que cubrió el borde pacífico de América del Sur (Martínez, 1990; Mai, 1986; Tsuchi et al., 1990).

En la Patagonia, la secuencia reconoce dos etapas, una temprana que comúnmente ha sido asignada a la transgresión Patagoniense o Patagoniana que se diferencia por el abundante aporte de elementos silicobiogénicos y contiene asociaciones de aguas frías e incluso de carácter antártico, con una distribución patagónica; y una etapa tardía, asignada al Entrerriense o Paranense, que se distingue por ser sincrónica con el óptimo climático del Neógeno y albergar elementos faunísticos antillanos, con una distribución que abarca mayormente el norte del país.

El Patagoniano, en la cuenca del Colorado, está representado en los niveles que comúnmente han sido asignados a los términos inferiores de la Formación Barranca Final. En la cuenca del Golfo de San Jorge, en la ***Formación Chenque***, donde se han planteado las mayores discrepancias en las asignaciones cronológicas del Patagoniano (cf. Camacho, 1974; Bertels y Ganduglia, 1977), recientes estudios sobre dinoflagelados y polen reconocen al Mioceno inferior en la mayor parte de la formación (cf. Barreda, 1992; Barreda y

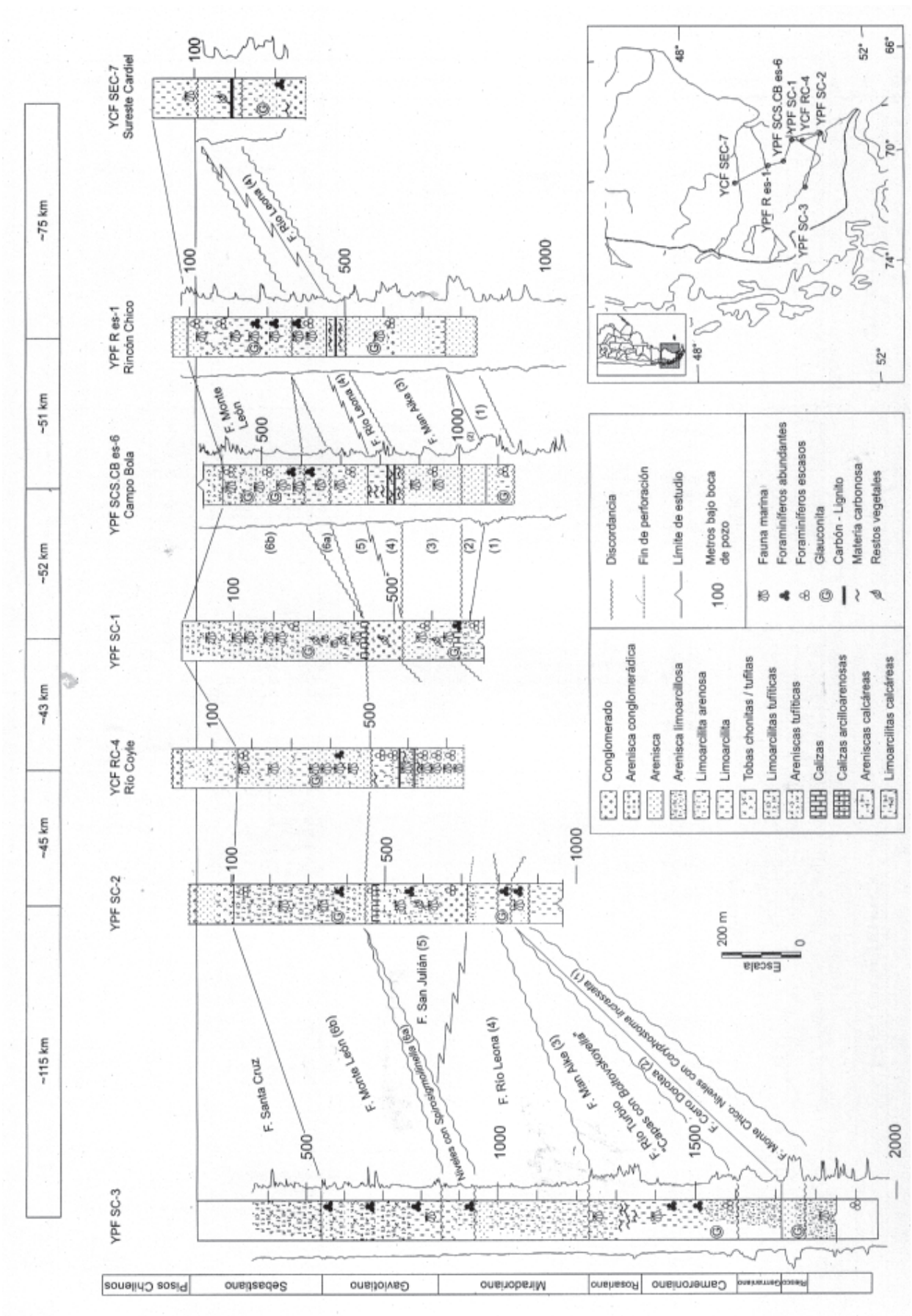
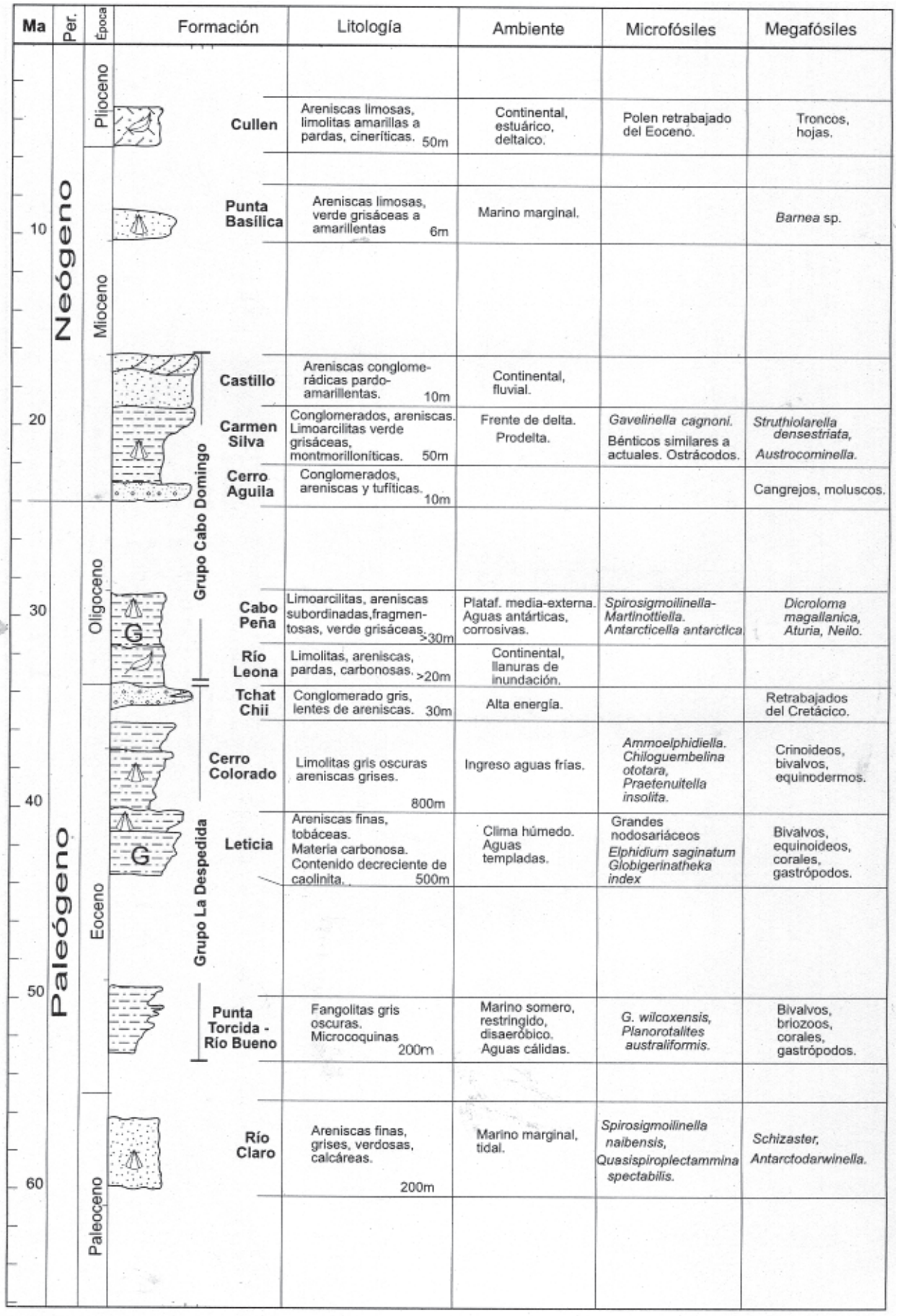


Figura 6. Perfil de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, cuenca Austral. En el perfil se integran los términos nomenclaturales usados habitualmente en subsuelo y los de unidades reconocidas en superficie. La relación entre micro y megafaunas recuperadas de grandes testigos de antiguas perforaciones (perforaciones SC-1, 2 y 3) y su relación con perfiles eléctricos. Compilado de: Calegari et al. (1993), Calegari y Baldi (1993), Feruglio (1949), Malumián y Masiuk (1972), Malumián et al. (1971), Malumián (1968, 1990b), Malumián y Náñez (1989) y Rossi de García y Camacho (1965).

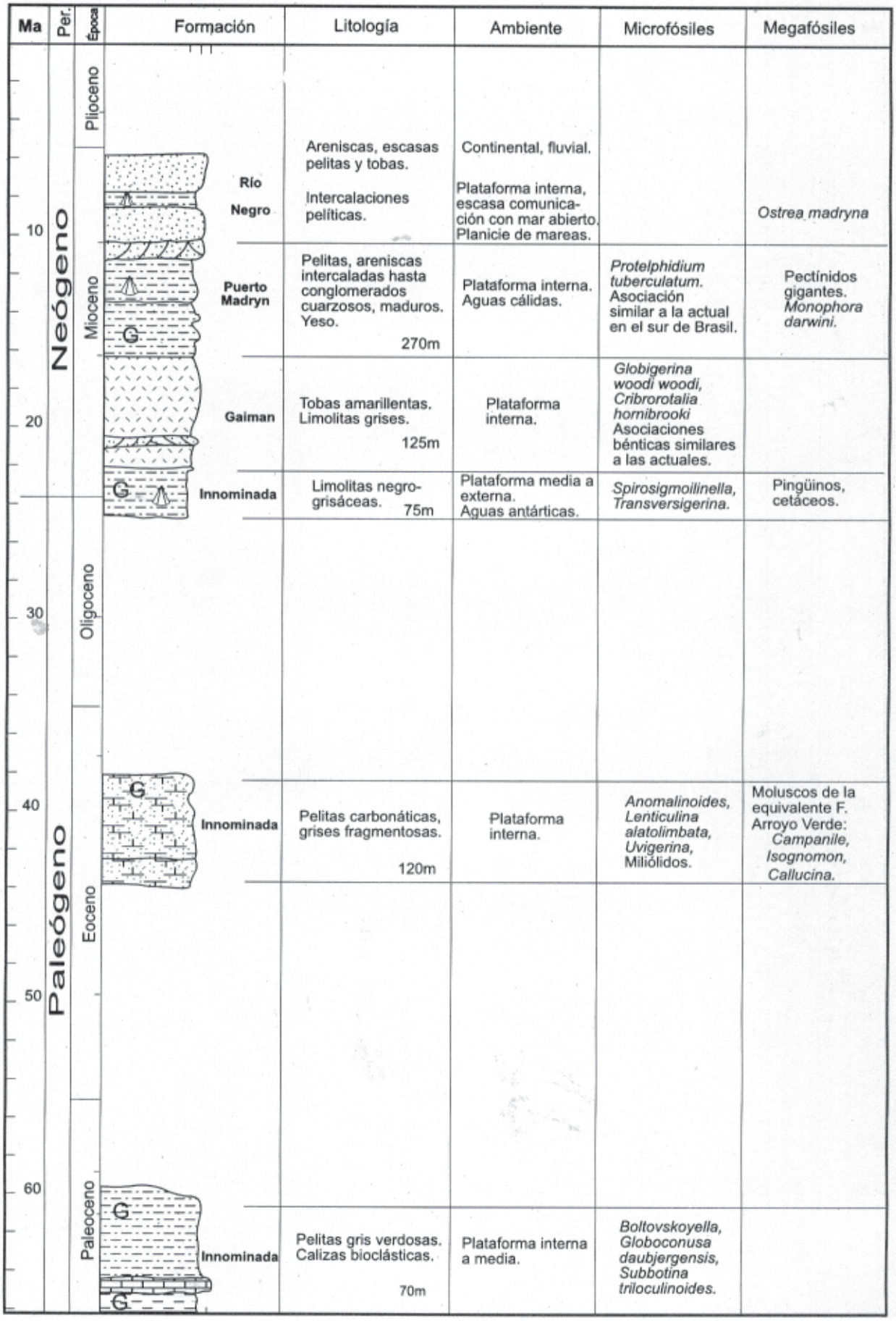
CUADRO 6. CUENCA AUSTRAL, ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

Compilado y modificado de: Codignotto y Malumián (1981), Malumián (1988, 1990a), Malumián et al. (1994) y Malumián y Olivero (1998) y Olivero y Malumián (1999).



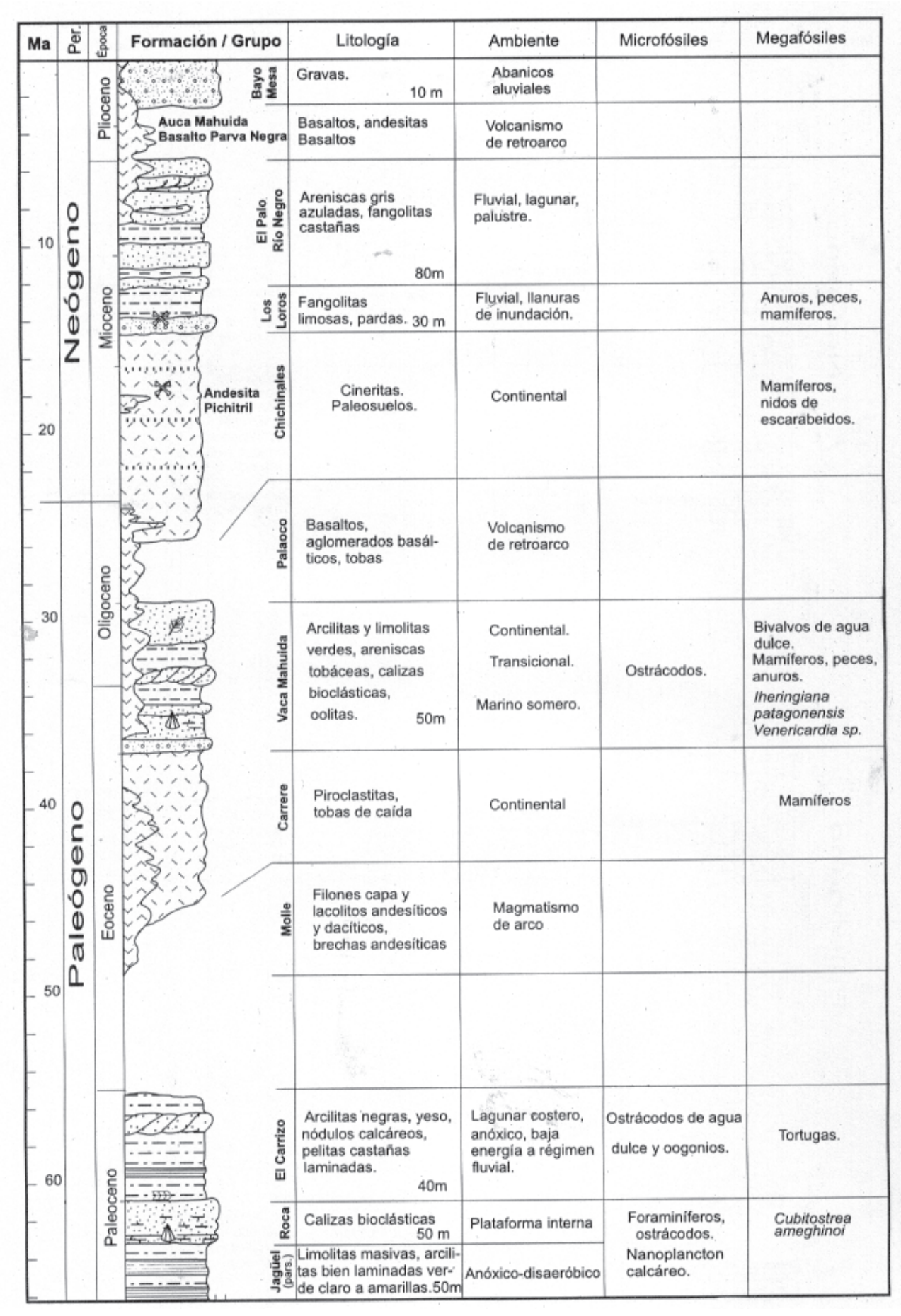
CUADRO 7. CUENCA PENÍNSULA DE VALDÉS

Compilado y modificado de: Haller y Mendía (1980), Masiuk et al. (1976), Ravazzoli et al. (1982), Rossi de García y Levy (1977), Scasso y del Río (1987) y Zinsmeister et al. (1981).



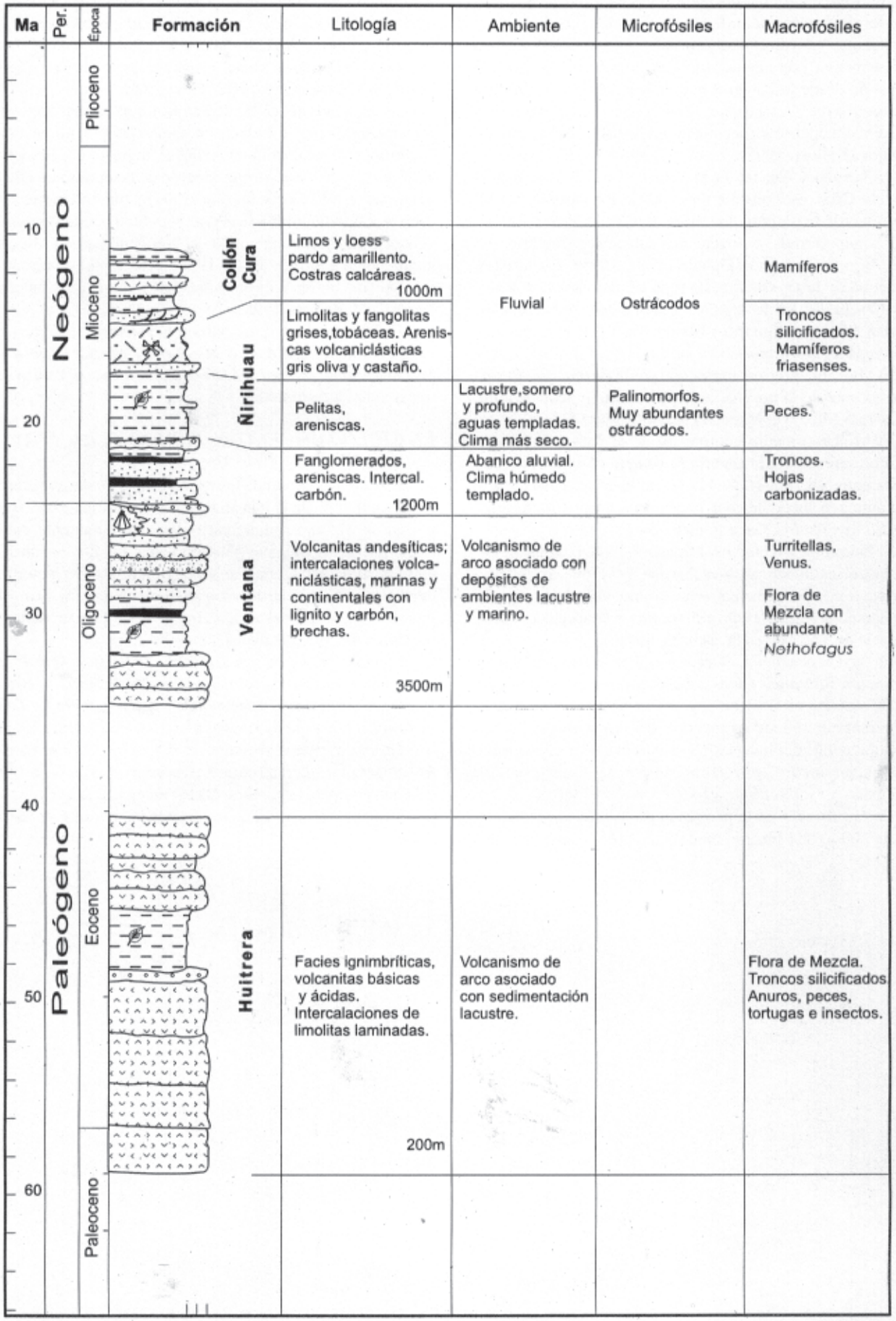
CUADRO 8. CUENCA NEUQUINA

Compilado y modificado de: Angelozzi (1987), Casadío y Concheyro (1992), Leanza y Hugo (1992), Mussachio y Moroni (1983), Uliana y Camacho (1975), Uliana y Dellapé (1981).



CUADRO 9. CUENCA DE ÑIRIHUAU

Compilado y modificado de: Aragón y Romero (1984), Archangelsky (1974), Cazau et al. (1989), González Bonorino y González Bonorino (1978). La Formación Laguna del Hunco contiene una de las tafofloras más ricas de la Patagonia con una asociación florística con integrantes relacionados con ambientes subtropicales y subantárticos pero carente de *Nothofagus*, con 69% de hojas de márgenes enteros.



Caccavari, 1992; Bellosi y Barreda, 1993). Su parte basal con *Neoinoceramus*, porta la Asociación de *Spirosigmoilinella-Martinottiella*, que por su contenido de *Transversigerina* sugiere una edad mayormente miocena temprana. Las sedimentitas continentales están representadas en el Deseadense, con una modernizada fauna mamalífera, que junto con una homogénea litología alcanzan una notable extensión, desde la Patagonia septentrional hasta el macizo del Deseado (cf. Pascual et al., 1978, 1984). Las sedimentitas del Colhuehuapense serían una facies lateral de la Formación Chenque (Bellosi, 1995).

En la cuenca Austral, en la parte oriental de la provincia de Santa Cruz, está representado por la ***Formación Monte León***, de edad comprendida entre las Zonas P19 a P21 de Blow según Bertels, con reciente datación radimétrica de 19,5 Ma para el techo (Fleagle et al., 1995). En la parte occidental de la provincia, está representado por la ***Formación Centinela***. En la región fueguina, por la ***Formación Carmen Silva*** (Codignotto y Malumián, 1981) en superficie y por la ***Margosa Superior*** en subsuelo.

El Mioceno inferior continental por la ***Formación Pinturas*** (noroeste de la provincia de Santa Cruz), acotada entre 17,5 a 16,5 Ma, en el Mioceno medio (Figura 5),

El Mioceno medio continental de la Patagonia austral está representado por la extensa ***Formación Santa Cruz***, con edades entre 16,16 a 16,42 Ma (Fleagle et al., 1995). En la Patagonia septentrional, por las ***Formaciones Chichinales*** (Cuadro 8) y ***Collón Cura*** (Cuadro 9).

El Entrerriense representa la más amplia de las transgresiones cenozoicas argentinas (Windhausen, 1931) que, a diferencia de la anterior, cubre principalmente el norte de la Argentina. En la Patagonia se restringe sólo a sus bordes reconociéndose en la península de Valdés y en la cuenca Austral.

En la cuenca del Colorado, está representada por la ***Formación Barranca Final***, tal como aflora en su localidad tipo (Malumián et al., 1998), y en el subsuelo sedimentitas que preservan típicos ostrácodos del Entrerriense fueron asignadas por Malumián (1970a) a una edad no más joven que el Mioceno medio, por la presencia de *Cassigerinella chipolensis* y *Globigerina woodi*.

En el subsuelo de la península de Valdés se reconocen más de 300 m de Mioceno medio con *Globigerina brazieri*, (Masiuk et al., 1976) y en superficie, la Formación Puerto Madryn también han sido asignada a la misma edad por sus pectínidos (del Río, 1988). Sedimentitas marinas consideradas como los términos superiores de la Formación Río Negro en Punta Craker, pero que en realidad pertenecen a esta ingresión, han sido datados por radioisótopos (KAr), brindaron una edad de 9,41 Ma (Zinsmeister et al., 1981), que los sitúan en el Mioceno superior (Tortoniano).

En la cuenca del Golfo de San Jorge, se correspondería al Superpatagoniano o Entrerriano, que denota un marcado cambio en la malacofauna, con el ingreso de elementos antillanos, indicadores de un ascenso de la temperatura de las aguas, advertido ya por Ihering (1907) y repetidamente marcado por Windhausen y Feruglio, que bien puede ser coincidente con el óptimo climático del Neógeno para el Mioceno medio (cf. Legarreta et al., 1990) pero la presencia de la transgresión entrerriana en esta cuenca no tienen aceptación general (cf. Bellosi, 1995).

El Mioceno medio marino en el subsuelo de Tierra del Fuego se encontraría dentro de la ***Serie Arenosa Superior***; y probablemente, en parte, en la ***Formación Castillo***, de origen transicional a continental.

EL CICLO MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO

Este ciclo comprende los procesos que llevan a la presente configuración de la faja andina. La elevación de los Andes promueve el flujo sedimentario que conjuntamente con la caída del nivel del mar post-mioceno medio, produce la entrada de la Patagonia en un régimen erosivo neto. Los depósitos neógenos tardíos son arealmente restringidos, y las incursiones marinas están confinadas a las proximidades de las líneas de costas actuales.

El ciclo responde a los efectos de la fase Quéchuica, cuando se producen los sedimentos conglomerádicos aluviales. El primero reconocido corresponde a la ***Formación La Ensenada*** con una antigüedad mayor a 8,6±0,6 Ma (Ramos, 1982b).

La unidad más representativa del ciclo es la ***Formación Río Negro***, considerada como la fase regresiva de la transgresión entrerriense. Las sedimentitas rionegrenses se extienden por la cuenca del Colorado representadas por la ***Formación Belén***.

2. EL VOLCANISMO EN LA PATAGONIA EXTRAANDINA

Alberto Ardolino[1], Mario Franchi[1], Marcela Remesal[2] y Flavia Salani[2]

INTRODUCCIÓN

El magmatismo de arco que se había desarrollado durante gran parte del Cretácico, traducido en un volcanismo mesosilícico calcoalcalino y en la intrusión del Batolito Patagónico responsable de la formación de la incipiente Cordillera Patagónica, cesó su actividad alrededor de los 80 Ma. Movimientos distensivos posteriores permitieron la efusión localizada de basaltos en el antepaís (Formación Tres Picos Prieto, Basalto Las Mercedes, basaltos de la sierra Lobuna y de Alto Río Senguerr), pero hacia el Campaniano medio la Patagonia prácticamente carecía de manifestaciones volcánicas significativas. Éstas sólo recomenzarían a inicios del Paleoceno, luego de casi 10 Ma de «silencio» magmático, para continuar profusamente durante el Cenozoico.

LOS ARCOS VOLCÁNICOS

El margen convergente entre las placas oceánicas occidentales (Farallón, Aluk, Antártica, de Nazca) y la placa continental Sudamericana, está caracterizado en sentido amplio por la formación de fajas donde se concentra la actividad ígnea extrusiva, los arcos volcánicos. Las variaciones en la velocidad de convergencia de las placas, en la inclinación de la zona de Benioff, en la edad de la placa subductada y el espesor de la placa cabalgante, junto a otros factores, son los que condicionaron el emplazamiento, desarrollo y evolución de los arcos volcánicos en la zona occidental patagónica durante el Paleógeno y Neógeno.

ARCOS DEL PALEOCENO - EOCENO

Los procesos magmáticos del Paleógeno de Patagonia estuvieron regidos por la colisión, marcadamente oblicua, de la placa Sudamericana con las placas Aluk y Farallón. La migración hacia el sur, a lo largo del borde occidental continental, del punto de colisión de la dorsal Aluk- Farallón con la fosa, ocurrido entre los 52 y 42 Ma, es el acontecimiento tectónico más importante del Paleógeno del extremo sur de América (Cande y Leslie, 1986).

Como resultado de esta colisión, a partir del Paleoceno se produjo la implantación de un arco volcánico ensiálico en la Patagonia noroccidental y comenzó a definirse, de este modo, la Provincia Volcánica Andino - Patagónica. En este arco se pueden individualizar dos fajas, cada una con una evolución propia: una oriental, extraandina o externa, paleocena-eocena y otra occidental, andina o interna, oligocena (Rapela et al., 1984, 1988).

El área de emplazamiento de la faja oriental o externa se extiende desde los 40° a los 43° de latitud sur, desde el lago Lolog hasta el sur del río Chubut medio, pasando por el este del lago Nahuel Huapí, Pilcaniyeu, sur de Comallo, oeste de Ingeniero Jacobacci, río Chico, cerro Mirador y este de Gualjaina. Corresponde a la Serie Andesítica Extraandina (Volkheimer, 1964; Ramos, 1982b) o faja de Pilcaniyeu (Rapela et al. 1988), emplazada en el borde occidental del Macizo Nordpatagónico y constituyente del sustrato del flanco oriental de la cuenca de Ñirihuau. En esta faja se ha desarrollado un volcanismo bimodal calcoalcalino, de composición basáltica hasta riolítica (Rapela et al., 1982), con predominio de facies ignimbríticas (Figura 7). La proporción de andesitas y basaltos es menor y aumenta hacia el techo de la secuencia, que puede alcanzar hasta 2.000 m de espesor. Producto de la convergencia oblicua de las placas, las rocas de esta faja tienen características geoquímicas intermedias entre las del arco moderno y las de los basaltos de intraplaca y afinidades con las de manto oceánico (Mahlburg Kay y Rapela, 1987) (Figura 8). Varias unidades formacionales se han diferenciado en la faja de Pilcaniyeu. La ***Formación Huitrera***, reconocida en Chubut y sur de Río Negro, reúne a los componentes ácidos y mesosilícicos de la sucesión volcánica. Para el área de Pilcaniyeu, este del río Limay y norte y este del lago Nahuel Huapí, algunos autores (Rabassa, 1974; Nullo, 1979) han utilizado el nombre de ***Formación Ventana***. Las facies epi y piroclástica de los alrededores de Ingeniero Jacobacci se denominan ***Formación Huenuluán*** (Coira, 1979; Coira et al., 1985). En esta región se reconoció una Fase Volcánica Paleocena, de composición basáltica y andesítica (Coira et al., 1985). En la región del río Chubut medio, el conjunto de flujos piroclásticos denominado ***Ignimbrita Barda Colorada*** constituye la base del complejo volcánico- piroclástico de las series Liparítica y Riodacítica o ***Formación Laguna del Hunco*** (Petersen, 1946; Proserpio, 1978; Aragón y Romero, 1984; Mazzoni et al., 1987, 1989). Aragón y Mazzoni (1997) actualizaron la estratigrafía del Complejo volcánico - piroclástico del río Chubut medio y propusieron un modelo evolutivo. En la sierra de Tecka, los componentes más ácidos del volcanismo están representados por el ***Complejo La Cautiva***, aunque parte del mismo es cretácico (Franchi y Page, 1980; Page, 1980; Turner, 1982). La Asociación Volcánica del Puesto La Colmena, en la sierra de Languiñeo, también sería parte integrante del arco paleógeno (Spikermann et al., 1993).

En el Paleoceno temprano ocurrieron las primeras manifestaciones del volcanismo de la faja oriental o externa, el que perduró hasta el Eoceno medio, abarcando un lapso de casi 20 Ma. En la zona norte de la faja (Hua Hum, Chapelco, oeste de Piedra del Águila), se registran edades entre 64 y 39 Ma (Valvano, 1976; González Díaz, 1979a; Rapela et al., 1983; Linares y González, 1990). En Río Negro y Chubut hay valores de 57,8 a 39,2 Ma (Turner, 1980, 1982; Cazau et al.,

1. Servicio Geológico Minero Argentino. Julio A. Roca 651, piso 10, Buenos Aires. 2. CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II.

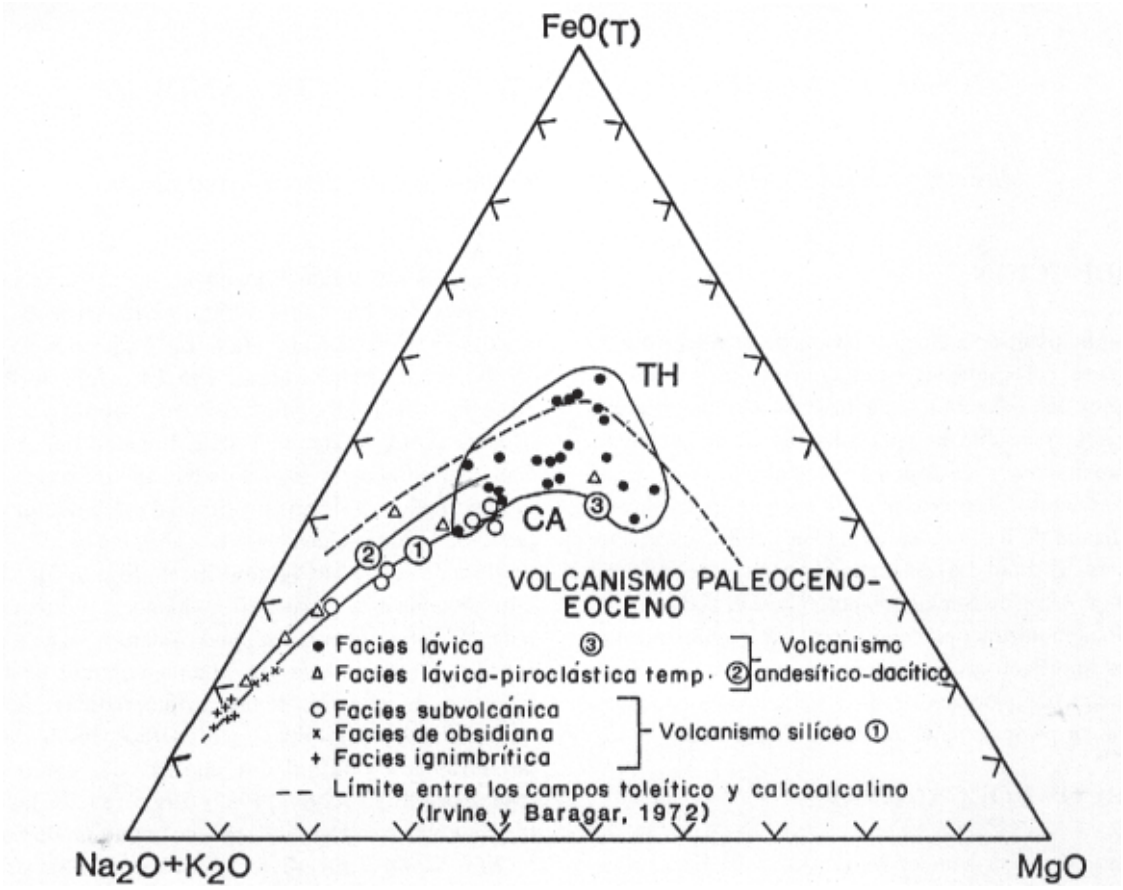


Figura 7. Diagrama AFM que muestra la diversidad composicional de las volcanitas paleocenas y eocenas (tomado de Rapela et al., 1988)

1989; Mazzoni et al., 1991). La mayoría de las dataciones están entre 60 ± 5 y 42 ± 5 Ma (Rapela et al., 1983).

En el norte neuquino, el arco volcánico del Paleógeno temprano está representado por las ***Formaciones Collipilli*** y ***Cayanta***, integrantes del ***Grupo Molle*** (Llambías y Rapela, 1987, 1989). La primera, equivalente de la ***Formación Pelán*** (Llambías et al., 1979), está compuesta por filones capa y lacolitos andesíticos a dacíticos; la segunda formación representa la fase efusiva del complejo, caracterizada por emisión de lavas y brechas andesíticas. La edad de ambas va de 44,7 a 39 Ma. Difieren de la faja de Pilcaniyeu por su menor proporción de riolitas, abundancia de anfíbol, presencia de yacimientos de cobre porfírico y relación Ba/Nb mayor, como consecuencia de la segmentación de la cordillera alrededor de los 38° 30' (Rapela y Llambías, 1985; Llambías y Rapela, 1987).

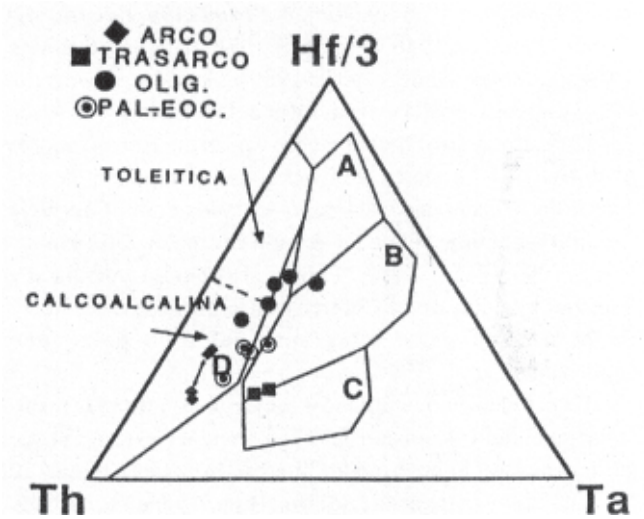


Figura 8. Distribución de las volcanitas paleocenas-eocenas comparadas con las oligocenas, en un diagrama tectónico Th-Hf/3-Ta. A) Basaltos de dorsales oceánicas normales; B) Basaltos oceánicos enriquecidos y lavas de intraplaca; C) Lavas alcalinas de intraplaca; D) Lavas de márgenes convergentes (tomado de Malhburg Kay y Rapela, 1987)

EL ARCO OLIGOCENO

Durante el Oligoceno se produjo una migración de 25 a 50 km hacia el oeste del arco volcánico paleógeno en el norte de la Patagonia, desarrollándose una faja occidental, interna o andina, equivalente de la Serie Andesítica (Groeber, 1918, 1954; Ljunger, 1930; Feruglio, 1941), o cinturón de El Maitén (Rapela et al., 1988), con edades entre 34 y 24 Ma (Cazau et al., 1989). Está situado en la Cordillera Patagónica y forma parte del sustrato del flanco occidental de la cuenca de Ñirihuau. Se extiende desde el lago Espejo hasta la latitud de Esquel, pasando por el oeste de Villa La Angostura, sector occidental del lago Nahuel Huapí, continuando al sur de Bariloche, oeste de Ñorquincó, El Maitén y Leleque. La denominación más aceptada para las rocas de este volcanismo es ***Formación Ventana*** (González Bonorino, 1973). Originalmente fue descripta como una secuencia de más de 3.000 m de espesor, compuesta mayormente por andesitas y dacitas con intercalaciones de rocas volcaniclásticas, generadas por estratovolcanes con características emisiones ignimbríticas y plinianas (Rapela et al., 1988). Son rocas más pobres en

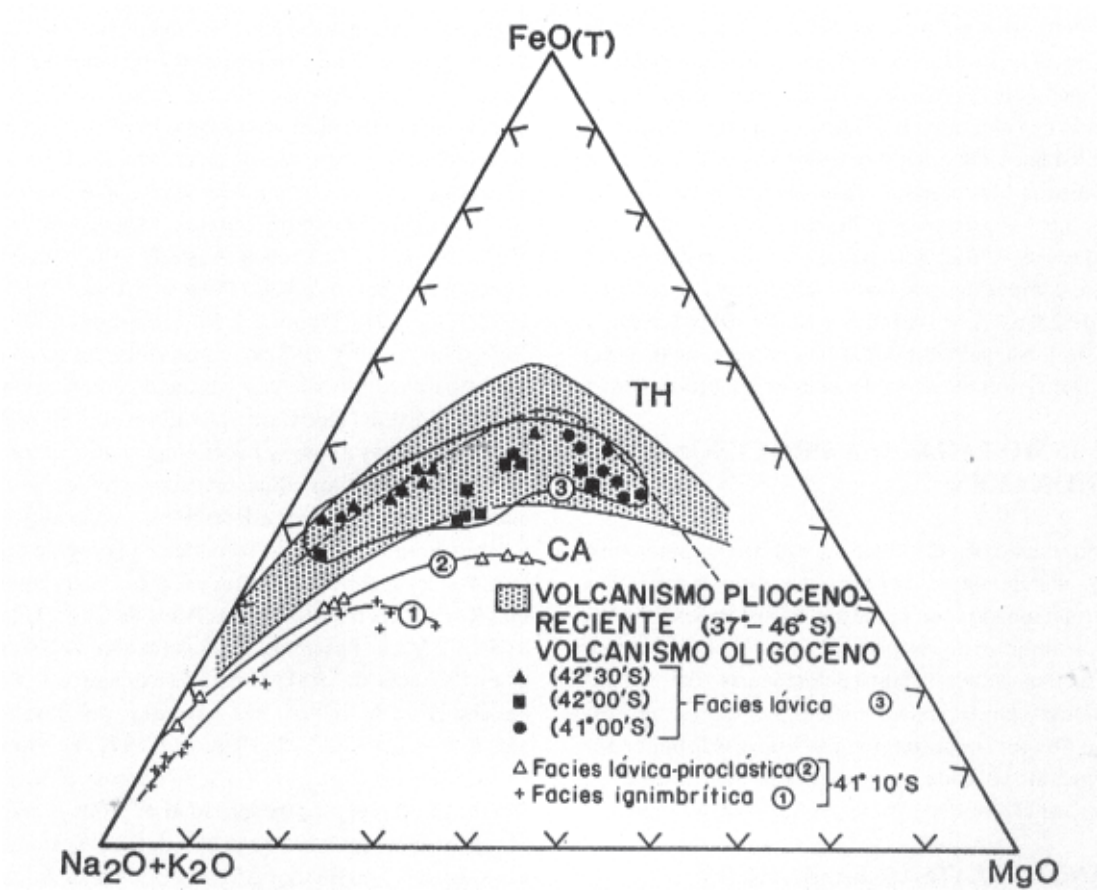


Figura 9. Diagrama AFM de las rocas oligocenas que muestran una afinidad tholeítica (tomado de Rapela et al., 1988)

potasio y más tholeíticas que las del arco del Paleoceno - Eoceno, asemejándose más que éstas a rocas de manto oceánico (Figura 9). Estas características se deben a que la convergencia de las placas Sudamericana y Farallón, entre los 42 y 27 - 25 Ma, continuó siendo marcadamente oblicua, coincidiendo con el pico de actividad volcánica basáltica alcalina en la región de trasarco (Cande y Leslie, 1986; Corbella, 1984; Mahlburg Kay y Rapela, 1987).

Efusiones oligocenas se produjeron también en el área de la faja oriental. En su sector central, las rocas paleoceno - eocenas están cubiertas por hasta 500 m de lavas básicas correspondientes al ***Basalto Rehuau*** (Dessanti, 1972), incluido por Feruglio (1941, 1947) en la Serie Andesítica. En el sur del cordón Chapelco hay efusiones de dacitas de 27 ± 5 Ma. La extensión hacia el norte de la actividad del arco durante el Oligoceno está representada por las andesitas, riodacitas y tobas de la ***Formación Auca Pan***, aflorantes al oeste y norte del lago Huechulafquen y en el río Malleo, con edades radimétricas de 33 Ma (Turner, 1973), y por los basaltos del cerro Colorado, al norte del lago Lácar, con edades de 30 Ma.

EL ARCO EN EL MIOCENO MEDIO Y TARDÍO

Un abrupto cambio en el ángulo de colisión de las placas Sudamericana y Farallón - Nazca se produjo entre los 27 y 25 Ma, pasando de marcada oblicuidad a convergencia normal, semejante a la que se produce en épocas modernas (Cande y Leslie, 1986). El reacomodamiento en el movimiento de las placas se vio acompañado por una nueva migración hacia el oeste del arco volcánico. En la Patagonia, el magmatismo de arco del Mioceno está representado en la Cordillera Principal neuquina, desde Copahue hacia el norte, por 2.000 m de volcanitas andesíticas de la ***Formación Epulahuquen*** (Pesce, 1981), con edades de 16 a 11 Ma. Hacia el oeste, esta unidad engrana con la ***Formación Trapa Trapa*** de Chile (Niemeyer y Muñoz, 1983), cuyas edades varían entre 18,2 y 14,7 Ma.

EL ARCO EN EL MIOCENO TERMINAL - PLIOCENO

En este período continuó el magmatismo de arco en la zona andina patagónica limítrofe con Chile, desde el lineamiento Pino Hachado hacia el norte, desarrollándose un arco volcánico constituido por numerosos estratovolcanes calcoalcalinos en los que se han reconocido diversos complejos efusivos. El más austral corresponde al ***Complejo Volcánico Pino Hachado*** (Muñoz y Stern, 1985, Muñoz et al., 1987 y 1989) entre los 38° y 39° latitud sur. En la zona del volcán Copahue, el complejo efusivo homónimo tiene como base a la ***Formación Hualcupén***, equivalente de la ***Formación Cola de Zorro*** de Chile (González Ferrán y Vergara, 1962; Vergara y Muñoz, 1982; Pesce, 1987, 1989), mientras que en la porción norte de la provincia de Neuquén se han diferenciado las ***Formaciones Cajón Negro*** y ***Quebrada Honda*** (Pesce, 1981).

En general, estos centros volcánicos evolucionaron de manera similar, constituyéndose primero grandes estratovolcanes andesíticos que, posteriormente, dieron lugar a la formación de calderas y, por último, a la implantación de aparatos volcánicos más pequeños vinculados a éstas. Las dataciones disponibles para las efusiones pre caldera varían entre 4,3 y 3,6 Ma (Brousse y Pesce, 1982; Stern, 1989; Linares y Ostera, 1995). Las dataciones de las unidades post-caldera, compuestas por lavas andesíticas y dacíticas y tobas, van de 2,6 a 1,4 Ma (Muñoz y Stern, 1985; Linares y Ostera, 1995). Los resultados de las dataciones indican que el período de formación de las calderas es el Plioceno tardío.

VOLCANISMO LIGADO A PROCESOS EXTENSIONALES

Contemporáneo con el volcanismo de arco propiamente dicho, en la Patagonia se produjeron múltiples episodios volcánicos relacionados con procesos extensionales desarrollados en los ámbitos de retroarco e intraplaca. Si bien en muchos casos las características geotectónicas son bien conocidas, en otros centros resta definirlas. Por ello, se agruparán los episodios por sus características físicas más importantes, consignando, en cada caso y cuando sea posible, su vinculación con el ambiente geotectónico correspondiente.

LOS GRANDES PLATEAU BASÁLTICOS

Grandes áreas de la Patagonia Extraandina fueron cubiertas durante diferentes momentos del Terciario por lavas básicas, dando origen a extensas mesetas basálticas. En el Paleoceno - Eoceno se produjo en la cuenca Austral la efusión del Basalto Posadas. Durante el Oligoceno se desarrollaron varios de los más importantes plateau (Palaoco, Somún Curá, estadios iniciales de Canquel- Sierra Cuadrada). Finalmente, en el Mioceno continuaron las efusiones que dieron origen al cuerpo principal de Canquel- Sierra Cuadrada, Cari Laufquen, Coli Toro, Strobel y del Lago Buenos Aires.

Basalto Posadas

Al sur del paralelo 46°, la colisión de la dorsal oceánica Aluk- Farallón durante el Paleógeno, a partir de los 52 Ma y la posterior migración hacia el sur del punto triple hasta los 42 Ma, originaron, desde los primeros contrafuertes de la Cordillera Patagónica Austral hacia el este, hasta el Macizo del Deseado, un extendido volcanismo basáltico alcalino, cuyas características geoquímicas corresponden a basaltos de islas oceánicas, con bajos a moderados porcentajes de fusión (Ramos, 1982a, Mahlburg Kay et al., 1990; Ramos y Mahlburg Kay, 1992). En la cuenca Austral, este volcanismo está representado por el ***Basalto Posadas*** (Riggi, 1957; Hatcher, 1903; Halle, 1913; Piatnitzky, 1938; Feruglio, 1949; Riccardi, 1971; Ramos, 1979, 1982a), constituido por dos o más mantos de basaltos olivínicos y basanitas, con espesores de 2 a 140 m al norte del lago Cardiel (Nullo et al., 1993). Asociados a los mantos hay diques y *necks* emplazados en los sedimentos cretácicos, todos ellos plegados por los movimientos andinos (Figura 10). Los afloramientos están muy disectados y son discontinuos. Se los reconoce en la región de los lagos Posadas, Belgrano, San Martín y Cardiel, en la zona del cerro Fitz Roy y en la meseta Buenos Aires de Chile. Una datación de 46 ± 2 Ma de basanitas de las cercanías de Balmaceda, en Chile (Baker et al., 1981) permitiría extender este volcanismo hasta el norte de los 46°. Las dataciones del Basalto Posadas van de 62 ± 6 a 35 ± 5 Ma (Riccardi, 1971; Hashimoto et al., 1977; Charrier et al., 1979 a y b; Ramos, 1982a; Ramos y Drake, 1987) y el pico de actividad se produjo entre 57 y 45 Ma (Ramos y Mahlburg Kay, 1992). En el sector inferior de la meseta del lago Buenos Aires de Chile se distinguieron dos agrupamientos: uno de tholeítas olivínicas, con edades de 57 a 52 Ma, y otro de basanitas, con edades de 46 a 43 Ma (Baker et al., 1981).

Al complejo magmático del Basalto Posadas (Feruglio, 1949; Riccardi, 1971; Ramos et al., 1994) pertenece la "suite" essexítica- teschenítica representada por la ***Essexita Río Carbón*** (Quensel, 1911; emend. Riccardi, 1971; primeras descripciones en Hatcher, 1903; Riggi, 1933; Piatnitzky, 1938). Está integrada por filones capa y diques emplazados en sedimentitas del Cretácico, con longitudes de 2 - 3 km y espesores de hasta 30 metros. El área principal de afloramientos es la región del lago San Martín, pero hacia el norte llegan al lago Belgrano, y hacia el sur se hallan en la zona del cerro Fitz Roy y hasta la latitud del cordón de los Cristales (Nullo, 1983a). Las dataciones están entre 48 ± 4 y 32 ± 3 Ma

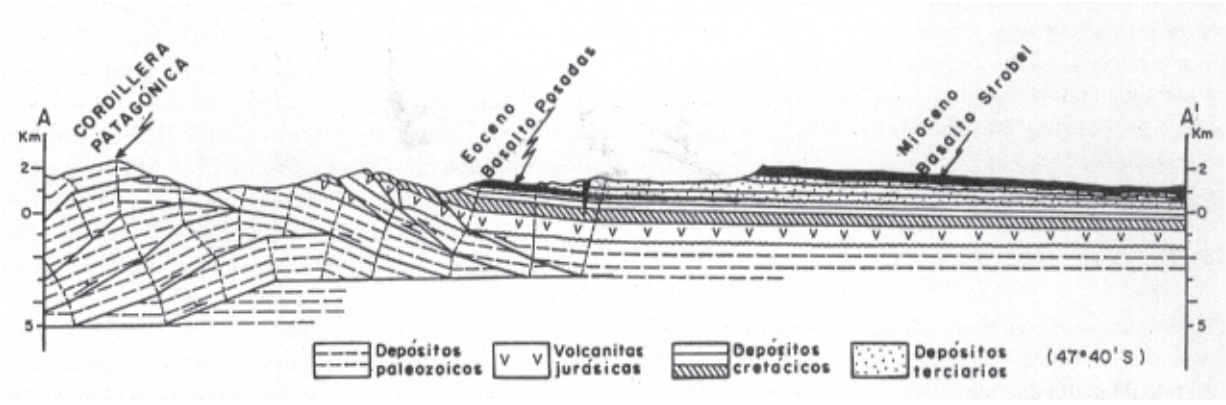


Figura 10. Perfil estratigráfico y estructural de la Cordillera Patagónica, donde se observa el emplazamiento del volcanismo eoceno del Basalto Posadas (modificado de Ramos y Maklburg Kay, 1992)

(Riccardi, 1971; Ramos, 1981c, 1982a), aunque hay coincidencia en que la edad más probable sea del Eoceno inferior a medio. Con la Essexita Río Carbón se correlacionan la ***Teschenita Jeinemeni*** (Busteros y Lapido, 1983), cuerpo emplazado en piroclastitas cretácicas de la Formación Río Tarde al sur del lago Buenos Aires, con una datación de 46 ± 3 Ma y la ***Basandesita Alta Vista***, aflorante en la región del lago Argentino (Nullo, 1983a), constituida por filones capa, diques y cuerpos hipabisales de no más de 15 m de espesor de andesitas y basandesitas, alojados en el Cretácico.

Formación Palaoco

En el sur de la provincia de Mendoza y norte de la provincia del Neuquén se desarrolló durante el Oligoceno un extenso plateau basáltico, en ambiente de retroarco (Ramos y Barbieri, 1988), posteriormente fallado y plegado a comienzos del Neógeno por efectos de la fase Quéchuica. Sus afloramientos se extienden más o menos dispersos a lo largo de 150 km, formando parte de los anticlinales de Palaoco y de Ranquil-Co, y del denominado Bordo Alto del Payún. Al sur del río Colorado, en territorio neuquino, los afloramientos se corresponden con las sierras de Huantraico, Negra, Filo Morado y cerro Villegas. Fueron reunidos por Groeber (1946) en una unidad denominada Palaocolitense o Basalto I. Bettini (1982) los incluyó en su Complejo Efusivo Eógeno, junto a las tobas cineríticas asociadas en los niveles basales. Restos de vertebrados fósiles hallados en estas tobas en la quebrada Fiera, al este de la localidad de Ranquil del Norte (Gorroño et al., 1979), permitieron asignarlas al Deseadense (Oligoceno inferior). Ramos (1981a) y Ramos y Barbieri (1988) reconocieron en la sierra de Huantraico mantos espesos de basaltos piroxénicos de más de 400 m de potencia y tobas dacíticas intercaladas reunidas en la Formación Palaoco. Se apoya sobre tobas cineríticas de la Formación Carrere probablemente eocenas, aunque pueden llegar a ser un poco más jóvenes dado que ha sido sugerida una correlación con las tobas de quebrada Fiera (Uliana, 1978). Por los fósiles de las tobas inferiores y las edades radimétricas comprendidas entre 36 ± 2 y 24 ± 1 Ma (González Díaz, 1979 b; Ramos y Barbieri, 1988), los basaltos fueron emplazados durante el Oligoceno. Por su posición estratigráfica y edad son correlacionables con las efusiones acaecidas en la misma época en el Macizo Nordpatagónico.

Meseta de Somún Curá

En el Macizo Nordpatagónico, entre los diversos episodios basálticos tipo plateau, el de mayor extensión, más de 25.000 km², originó la meseta de Somún Curá (Cuadro 10), integrada por los basaltos olivínicos de la ***Formación Somún Curá*** (Ardolino, 1981; Ardolino y Franchi, 1993) y cuyo emplazamiento fue atribuido a una inestabilidad térmica local del manto (Mahlburg Kay et al., 1992, 1993a). Estudios estratigráficos, morfológicos y petrológicos referidos a la meseta fueron realizados por Mahlburg Kay, et al. (1993a), Ardolino y Franchi (1993) y Remesal et al. (1996), en tanto que el reciente mapeo de la comarca posibilitó precisar la extensión de la Formación Somún Curá (Franchi et al., 1998; Busteros et al., 1998; Caminos, 1999; Remesal et al., 1999; Cucchi et al., 1999). Aunque las edades disponibles abarcan un amplio rango temporal, las efusiones se desarrollaron principalmente en el Oligoceno, a partir de los 33 Ma (Ardolino y Franchi, 1993). Ardolino (1981) propone dos picos de efusividad, uno entre los 33 y 31 Ma y otro entre los 27 y 25 Ma. Este último coincide con el determinado por Remesal (1988) y Orgeira y Remesal (1993) entre 26 y 27 Ma.

Unidades volcánicas correlacionables con la Formación Somún Curá se hallan en la meseta de Coli Toro (Getino, 1995); en Ingeniero Jacobacci (Coira et al., 1985), con edades de 34±1 Ma a 28±2 Ma; y en el centro norte del Chubut, donde se definieron el ***Basalto Sierra Rosada*** (Proserpio, 1987) y la ***Formación Puesto Muñoz*** (Pesce, 1979). Estas dos últimas tienen edades de 31 ± 3 Ma y representarían la culminación austral de los basaltos de Somún Curá.

En el ámbito del plateau basáltico, durante el Oligoceno y el Mioceno se generaron grandes centros eruptivos bimodales de composición alcalina, que se detallan en otro apartado de este capítulo. Paralelamente, eventos locales basálticos de tipo más explosivo que los de la Formación Somún Curá se desarrollaron en vastos sectores de la meseta, desde la Alta Sierra hacia el oeste, derivados de fuenteo de lava y erupciones estrombolianas. Fueron agrupados como ***Volcanitas Corona Chico*** (Franchi et al., 1998; Remesal et al., 1999) y su edad referida al lapso oligoceno - plioceno.

Escasas efusiones pliocenas están documentadas en la región, cuyos productos se integraron al cuerpo de la meseta (Figura 11). Los basaltos del cerro Trayén Niyeu abarcan el extremo noroccidental de la meseta (Remesal et al., 1999). Fueron datados en la laguna El Pito en 2 ± 0.15 Ma (Cortelezzi y Dirac, 1969). Diques anulares en las cercanías de Telsen tienen datación de 3 ± 2 Ma (Ylláñez y Lema, 1979) y la caldera del Bajo Hondo fue asignada al Plioceno por sus caracteres morfológicos (Ardolino y Delpino, 1986).

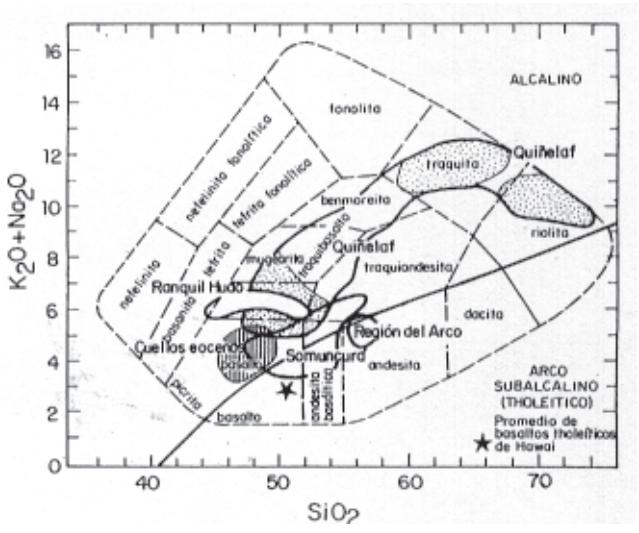
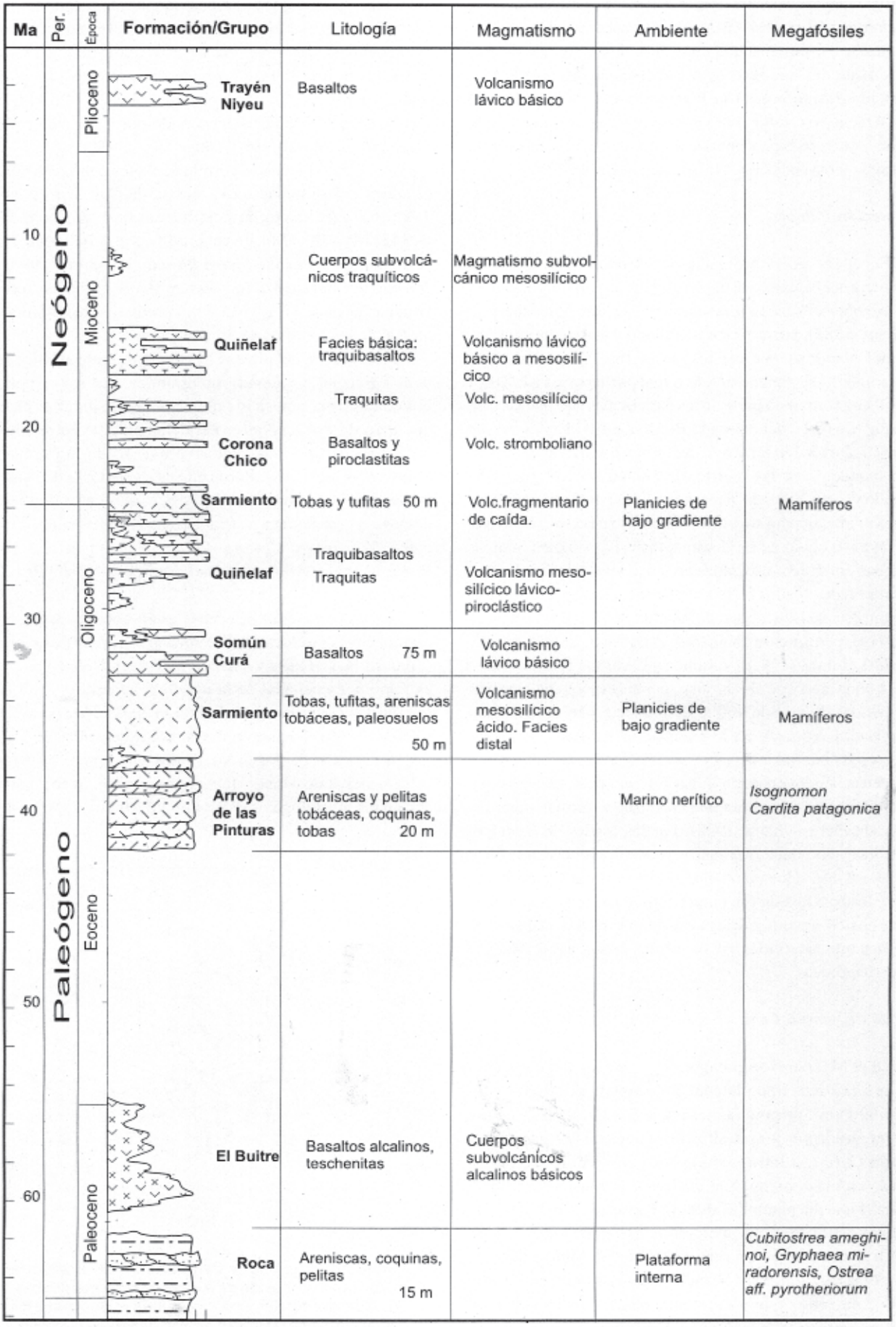


Figura 11. Diagrama de clasificación sílice-álcalis que muestra la distribución de muestras correspondientes a las Formaciones Somún Curá, El Buitre, Quiñelaf y los Basaltos Ranquil Huao (tomado de Kay et al., 1993)

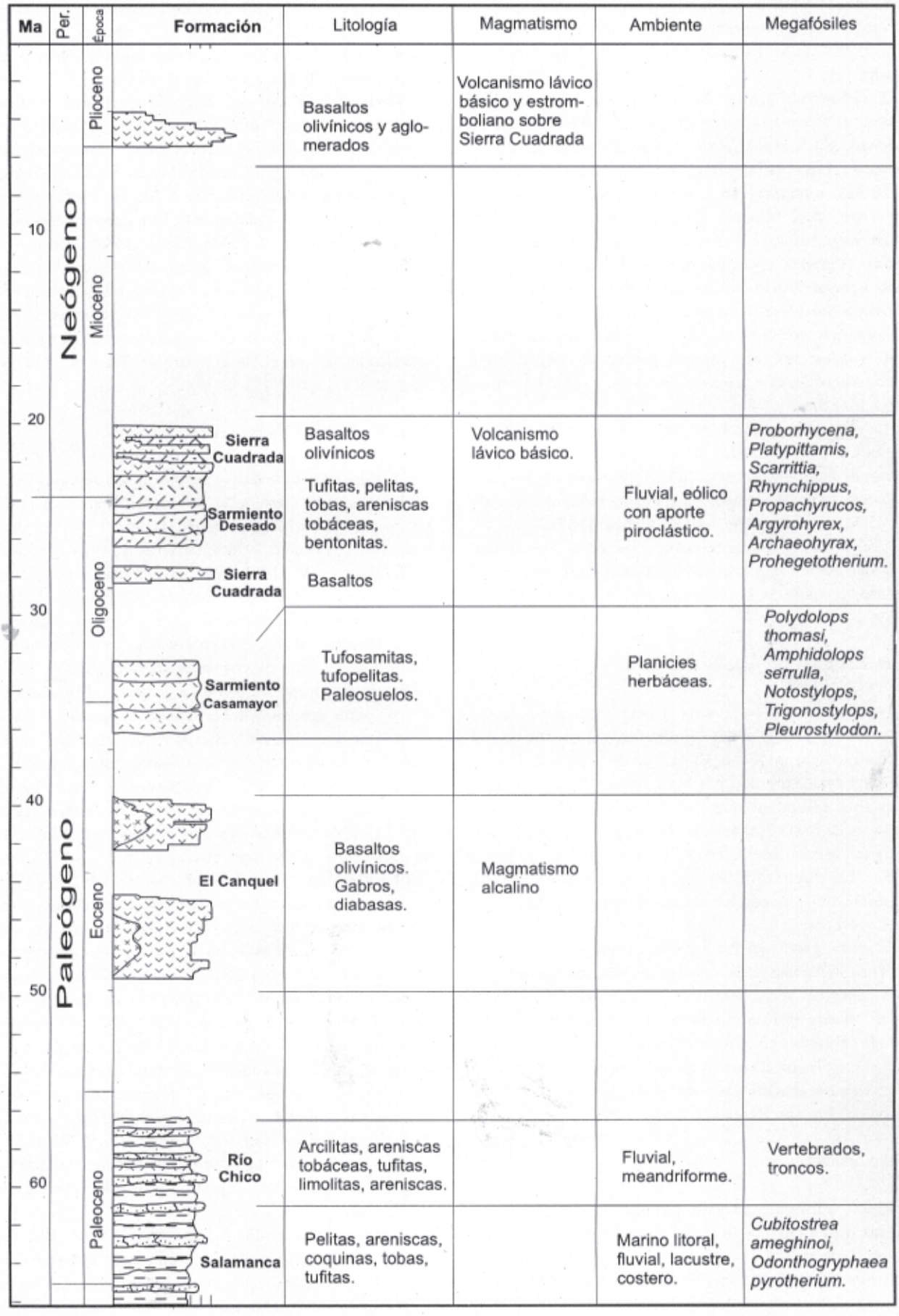
CUADRO 10. REGIÓN DE LA MESETA DE SOMÚN CURÁ

Compilado de Ardolino (1981), Corbella (1984), Ardolino y Franchi (1993), Remesal et al. (1999)



CUADRO 11. REGIÓN DE LA MESETA DE CANQUEL

Compilado de Cortés (1988), Lema y Cortés (1987), Anselmi (1999)



Mesetas de Canquel - Sierra Cuadrada

El plateau basáltico de la meseta del Canquel y la sierra Cuadrada está situado en el centro de la provincia del Chubut, en la región de convergencia de las cuencas de Somún Curá - Cañadón Asfalto (Cortiñas 1996) y del Golfo San Jorge (Cuadro 11).

Está formado principalmente por cuatro apilamientos de basaltos olivínicos que constituyen la ***Formación Sierra Cuadrada*** (Etchart et al., 1962, Cortés, 1986), de hasta 30 m de espesor. Las efusiones iniciales se derramaron a partir de los 28 Ma, mientras que la mayor parte de las lavas se originaron en el Mioceno temprano, entre 23 y 21 Ma, aunque hay efusiones menores de 16 Ma (Marshall et al., 1986a). Aquellas lavas basales están intercaladas en el tercio superior de los depósitos volcánicos y volcaniclásticos del ***Grupo Sarmiento***, que llega hasta 250 m de potencia y está integrado por al menos dos secuencias depositadas en tiempos diferentes, una inferior predeseadense, en parte casamayorense, y otra superior, deseadense (Marshall et al., 1986a, Mazzoni, 1994).

En el extremo norte, la sección inferior del plateau está integrada por lavas básicas alcalinas de 20 m de espesor y cuerpos de gabros y diabasas de la ***Formación El Canquel***, del Eoceno temprano a medio, con edades radimétricas entre 51 y 45 Ma (Cortés, 1986; Lema y Cortés, 1987).

Conos volcánicos escasamente disectados, representantes de una actividad volcánica basáltica más moderna, están emplazados sobre la Formación Sierra Cuadrada (Cortés, 1986).

Mesetas de Cari Laufquen - Coli Toro

Nuevos plateau basálticos se originaron en el sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico a partir del límite oligoceno-mioceno. El basalto de la meseta de Cari Laufquen está integrado por numerosas coladas apiladas de basaltos olivínicos que, en conjunto, pueden llegar a espesores de hasta 200 metros. Dataciones de 24 y 20 Ma atestiguan la edad de este evento (Coira, 1979; Coira et al., 1985). La sucesión lávica yace sobre depósitos volcaniclásticos de edad deseadense a más antigua, hasta casamayorense.

La estratigrafía del Terciario volcánico de la meseta de Coli Toro, al naciente de la anterior, es básicamente similar. Sobre depósitos volcaniclásticos deseadenses se derramaron las coladas básicas olivínicas del ***Basalto Mesaniyeu***, unidad referida al Mioceno medio a alto, aunque correlacionable con el basalto de la meseta de Cari Laufquen. La actividad magmática continuó hasta el Plioceno con la efusión del ***Basalto Pereyra*** (Getino, 1995).

Basalto Strobel

El extendido volcanismo alcalino de intraplaca que se desarrolló en el sur de la Patagonia a partir de los 10 Ma, coincide con la fase plutónica correspondiente a la intrusión del Granito San Lorenzo a los 8 Ma y fue producto de la colisión de diferentes segmentos de la dorsal de Chile con la zona de subducción (Ramos y Mahlburg Kay, 1992). Las grandes planicies estructurales lávicas (mesetas del Strobel, del Lago Buenos Aires) se forman sobre potentes conglomerados de abanicos aluviales originados a partir de la fase principal de levantamiento de la cordillera (fase Quéchuica) ocurrida alrededor de los 10 Ma (Coira et al., 1982).

El ***Basalto Strobel*** está integrado por coladas de basaltos olivínicos de hasta 50 m de espesor, que se extienden desde la región del lago Cardiel hasta el sector interno del Macizo del Deseado, como producto de efusiones centrales. Constituyen las mesetas del Strobel, de la Muerte y otras menores. Escasas dataciones radimétricas han determinado edades comprendidas entre 8,6 y 6 Ma (Ramos, 1982a). Otras edades de unidades equivalentes en las mesetas Peicovich y de Cali varían entre 9,39 ± 0,55 y 8,57 ± 0,03 Ma (Gorring et al., 1997). El ***Basalto Belgrano*** (Riggi, 1957; Ramos, 1979; de Barrio, 1984), situado entre los lagos Posadas y Belgrano, fue correlacionado con el Basalto Strobel (Ramos y Mahlburg Kay, 1992).

Mesetas del Lago Buenos Aires

Las mesetas basálticas situadas al sur del lago Buenos Aires - General Carrera se originaron por varios pulsos lávicos a partir del Mioceno medio (Ugarte, 1956; Hashimoto et al., 1977; Skarmeta, 1978; Charrier et al., 1979 a y b; Sinito, 1980; Baker et al., 1981; Busteros y Lapido, 1983). En el sector chileno, coladas de 16 a 12 Ma (Charrier et al., 1979a y b) se derramaron sobre basaltos paleógenos correlacionados con el Basalto Posadas. En la meseta del Lago Buenos Aires los primeros pulsos lávicos yacen sobre depósitos clásticos miocenos del Grupo Río Zeballos (Ugarte, 1956). Esta porción basal fue denominada ***Formación Meseta Lago Buenos Aires*** (Lapido, 1979, en Busteros y Lapido, 1983). En esta formación se registran dos acontecimientos volcánicos, en algunos sectores separados por depósitos de origen glaciario. El más antiguo, de acuerdo con dataciones, estaría acotado entre 11 y 6 Ma, mientras que el superior está referido al límite mio-plioceno, ya que tiene edades entre 4 y 5 Ma (Sinito, 1980; Baker et al., 1981; Mercer y Sutter, 1982; Busteros y Lapido, 1983). Cuando faltan los depósitos epiclásticos interpuestos, aparece una sucesión continua de coladas, como ocurre en sectores de esta meseta y de la correspondiente al sector chileno. Así, para Charrier et al. (1979 a y b) la parte superior del nivel superior en Chile tiene edades de 8,4 ± 0,6 a 2,9 ± 0,4 Ma, mientras que Baker et al. (1981), determinaron edades entre 7 y 3,7 Ma para la secuencia en Argentina. En ambos casos, las edades más jóvenes son claramente pliocenas.

Cuerpos de rocas básicas alcalinas, reunidos en la ***Teschenita Los Antiguos*** (Busteros y Lapido, 1983), intruidos en los depósitos miocenos del Grupo Río Zeballos en el flanco norte de la meseta, están genéticamente vinculados al episodio magmático que originó la Formación Meseta Lago Buenos Aires.

En el ámbito de la meseta, en el Plioceno tardío-Pleistoceno se produjo otro episodio volcánico representado por basaltos alcalinos originados en erupciones centrales, que cubren parcialmente a los de la Formación Meseta

Lago Buenos Aires. Estas lavas fueron reunidas en la ***Formación El Sello*** (Lapido, 1979, en Busteros y Lapido, 1983) con dataciones entre 1,8 ± 0,5 a 0,8 ± 0,1 Ma (Sinito, 1980; Baker et al., 1981). Por último, las lavas más jóvenes alcanzan el Pleistoceno medio, con edades de 0,4 ± 0,3 a 0,2 ± 0,1 Ma (Sinito, 1980; Baker et al., 1981).

GRANDES VOLCANES BIMODALES

Los centros volcánicos alcalinos de la meseta de Somún Curá

En forma parcialmente coetánea con las efusiones básicas de la Formación Somún Curá, en el interior del plateau, se desarrolló un volcanismo con afinidades netamente alcalinas localizado en grandes estructuras volcánicas (sierras de Apas, Negra de Telsen, Chauchaiñeu, Chacays, Talagapa, Alta Sierra y Agua de la Piedra).

Este volcanismo involucra facies lávicas y piroclásticas de composiciones desde riolíticas hasta basálticas, con predominio de términos traquíticos. Constituyen asociaciones efusivas complejas con historias evolutivas comparables y edades oligoceno-miocenas. Estos centros han sido objeto de diferentes contribuciones (Corbella 1973a, 1974; Remesal, 1984; Remesal y Parica, 1987, 1989) en especial las sierras de Telsen y Chacays fueron caracterizadas como complejos efusivos por Corbella (1982b, 1983, 1985, 1987a, 1989a) y Corbella y Aurisicchio (1993) y recientemente se describieron con la misma categoría los centros de Talagapa, Agua de Piedra y Barril Niyeu (Remesal et al, 1999).

Los complejos volcánicos principalmente miocenos fueron agrupados en la ***Superunidad Quiñelaf*** según la propuesta de Franchi et al.(1998). De esta forma se unifica la nomenclatura adoptada para distintos sectores, eliminando la categoría de formación para la caracterización de las diferentes litologías (Nuñez et al., 1975; Ardolino 1981; Ardolino y Franchi, 1993; Yllañez y Lema, 1989).

Si bien las dataciones de las volcanitas de estos centros abarcan un lapso de 15 millones de años (37± 2Ma hasta 11± 2Ma) en general las lavas mesosilícicas son oligocenas (Ardolino, 1981; Franchi y Sepúlveda, 1983) en tanto que las lavas básicas y los cuerpos subvolcánicos son miocenos con edades de 23 ±2 a 15 ±1Ma (Ardolino, 1981).

Los datos de efusiones traquíticas más jóvenes fueron obtenidos en la sierra Negra de Telsen y en la sierra de los Chacays, con dataciones de 22± 2, 19,3± 3 y 18 ± 2Ma (Yllañez y Lema, 1979; Barbieri y Corbella, 1987) y las últimas manifestaciones se produjeron hacia el Mioceno medio, con la intrusión de cuerpos subvolcánicos traquíticos de 12± 1Ma y 11± 2Ma, en la Alta Sierra de Somún Curá (Ardolino y Franchi, 1993)

Mirador

En el sudoeste del Macizo Nordpatagónico, la ***Formación El Mirador*** (Petersen, 1946; Volkheimer, 1964) constituye un evento volcánico complejo, compuesto por lavas, cuerpos subvolcánicos y depósitos piroclásticos y volcaniclásticos de composición andesítica a basáltica, que alcanza 600 m de espesor al este de Colan Conhué. Fue asignado al Mioceno superior, debido a su relación de suprayacencia con la Formación Collón Cura. Los afloramientos se encuentran en la región de las sierras de Huanacache, Taquetrén y Cutancunué, río Chubut medio, Gualjaina y más al sur, en Tecka y Languiñeo (Volkheimer y Lage, 1981; Lage, 1982; Turner, 1982, 1983).

Pire Mahuida

En la región transicional entre el Macizo de Somún Curá y el área cordillerana del Chubut se desarrolló un volcanismo bimodal, principalmente ácido y con efusiones básicas más jóvenes, estudiado originalmente por Croce (1950). Este volcanismo, emplazado en un ambiente extensional de retroarco, constituye el ***Complejo Volcánico Pire Mahuida*** (Salani, 1990; Salani y Page, 1987, 1989). Una riolita de la asociación fue datada en 18±1 Ma (Salani y Parica, 1990) y un basalto en 17±1 Ma (Salani et al., 1994). Es una secuencia lávico-piroclástica que comienza con ignimbritas riolíticas del área septentrional de Rucu Luán y domos riolíticos y andesíticos (Salani, 1996) que afloran en el sector centro y occidental de la sierra Pire Mahuida. Los grandes volúmenes de lavas ácidas que caracterizan este complejo constituyen el núcleo de la sierra y son cubiertos por flujos basálticos que forman una meseta central. Un nuevo pulso de efusivas básicas vinculado a pequeños aparatos lávico - piroclásticos (Salani, 1994), también del Mioceno, aparece en los sectores central y norte de la sierra, donde cubre los depósitos piroclásticos de Rucu Luán. Al sur de la sierra afloran rocas básicas asignadas al Plioceno tardío-Pleistoceno.

Auca Mahuida

En la región nororiental de la cuenca Neuquina se desarrolló durante el Neógeno un volcanismo de retroarco eminentemente basáltico, con andesitas y traquitas subordinadas, que originó el campo volcánico del Auca Mahuida, de más de 60 km de diámetro. Está constituido por un centro principal, el cerro Auca Mahuida, estratovolcán emisor de lavas básicas y mesosilícicas y aglomerados volcánicos, y más de 100 conos menores, lávico - piroclásticos (Holmberg, 1964; Ardolino et al., 1995). Las dataciones disponibles están comprendidas entre 6,6 y 1,7 Ma (Valencio et al., 1979), aunque hay unidades volcánicas anteriores y posteriores a las datadas, por lo que la edad establecida abarca del Mioceno tardío al Pleistoceno (Holmberg, 1964; Ardolino y Franchi, 1996).

PRODUCTOS DEL VOLCANISMO FRAGMENTARIO

Durante el Paleógeno y Neógeno se han registrado en el área patagónica magmatismos explosivos que generaron enormes nubes de partículas. Transportadas por el viento, algunas se acumularon lejos de la fuente, formando voluminosos y extensos depósitos de caída de piroclastos.

Formación Carrere (Holmberg, 1976). Esta unidad se extiende en el sur de la provincia de Mendoza y en el norte de

la del Neuquén. Tiene mayor desarrollo en los alrededores de la sierra de Huantraico y está constituida por gruesos depósitos piroclásticos originados por caída. Si bien fue correlacionada con piroclastitas con fauna deseadense aflorantes en la quebrada Fiera, sur de Mendoza (Uliana, 1978; Gorroño et al, 1979), su origen se debería a las erupciones del arco magmático paleógeno situado hacia el oeste, y cuyos productos proximales hipabisales y lávicos integran el Grupo Molle (Ramos y Barbieri, 1988). La facies distal de este volcanismo, transportada por el viento, fue depositada en la zona de Huantraico, integrando la secuencia de la Formación Carrere. Su edad, en correspondencia con la del Grupo Molle, sería eocena media. Esto se vería apoyado por una datación isotópica del basalto suprayacente, de 36 ± 2 Ma (Eoceno superior). Temporalmente, la Formación Carrere formaría parte del Complejo Efusivo Eógeno (Bettini, 1982). No obstante, no se descarta la posibilidad de su correlación con algunas de las unidades del Grupo Sarmiento.

Grupo Sarmiento (Simpson, 1941). Las tobas que forman los horizontes de este grupo, integrado por cuatro formaciones, tuvieron su origen en efusiones que ocurrieron durante un extenso intervalo que va del Eoceno al Mioceno. Sus depósitos, de gran espesor y regionalmente extendidos, constituyen las mayores acumulaciones piroclásticas cenozoicas del país (Mazzoni, 1985; Franchi y Nullo, 1986). Son muy ricos paleontológicamente, ya que contienen una amplia y variada fauna, la que ha permitido reconocer las edades mamífero Casamayorense, Mustersense, Deseadense y Colhuehuapense (Pascual y Odremán Rivas, 1973).

Formaciones Casamayor y Musters. Las efusiones que dieron lugar a los horizontes de las Formaciones Casamayor y Musters ocurrieron, en líneas generales, durante el Eoceno inferior y medio y quizás Oligoceno temprano. Sus depósitos son descriptos en toda la costa del golfo de San Jorge, desde Puerto Mazarredo y alrededores de Comodoro Rivadavia hasta bahía Bustamante (Feruglio, 1949). Hacia el interior del continente se hallan afloramientos en Cabeza Blanca, cañadón Lagarto, cañadón Vaca (borde de la Pampa Pelada), barranca frente a la antigua parada Valle Hermoso, barranca sur del lago Colhué Huapi, cerro Blanco, borde occidental de la meseta basáltica del Humo, meseta de Canquel y laguna del Mate, donde se mencionó el desarrollo de paleosuelos (Andreis, 1972). En Río Negro constituyen las tobas que afloran al sur de Ingeniero Jacobacci (Casamiquela, 1969).

El depósito de estas tobas ocurrió contemporáneamente con una importante actividad magmática en la región cordillerana. La faja oriental o externa del arco volcánico desarrollado en el oeste del Chubut, Río Negro y sur de Neuquén, cuya actividad comenzó en el Paleoceno, prosiguió durante el Eoceno medio. Se ha sugerido una vinculación de carácter distal entre estas tobas y la actividad del arco magmático (Mazzoni, 1985).

Debido a su baja capacidad de preservación y a la falta de fósiles, casi no se han mencionado tobas casamayorenses y mustersenses al norte del río Chubut. Es muy probable, sin embargo, que parte de los horizontes asignados a términos más modernos del Grupo Sarmiento y preservados bajo basaltos o niveles de rodados, puedan corresponder a dichas capas.

Formaciones Deseado y Colhué Huapi. Las efusiones que dieron origen a los horizontes de las Formaciones Deseado y Colhué Huapi ocurrieron durante el Oligoceno y parte del Mioceno. Sus depósitos se extienden desde el curso inferior del río Deseado y Puerto Mazarredo hacia el norte (Feruglio, 1949). En la provincia del Chubut, se hallan al sur del lago Colhué Huapi, en la zona de la Gran Barranca, cerro Blanco y Valle Hermoso. Quince dataciones isotópicas de basaltos intercalados en las tobas, comprendidas entre 36 y 21 Ma, fueron utilizadas para calibrar las edades mamífero con las edades radimétricas absolutas (Marshall et al., 1977).

Depósitos deseadenses se encuentran en la meseta de Canquel, en la Rinconada de los López, en la localidad fosilífera designada como Scarrit Pocket, donde se dataron 18 muestras de volcanitas asociadas. Es ésta la única localidad conocida con fósiles deseadenses en Patagonia, que es avalada por múltiples dataciones de unidades volcánicas (Marshall et al., 1986a). Debajo de los basaltos de la Formación Sierra Cuadrada, las tobas se hallan en las mesetas de Canquel y del Zampal y en las sierras Cuadrada y Bagual. Otras localidades, hacia el océano Atlántico, son las de cañadón Hondo, con un basalto asociado de edad isotópica 29,0 ± 3,0 Ma (Andreis, 1977), Cabeza Blanca y cañadón Vaca (borde de la Pampa Pelada).

Depósitos tobáceos deseadenses fueron descriptos en todo el borde norte, este y sur de la meseta de Somún Curá. Su edad está acotada por la de los basaltos suprayacentes e intercalados en la secuencia tobácea, cuyas 15 dataciones isotópicas disponibles abarcan el lapso de 33 a 22 Ma (Ardolino y Franchi, 1993).

Depósitos colhuehuapenses son mencionados también en Gaiman y en el valle inferior del río Chubut (Feruglio, 1949). En la meseta de Somún Curá (sierras de los Chacays, Telsen y Rosada), las tobas son cubiertas en general por basaltos y traquibasaltos de la Formación Quiñelaf, con edades entre 20 y 15 Ma (Ardolino y Franchi, 1993). También corresponden a este episodio las tobas de la ***Formación Chichinales***, en el valle del río Negro (Barrio et al., 1989), y posiblemente las subyacentes a los basaltos de la zona de El Cuy (Bjerg et al., 1997).

A semejanza de las Formaciones Casamayor y Musters, estas tobas se depositaron coetáneamente con la evolución de la faja occidental o interna del arco volcánico paleógeno del oeste del Chubut, Río Negro y sur del Neuquén, que desarrolló su actividad fundamentalmente durante el Oligoceno, tanto en la cordillera como en la región extraandina del noroeste de la Patagonia. La vinculación entre ambos episodios fue sustentada por Mazzoni (1985), no descartándose el aporte de material fragmentario proveniente de manifestaciones volcánicas sincrónicas ocurridas en otros sectores, como los grandes plateau basálticos y las efusiones ácidas y mesosilícicas asociadas de la Patagonia Extraandina.

Formación Ñirihuau. Esta unidad constituye una secuencia volcaniclástica del Oligoceno tardío al Mioceno basal, desarrollada en el segmento norte de la Cordillera

Patagónica, y que forma el relleno principal de la cuenca de Ñirihuau. Sincrónicos con facies fluviales y lacustres, la participación de material de origen volcánico se manifiesta en la sección superior de la formación, como flujos piroclásticos y depósitos de caída. Éstos, sumados a los depósitos de diamictitas laháricas, revelan la presencia de actividad volcánica coetánea importante (González Bonorino, 1944, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981, 1983; Spalletti et al., 1982; Cazau et al., 1989; Spalletti y Dalla Salda, 1996).

Formación Santa Cruz. Hacia fines del Mioceno inferior, eyectos del volcanismo explosivo cordillerano se depositaron desde la parte sur de la cuenca del Golfo San Jorge hasta el estrecho de Magallanes. Junto con sedimentitas epiclásticas y tufitas, integran la Formación Santa Cruz y equivalentes, como la ***Formación Pinturas*** en el oeste del Macizo del Deseado. Las edades más antiguas obtenidas en aquella formación son de 21,7 ± 3 y 18,5 ± 0,2 Ma (Evernden et al., 1964; Marshall et al., 1977; Marshall y Pascual, 1978). Sin embargo, trabajos posteriores indicaron edades más jóvenes para estos depósitos, de alrededor de 17 a 16 Ma (Marshall et al., 1986b; Fleagle et al., 1995).

Formación Collón Cura. Otro volcanismo explosivo de gran desarrollo en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico se produjo en el Mioceno medio, con el depósito de tobas andesítico-dacíticas y flujos piroclásticos dacítico-riolíticos (Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu, Mazzoni y Stura, 1990) de la Formación Collón Cura (Roth, 1899). Datos analíticos fueron aportados por Mazzoni y Rapela (1991). Numerosas dataciones indican edades entre 15,4 y 10,7 Ma (Rabassa, 1974, 1978; Marshall et al., 1977; González Díaz y Valvano, 1979; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Benvenuto, 1990). Niveles de pumicitas de la ***Formación Caleufú*** (González Díaz et al., 1986) del sureste del Neuquén, referidas al Mioceno medio (Franchi et al., en preperación) revelan, aunque atenuada, la persistencia de este tipo de erupciones. Mientras tanto, continuaban también las emisiones de lavas básicas, representadas por las coladas de basaltos intercaladas en los términos inferiores de esa unidad, con edades semejantes (Franchi et al., en preparación).

Otros depósitos menores. Los episodios volcánicos piroclásticos han sido una constante en el Terciario de la Patagonia. Además de los citados, numerosas unidades están constituidas por depósitos de tobas o tienen intercalaciones importantes de estas rocas.

Las unidades marinas del Oligoceno - Mioceno del oriente patagónico (Formaciones Gaiman, Monte León, Chenque) tienen frecuentes intercalaciones piroclásticas, verdaderas chonitas que alcanzan espesores de hasta 15 m (Di Paola y Marchese, 1973; Riggi, 1978; Mendía y Bayarsky, 1981; Leanza et al., 1980; Franchi, 1983; Panza e Irigoyen, 1994).

También tienen participación piroclástica los depósitos de la Formación Río Frías, aflorantes en la Cordillera Patagónica desde la latitud del lago Fontana hacia el sur, con edad de 17 Ma (Ramos, 1981b; Marshall y Salinas, 1990).

En la región sudoeste de la provincia del Chubut, niveles de piroclastitas del Mioceno medio están intercalados en la secuencia epiclástica de los Estratos del Portezuelo y del Guenguel (Franchi et al., en preparación).

Las tobas tienen participación en los depósitos marinos y continentales de la Formación Puerto Madryn, especialmente en su sección superior, con edad de 9,41 Ma (Mendía y Bayarsky, 1981; Zinsmeister et al., 1981).

Intercalaciones de chonitas se hallan en la secuencia epiclástica de la Formación Río Negro del nordeste de la Patagonia, referida al Mioceno tardío - Plioceno temprano (Angulo y Casamiquela, 1982; Franchi et al., 1984).

LA FAJA ALCALINA BÁSICA SUBVOLCÁNICA

Concomitante con la evolución del arco volcánico paleógeno en el oeste, se desarrolló en el ambiente de intraplaca un magmatismo subvolcánico básico alcalino, con lavas asociadas, en una extensa faja de la Patagonia central, desde Ingeniero Jacobacci hacia el sur, en Lipetrén, Gan Gan, Bajada Moreno, Bajada del Diablo y El Sombrero. Constituye cuerpos de composición gábrica a sienítica, integrantes de las ***Formaciones Cerro Cortado***, ***El Buitre*** y ***El Canquel***, intruidos comúnmente en sedimentos psamo-pelíticos senonianos. Su emplazamiento, producido en niveles corticales muy altos, estaría vinculado a procesos extensionales. Las primeras manifestaciones del magmatismo ocurrieron en el Paleoceno tardío, pero el pico de actividad se produjo en el Eoceno inferior, perdurando hasta el Eoceno medio, con edades comprendidas entre 58 ± 2 y 40 ± 5 Ma (Nullo, 1978; Coira, 1979; Coira et al., 1985; Lema y Cortés, 1987; Ardolino y Franchi, 1993; Ardolino et al., 1995; Remesal et al., 1999). Rocas equivalentes afloran también en el norte y oeste de El Cain (Remesal et al., 1999).

Rocas de la serie teschenita-sienita, equivalentes a las de las Formaciones Cerro Cortado, El Buitre y El Canquel, se emplazaron en la zona de Sarmiento (Mórtola, 1923; Ferello, 1969; Viviers, 1970; Villar y Pezzutti, 1976; Pezzutti y Villar, 1978; Bitschene et al., 1991), con edades de 17 ± 2 y 24 ± 10 Ma (Linares y González, 1990). En el flanco sur de la cuenca del Golfo, en las cercanías de Las Heras, cuerpos semejantes, constituidos por intrusivos subvolcánicos alcalinos, tienen edad eocena a pre patagoniana (Vietto y Bitschene, 1994; Chelotti et al., 1996). Por otra parte, fuera de este ámbito, en la zona de Huantraico se reconocieron rocas teschenítica eocenas integrantes de la ***Formación Cerro Tormenta*** (Ramos, 1981a).

CENTROS VOLCÁNICOS MENORES

Los grandes plateau basálticos y los grandes volcanes bimodales constituyen ejemplos espectaculares de la actividad volcánica terciaria en la Patagonia. Sin embargo, este tipo de magmatismo no se agota en ellos. Numerosísimos centros efusivos más modestos en sus dimensiones, pero no por ello menos importantes desde el punto de vista del análisis volcanológico, se hallan en todo el ámbito patagónico. Para su tratamiento, se los ha separado de acuerdo con la provincia geológica a la que están vinculados.

Cuenca Neuquina

Dataciones comprendidas entre el Paleoceno y el Plioceno se obtuvieron de unidades volcánicas situadas al oeste de Piedra del Águila, reconociéndose tres ciclos efusivos terciarios (Linares et al., 1991). Del primero, coincidente con la evolución del arco volcánico en el oeste, se analizaron un dique dacítico de la Formación Auca Pan (Turner, 1965a, 1973, 1976), de 64 Ma, y basaltos atribuidos previamente al Basalto 0, con valores de 44 a 39 Ma y que corresponderían a eventos póstumos de la Serie Andesítica a estas latitudes. El segundo ciclo efusivo, de edad oligocena, con valores radimétricos entre 33 y 25 Ma, coincide con la evolución del arco volcánico de igual edad desarrollado en la zona cordillerana. Se extiende al oeste del río Collón Cura y en la zona del cerro Negro, al sur de Piedra del Águila, en el ambiente del denominado Basalto 0 (Galli, 1969).

Alrededor de la sierra de Huantraico, coladas y cuellos volcánicos basálticos con afinidades alcalinas, reunidos por Ramos (1981a) en la ***Formación Cerro Cabras***, tienen edades de 22 ± 2 y 21 ± 2 Ma. Serían parcialmente sincrónicas con los términos superiores de la Formación Palaoco según Ramos y Barbieri (1988). Una actividad subvolcánica alcalina, de litología semejante al Grupo Molle, la ***Andesita Pichi Tril***, de 18 ± 2 Ma, acompañó estas efusiones, ejemplificadas por los cerros Bayo de la sierra Negra y Bayo de la sierra de Huantraico.

En la zona ubicada al este del río Collón Cura y al oeste de Piedra del Águila, en áreas del Basalto 0 de Galli (1969), Linares et al. (1991) reconocieron su tercer ciclo efusivo con edades de 23 a 16 Ma. Dataciones similares fueron determinadas por Franchi et al. (en preparación). Este ciclo está representado también por el basalto del cerro Michacheo, en Zapala con dataciones de 24±5 y 17,8±0,8 Ma (Valencio et al., 1979; Cortelezzi y Dirac, 1969, respectivamente); por los situados al norte de Catán Lil con 20,6±0,8 Ma; por los de La Rinconada de 16±0,6 Ma y por el de Junín de los Andes de 10±1 Ma (Valencio et al., 1969, 1979). También corresponderían a este ciclo los de la zona de la pampa de Lonco Luan, con dataciones entre 14±1 y 10±1 Ma (Linares y González, 1990) y los basaltos intercalados en la sección inferior de la Formación Caleufú, en el río Collón Cura (González Díaz et al., 1988). Se incluyen en él, por correlación, las efusiones que dieron lugar a las mesetas de Catán Lil, de la Barda Negra, del oeste de Aluminé, al cordón de Rucachoroi y a las pampas Grande y de las Overas, en el sur de Neuquén.

Las mesetas de los alrededores de Zapala, hacia el sur hasta el Picún Leufú y hacia el norte hasta Las Lajas, están constituidas por basaltos cuyas efusiones se iniciaron en el Mioceno superior y perduraron durante gran parte del Plioceno, con edades de 8,6 a 2,3 Ma, estando la mayoría alrededor de los 5 Ma (Valencio y Creer, 1968; Valencio et al., 1969). Se incluyen en este período las efusiones que dieron lugar a la meseta del norte de Piedra del Águila, a la Pampa de la Horqueta, al oeste de la misma localidad, y a otras mesetas menores. Efusiones posteriores revelan que en la región la actividad volcánica se extendió hasta el Pleistoceno.

En el norte de la provincia del Neuquén, entre Chos Malal y Tricao Malal, se produjeron efusiones de basaltos de 2,3±0,5 y 2,5±0,3 Ma (Valencio y Creer, 1968; Valencio et al., 1969).

Entre el Auca Mahuida y la región del arco volcánico, en el área de la cuenca Neuquina, el ***Basalto Parva Negra*** representa un volcanismo de retroarco (Ramos y Barbieri, 1988), que comprende una serie de aparatos monogénicos basálticos (cerros Parva Negra, Horqueta y otros). La edad radimétrica obtenida en el primero es de 4,5±0,5 Ma, que permite ubicar temporalmente a estas efusiones en el Plioceno inferior.

Los basaltos del sur de Piedra del Águila, asignados por Galli (1969) a la Formación Coyocho y datados por Linares et al. (1991) en 7,6±0,2 Ma, fueron interpretados como el inicio de una actividad volcánica básica que, en esta región, se extendería hasta el límite plio-pleistoceno, hipótesis avalada por dos dataciones de coladas del denominado Basalto 0 de Galli (1969), de 4,3±0,1 y 1,2±0,3 Ma.

En la cordillera de Río Negro, efusiones de basalto de 3,2±2 Ma provenientes del cerro Tronador (Linares y González, 1990) constituyen la ***Formación Tronador***.

Macizo Nordpatagónico

Durante el Mioceno temprano se produjeron numerosas manifestaciones volcánicas en el Macizo Nordpatagónico noroccidental.

Una de ellas se produjo en la región situada entre el río Limay y Comallo, donde coladas de basaltos olivínicos fueron reunidas en la ***Formación Cerro Petiso***, de casi 200 m de espesor en la localidad tipo. El volcanismo se desarrolló sobre rocas del basamento precámbrico - paleozoico y fue previo a los depósitos del volcanismo fragmentario del Mioceno medio. Una datación radimétrica de los basaltos dio 21 Ma (Rolleri et al., 1976; Nullo, 1979).

La sierra de Queupuniyeu está constituida por un complejo volcánico alcalino de principios del Mioceno (edades radimétricas de 21 ± 1 y 19 ± 1 Ma), vinculado a grandes fracturas gravitacionales. Situada en la región norcentral del macizo, al norte de Los Menucos, tiene 70 km de largo en dirección norte - sur. Tiene relaciones estratigráficas de engranaje lateral con depósitos de la Formación Chichinales (Cuchi et al., 1999). Las volcanitas que la componen son basanitas y basaltos olivínicos alcalinos. En menor proporción hay nefelinitas y analcimitas y cuerpos más diferenciados de lacitas y tinguaítas (Corbella, 1975, 1982c, 1987b, 1989b; Corbella y Barbieri, 1989; Gelós y Labudía, 1981; Labudía et al., 1986).

Importantes campos basálticos situados en la región central del macizo carecen de información detallada. Se habrían originado en el Mioceno, tomando como base aspectos estratigráficos y morfológicos. Corresponden a los basaltos de la meseta de El Cuy, que cubren a depósitos de la Formación Chichinales (Bjerg et al., 1997) y a los de los cerros Pillahuincó Grande y Mulliar. En el cerro Ventana, en las cercanías de Gastre, un basalto tiene 7 ± 2 Ma (Linares y González, 1990).

El magmatismo continuó en el borde occidental del Macizo Nordpatagónico hasta fines del Neógeno. Se produjeron en esa región numerosas efusiones de basaltos olivínicos, dispuestos en una faja submeridiana, desde la zona de Paso Flores hacia el sur, en Pilcaniyeu, Comallo, Ingeniero

Jacobacci y Río Chico (González Bonorino, 1944; Rabassa, 1974; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Coira et al., 1985). Fueron agrupados como ***Basalto Chenqueniyeu*** y ***Formación Campana***. Se trata de coladas de hasta 25 m de espesor, a veces encauzadas, cuya edad fue asignada, generalmente, por criterios morfológicos. Cubren a unidades diversas, entre ellas a depósitos volcaniclásticos y epiclásticos del Mioceno medio y tardío. En Comallo tienen 3 Ma (Rabassa, 1974). Un volcanismo plioceno se encuentra expresado al oeste de la sierra de Queupuniyeu, en el cerro Piche, por una nefelinita de 3 ± 2 Ma (Corbella y Linares, 1978). Se han asignado al Plioceno los basaltos del cerro Pillahuincó Chico, el Basalto Pereyra de la región de Coli Toro (Getino, 1995) y las efusiones basálticas del sur de la sierra de Pire Mahuida (Salani, 1990). El ***Basalto Rumay***, de la zona de Lipetrén, podría ser del Plioceno o más joven (Nullo, 1978).

Cuencas de Somún Curá - Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge

En estas cuencas, una esporádica actividad volcánica basáltica se registró durante el Daniano, con edades de 64 y 62 Ma (Marshall et al., 1981), posiblemente vinculada al evento que originó al Basalto Posadas. El volcanismo se reiniciará hacia el Eoceno tardío. Al sur de los lagos Musters y Colhué Huapi, basaltos vinculados con los depósitos deseadenses tienen edades entre 35 y 24 Ma. En Pico Truncado, mantos de 2 a 5 m de basaltos post Deseadense y pre Colhuehuapense, tienen 33 a 27 Ma (Marshall et al., 1977; Marshall y Pascual, 1978). Estos datos permitieron reconocer dos subperíodos de actividad basáltica alcalina en esta región: uno entre 35 y 34 Ma, en el Eoceno tardío, y otro entre 29 y 25 Ma, en el Oligoceno (Marshall et al., 1977). Este volcanismo se puede correlacionar con el situado en el flanco sur de la cuenca del Golfo, en la región de Colonia Las Heras, donde parte de los basaltos de la ***Formación Chapalala*** son eocenos hasta oligocenos (De Giusto et al., 1982).

La actividad volcánica del Mioceno se centró en la región de Canquel-Sierra Cuadrada, como se vio anteriormente. A partir del final del Mioceno tardío, y durante el Plioceno, numerosas efusiones aisladas menores se produjeron en el ámbito extraandino del Chubut, hasta el borde occidental de la cuenca. En los alrededores del lago Fontana, las rocas basálticas pertenecientes a la ***Formación Hualá*** tienen entre 6 y 3 Ma (Sinito, 1980; Ramos et al., 1982; Linares y González, 1990). Al noroeste de José de San Martín fue datado un basalto de 2 ± 0,3 Ma (Franchi y Page, 1980). En las proximidades del lago Colhué Huapi, finalmente, hubo efusiones de basaltos de 4 ± 1 y 2,21 ± 0,06 Ma, que abarcan la mayor parte del Plioceno (Marshall et al., 1977; Sinito, 1980; Linares y González, 1990).

Macizo del Deseado

En el Macizo del Deseado, escasas coladas de basaltos entre las Formaciones Salamanca y Río Chico, al norte del Bosque Petrificado, atestiguan el inicio del volcanismo cenozoico en el Paleoceno tardío. El ciclo volcánico eoceno que se desarrollara en el extremo norte de la cuenca Austral con el Basalto Posadas y unidades equivalentes, se extendió también al macizo, con el ***Basalto Cerro del Doce*** (Panza, 1982), aflorante en La Manchuria, Gobernador Moyano, Cerro Vanguardia y Bajo La Leona. Son coladas, *necks* y pequeños diques de basaltos olivínicos y basanitas muy alterados, con espesores inferiores a 20 metros. En el área tipo, la edad es de 39 ± 5 Ma. La efusividad habría llegado a la región occidental del macizo con la ***Formación San Agustín***, compuesta por 5 m de basaltos olivínicos y mugearitas y *necks* basálticos, correlacionados con el Basalto Cerro del Doce (de Barrio, 1984).

En el Oligoceno, al sur de los 45° se produce una disminución de la intensidad de la actividad volcánica. Desaparecen los grandes plateau, registrándose efusiones localizadas que actualmente forman pequeñas mesetas. En el Macizo del Deseado, efusiones centrales de basaltos olivínicos y basanitas del ***Basalto Alma Gaucha*** (Panza, 1982) cubren a unidades del Grupo Sarmiento del Oligoceno inferior (Deseadense) y probablemente se interdigiten más al norte con éstas. La edad más antigua registrada es 30 ± 3 Ma en el cerro Alto. La actividad continuó hasta el Mioceno inferior, con edades comprendidas entre 21 ± 2 y 16 ± 2 Ma al noroeste del área tipo. Al Oligoceno son referidos también los basaltos de Gobernador Moyano y del cerro Cojudo Alto y parte de la Formación Chapalala.

Pequeñas manifestaciones volcánicas básicas ocurrieron en el borde occidental del macizo hacia el Mioceno temprano, con los basaltos del arroyo Page, de 20 ± 2 Ma (Sinito, 1980). Basaltos asignables a esta edad son los del cerro Tres Picos, al sur del río Deseado.

El volcanismo que se inició hacia el Mioceno tardío temprano adquirió preponderancia al sur del golfo San Jorge. En el Macizo del Deseado, y extendiéndose al sector nororiental de la cuenca Austral, las efusiones de lavas basálticas olivínicas correspondientes al ***Basalto Gregores*** y unidades equivalentes (Marín, 1984; Sacomani, 1984; Nullo et al., 1993; Panza y Marín, 1996), tienen edades radimétricas entre 12,42 ± 0,36 a 11,1 ± 0,2 Ma (Gorring et al., 1997). En la región del río Deseado medio, la ***Formación Meseta San Pedro*** (De Giusto et al., 1982; Roll, 1937) sería de esa edad.

Numerosas efusiones basálticas menores se produjeron en el sur de la Patagonia Extraandina durante el ciclo volcánico del Mioceno tardío - Plioceno. En las mesetas del Mojón Aisín, del Mojón Letrina y del cerro Negro unidades correlacionables tienen dataciones comprendidas entre 5,6 ± 0,17 y 4,8 ± 0,5 Ma (Gorring et al., 1997). En este ciclo se pueden incluir, con reservas, las efusiones representadas por las chimeneas de rocas básicas fóidicas de la ***Formación Madre e Hija*** (Panza,1982) y por el ***Basalto Cerro Tejedor*** (Sacomani, 1984). Este último fue referido al Plioceno inferior y correlacionado con los basaltos Las Tunas y La Cueva (Panza y Marín, 1996). Algo más jóvenes son los basaltos del este de Perito Moreno, en el valle del río Deseado, de 3,4 ± 0,4 Ma (Baker et al., 1981). Bajo la denominación de ***Basalto La Angelita*** (Panza, 1982) se han agrupado decenas de campos lávicos y conos volcánicos formados por basaltos olivínicos. Las edades determinadas, en diferentes localidades, varían entre 3,56 ± 0,21 y 2,00 ± 0,05 Ma (Gorring et al., 1997).

Cuenca Austral

Durante el Paleógeno la cuenca Austral fue escenario de un importante volcanismo basáltico alcalino, representado por el Basalto Posadas y unidades equivalentes. Con características litológicas diferentes, las ***Traquitas del Cerro Rosado***, aflorantes en el lago San Martín, están integradas por 200 m de traquitas alcalinas, con brechas volcánicas basales. Asignadas al Paleóceno (58 ± 2 Ma), están vinculadas con una colisión de dorsal oceánica que habría ocurrido en el Cretácico tardío o bien a principios del Paleógeno (Ramos, 1981; Ramos et al., 1994).

En el norte de la cuenca Austral, registros de subsuelo en el río Shehuen determinaron espesores de 100 m de volcanitas nominadas ***Basalto Chalía*** (Russo et al., 1980). Si bien fue correlacionado con el Basalto Posadas, sus relaciones estratigráficas, sobre la Formación Man Aike y debajo del "Patagoniano", sugieren una probable edad oligocena.

Durante el ciclo volcánico del Mioceno, en la región de los lagos Viedma y Argentino se intruyeron cuerpos subvolcánicos mesosilícicos, el ***Filón El Turbio*** y los pórfiros andesíticos del cerro Moyano, alrededor de los 18 a 16 Ma (Oviedo, 1982; Massabie, 1990). Contemporáneamente, se desarrollaba en la cordillera la fase magmática correspondiente a la intrusión del ***Granito Fitz Roy*** (18 ± 3 Ma, Nullo et al., 1979), al que pertenecería la diorita cuarcífera del cerro Payne en Chile (13 ± 1 y 12 ± 2 Ma, Halpern, 1973). Una efusión particular en esta época está constituida por la ***Adakita Cerro Pampa*** de 12,1 ± 0,7 Ma, volcanismo continental de arco originado por fusión parcial de placa subductada (Ramos et al., 1991; Mahlburg Kay et al., 1993b).

Con posterioridad a la instauración de la gran planicie basáltica del Strobel, durante el Plioceno temprano, en la región del lago Cardiel se produjeron efusiones lávicas de composición olivínico toleítica a mugearítica, producto de emisiones centrales encauzadas en un relieve elaborado en dicha planicie. Son el ***Basalto Las Tunas***, de 5 ± 1 Ma, y el ***Basalto La Cueva***, que tiene 4 ± 1 Ma (Ramos, 1982a; Ramos y Mahlburg Kay, 1992). Otras efusiones que se podrían correlacionar con éstas son las del ***Basalto Olnie***, cuyas coladas están derramadas en un relieve elaborado en el Basalto Belgrano, entre las lagunas Azul y Olnie (Ramos, 1982c).

Durante el Plioceno tardío se registró un importante ciclo volcánico basáltico en la cuenca Austral. Al norte del lago Viedma, en las mesetas Chica y Desocupada, hay basaltos intercalados con till, con edades comprendidas entre 3,68 ± 0,03 y 3,48 ± 0,09 Ma, apoyados en basaltos de 4,5 y 4,2 Ma (Mercer et al., 1975; Mercer, 1976 a y b). En Karaiken, un basalto derramado sobre la Formación Santa Cruz fue datado en 2,66 ± 0,14 Ma (Marshall et al., 1986b). En el cerro Fraile, al sur del lago Argentino, se identificaron siete mantos lávicos con 180 m de espesor, intercalados con depósitos de till y fluviales (Feruglio, 1949). Las determinaciones radimétricas van de 2,44 ± 0,14 a 1,01 ± 0,04 Ma (Mercer, 1969; Mercer et al., 1975; Fleck et al., 1972). Dos coladas de basaltos situadas a 25 km al este del cerro Fraile fueron datadas en 2 Ma (Mercer, 1976b). Valores similares tiene el basalto de Cóndor Cliff, datado en 2,66 ± 0,06 Ma (Mercer et al., 1975). En la sierra Baguales y en la meseta de Las Vizcachas hubo un volcanismo continuo desde el Plioceno hasta el Pleistoceno (Fleck et al., 1972). Son mantos de basaltos olivínicos y basandesitas con 200 m de espesor

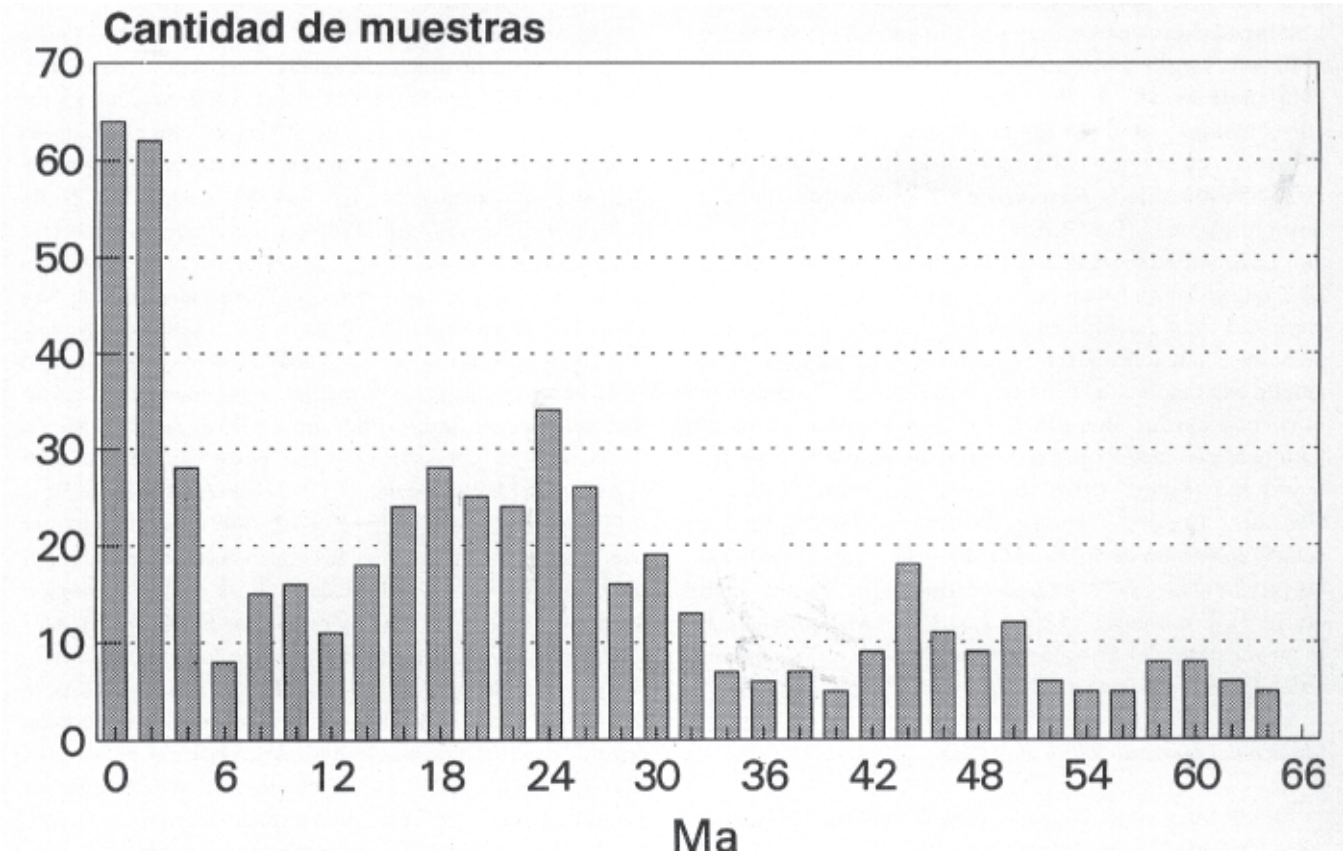


Figura 12. Volcanismo paleógeno y neógeno de la Patagonia, sin discriminar los tipos de rocas.

cuyas coladas superiores se intercalan con depósitos de till. La edad de las coladas basales es de 4,5 a 3,48 Ma; y la de las superiores, 2 y 1,03 Ma (Mercer, 1976 a y b; Mercer et al., 1975).

En la región de laguna Olín, el ***Basalto Laguna del Guadal*** fue asignado, por morfología, al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano. Una unidad de difícil ubicación temporal es el ***Basalto Río del Medio*** (Ramos, 1981c). Son varias coladas encauzadas de basaltos y basandesitas olivínicas aparentemente sincrónicas que podrían tener edad pleistocena.

ANÁLISIS DE LA EFUSIVIDAD DE LA PATAGONIA DURANTE EL TERCIARIO, SOBRE LA BASE DE LAS DATACIONES RADIMÉTRICAS

Son escasos los intentos de sistematización de los eventos volcánicos del Terciario de la Patagonia, destacándose en este sentido el trabajo de Ferello (1969). En la actualidad, sin embargo, existe un cúmulo de información aportada por dataciones radimétricas que podrían aportar a la elaboración de una síntesis.

No existe un criterio unívoco para definir y agrupar los resultados de las dataciones radimétricas del volcanismo terciario de la Patagonia Extraandina. Una forma de acceder al problema fue compilar los datos analíticos de edades isótopicas publicados hasta la fecha y, sobre esta base, confeccionar una serie de histogramas que permitieran establecer agrupamientos por épocas y lugares. Se debe recalcar la validez relativa de algunos resultados, ya que la compilación trae aparejada la diversidad de los muestreos, que obviamente no se han realizado siguiendo una malla prefijada, así como tampoco se cuenta con determinaciones del total de las manifestaciones volcánicas del Terciario de la Patagonia. Podría suceder que un pico de actividad, antes que representar un incremento en el volcanismo, en realidad respondiese a una particular concentración en el muestreo de una unidad determinada. Con esas restricciones, el registro refleja la efusividad terciaria de la Patagonia y muestra coincidencias significativas con los procesos sedimentarios y faunísticos.

Teniendo en cuenta las limitaciones apuntadas, al considerar la actividad volcánica completa durante el Terciario (Figura 12), en el ambiente patagónico la distribución de datos analíticos disponibles sugiere dos pulsos de actividad importantes, uno en el Oligoceno tardío y otro en el final del Plioceno. Si bien el volcanismo basáltico parece adquirir importancia hacia tiempos más jóvenes, también podría sugerirse que desde el Paleoceno hasta el Oligoceno la distribución de composiciones eruptadas tiende a cubrir un rango amplio, pero sólo los basaltos mantienen un coeficiente de aumento importante; y llegado el Mioceno alto-Plioceno las rocas ácidas e intermedias tienen expresiones menores. Analizando el magmatismo por regiones (Figuras de cada provincia) el panorama es diferente, puesto que cobran importancia los regímenes tectónicos locales.

El volcanismo ácido datado más significativo aparece en el inicio del Terciario dentro de una faja relacionada con subducción, mientras que los productos más recientes están enmascarados por la escasez de datos.

La efusividad basáltica tiene una gran importancia durante el Oligoceno y Mioceno en la región extraandina de Chubut y Río Negro, fundamentalmente vinculada a episodios de intraplaca, mientras que a partir del Mioceno y en especial en el Plioceno, hay erupciones basálticas en el Macizo del Deseado y en la cuenca Austral de Santa Cruz y principalmente en Neuquén, enmarcadas en la evolución de cuencas de retroarco, donde son volumétricamente cada vez más importantes.

El volcanismo ácido (explosivo) tiene una distribución moderada a lo largo de todo el Terciario dentro de la provincia de Río Negro. En Chubut es significativo durante el Oligoceno-Mioceno inferior. Es importante durante el Eoceno, decae posteriormente y vuelve a cobrar importancia en el Mioceno alto y Plioceno. En Santa Cruz tiene un sólo máximo en el Mioceno.

El volcanismo mesosilícico, representado por lavas andesíticas y traquíticas, aparece durante todo el Terciario en Río Negro, coincidiendo con el volcanismo ácido. Sólo las traquitas están restringidas al Oligoceno y Mioceno, vinculadas al magmatismo bimodal de la región de Somún Curá. En Chubut hay erupciones andesíticas durante el Paleoceno y Oligoceno, relacionadas con la evolución del volcanismo de arco, con un máximo en el Oligoceno mucho más importante y que coincide con la eruptividad traquítica. En Neuquén las traquitas prácticamente no aparecen representadas, excepto por un dato aislado en el Oligoceno. En cambio, las andesitas se destacan en cantidad en por lo menos tres pulsos: en el Eoceno, Mioceno inferior y Plioceno, como parte de la actividad magmática del arco volcánico en cada período. En Santa Cruz el volcanismo mesosilícico es poco destacado, salvo en el Mioceno medio.

Es necesario resaltar la presencia de intrusivos básicos con afinidades alcalinas en la Patagonia. Si bien no se cuenta con un número importante de datos, se ha registrado un pulso durante el Eoceno, en torno de los 44 Ma. Durante el Eoceno-Oligoceno se produjeron intrusiones de este tipo en el ambiente extraandino del Chubut y en las estribaciones andinas de Santa Cruz, relacionados con procesos distensivos. Dicho pulso respondería a la fase Incaica de Ramos y Ramos (1979).

LOS CICLOS VOLCÁNICOS MAYORES

PALEOCENO - EOCENO (60 - 42 Ma)

En este período, las primeras manifestaciones correspondientes a un arco volcánico se dan en la denominada faja externa extraandina de la serie andesítica, o faja de Pilcaniyeu, que se extiende de norte a sur desde el lago Lolog en Neuquén hasta el río Chubut medio (Figura 13). Composicionalmente corresponden a un volcanismo bimodal calcoalcalino con predominio de facies ignimbríticas. Los basaltos y las andesitas se encuentran en menor proporción. Las dataciones obtenidas abarcan un amplio período que va desde los 60 a los 42 Ma (Figura 14). Con este volcanismo se han vinculado los extensos depósitos piroclásticos que constituyen las Formaciones Casamayor y Musters del Grupo Sarmiento, aflorantes en la costa del golfo San Jorge, en los alrededores de los lagos Musters y Colhué Huapi, en la meseta de Canquel y al sur de Ingeniero Jacobacci.

Dataciones entre 64 y 39 Ma se han obtenido de efusiones acaecidas un poco al este del arco volcánico, en la región comprendida entre Piedra del Águila y el río Collón Cura.

En el norte neuquino las manifestaciones del arco volcánico están englobadas en el Grupo Molle, con las Formaciones Collipilli y Cayanta. Se trata de dos angostas

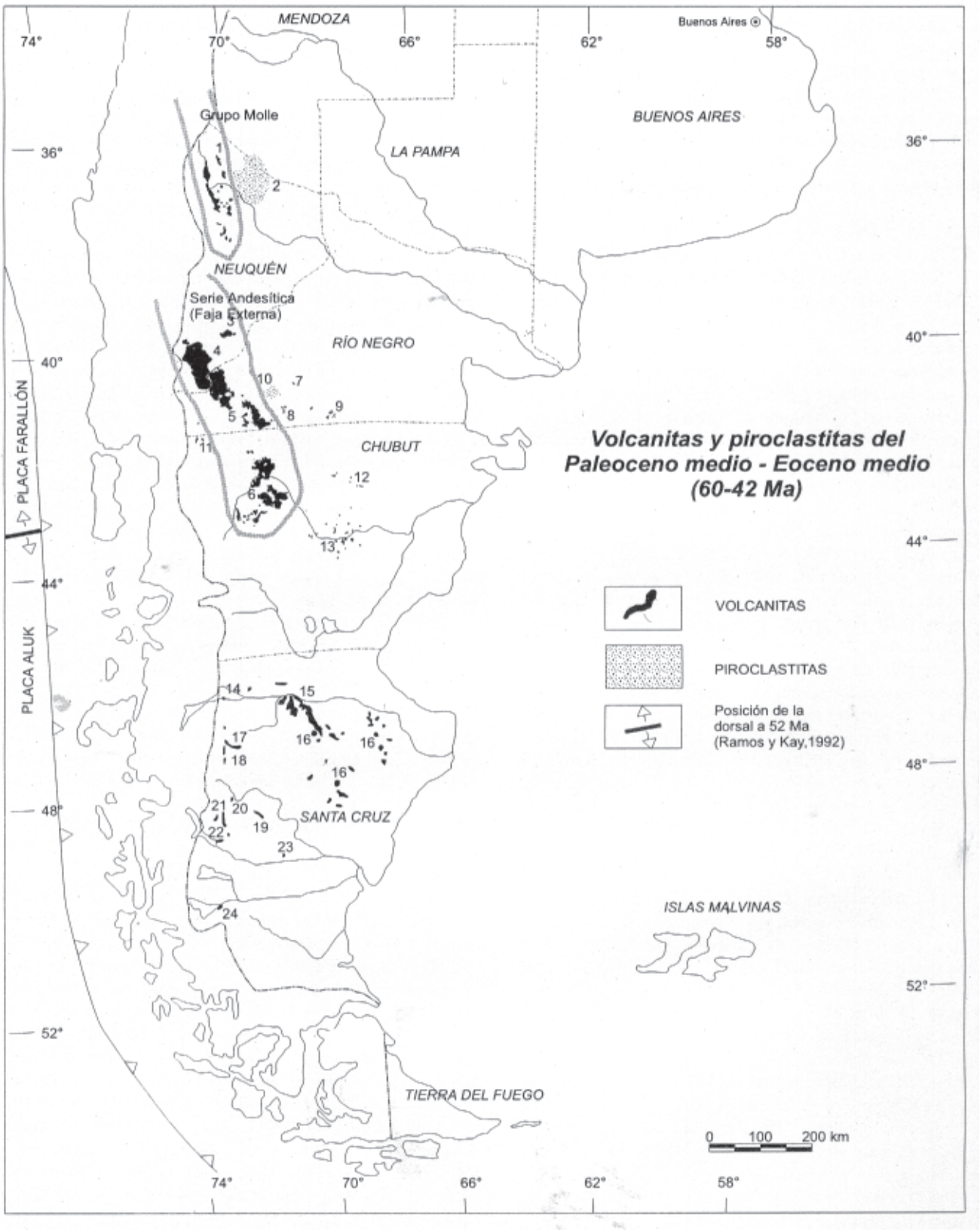


Figura 13. Paleoceno medio - Eoceno medio (60-42 Ma). 1) Grupo Molle: Formaciones Cayanta (oeste), Colipilli y Pelán (este), Cerros Negro, Mayal, Caicayen, del Diablo, Las Mellizas; 2) Formación Carrere (punteado); 3) Oeste Piedra del Águila: Formaciones Auca Pan y Santa Isabel; 4) Formación Ventana, Pilcaniyeu, etc; (Faja externa de la Serie Andesítica); 5) Formación Huitrera, sur de Comallo, oeste de Ing. Jacobacci, etc; (Faja externa de la Serie Andesítica); 6) Formación Huitrera, Río Chubut Medio (Faja Externa de la Serie Andesítica); 7) Formación Cerro Cortado en la meseta de Coli Toro; 8) Formación Cerro Cortado al sur de Ing. Jacobacci; 9) Subvolcanitas básicas al oeste de El Caín (atribuibles a Formación Cerro Cortado); 10) Grupo Sarmiento, Depósitos casamayorenses al sur de Ing. Jacobacci; 11) Subvolcanitas básicas de El Bolsón; 12) Formación El Buitre; 13) Formación El Canquel, incluye cerro Bororó y región de los Altares y sierra Negra; 14) Teschenita Jeinemeni; 15) Formación Chapalala (en parte oligocena); 16) Basalto Cerro del Doce; 17) Basalto Posadas (Localidad Tipo); 18) Basalto Posadas (Lago Belgrano); 19) Basalto Posadas (Lago Cardiel); 20) Basalto Posadas (Lago San Martín); 21) Traquita cerro Rosado; 22) Essexita Río Carbón; 23) Basalto Chalía (subsuelo); 24) Basandesita Alta Vista.

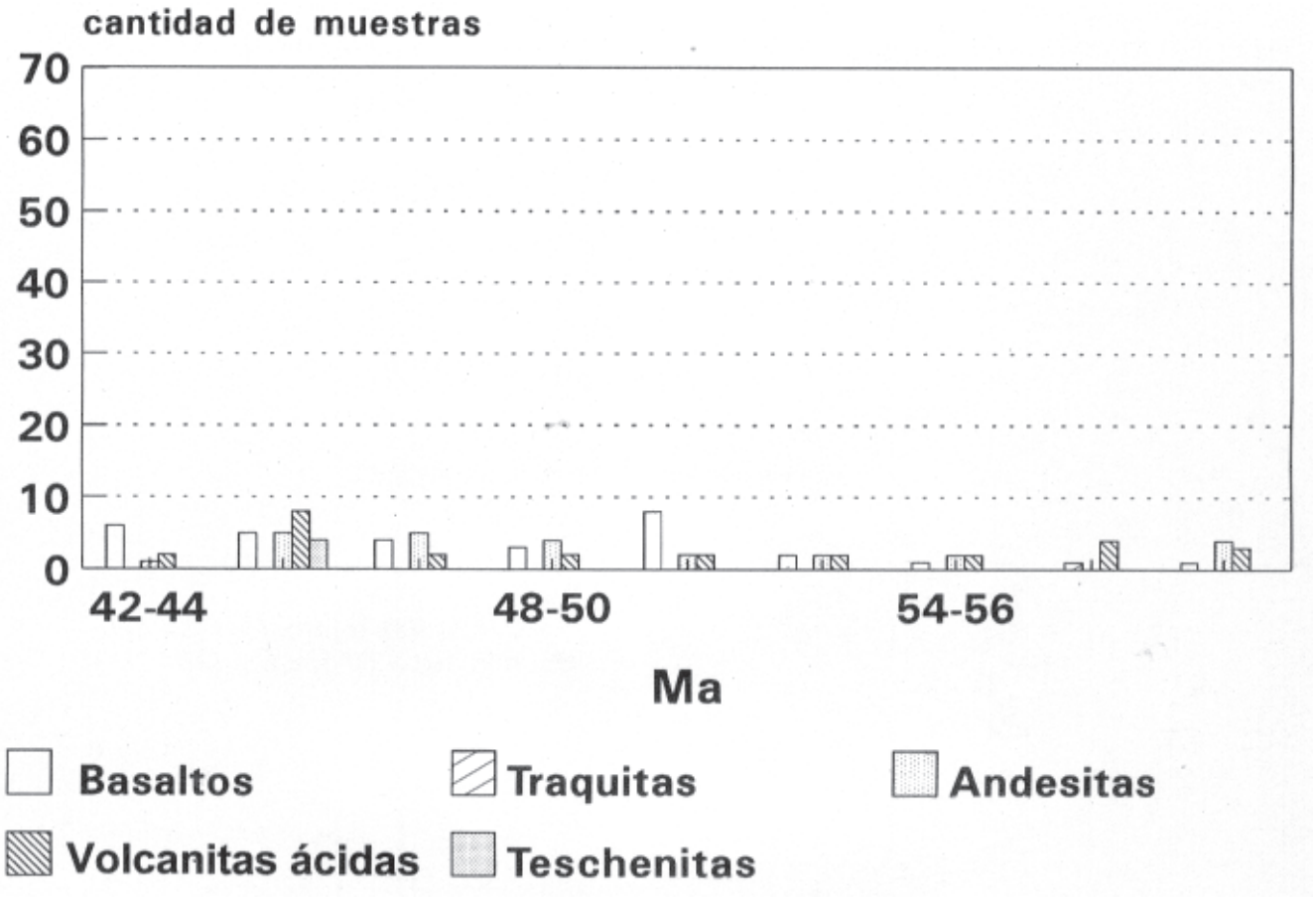


Figura 14. Volcanismo paleoceno-eoceno (60-42 Ma)

fajas de dirección norte - sur. La oriental, Formación Collipilli y su equivalente Formación Pelán está compuesta por filones capa y lacolitos andesíticos a dacíticos y la occidental, Formación Cayanta, representa la fase efusiva del complejo caracterizada por la emisión de lavas y brechas andesíticas. La edad de este arco volcánico es relativamente más joven que la desarrollada al sur, con dataciones comprendidas entre los 44 y 39 Ma. Este volcanismo habría originado nubes piroclásticas que fueron depositadas en la zona de Huantraico, constituyendo la Formación Carrere.

Mientras en el oeste se formaban los arcos volcánicos, en el ambiente de intraplaca se desarrollaba un magmatismo subvolcánico básico alcalino, con basaltos asociados, constituyendo una faja que se extiende desde la meseta de Coli Toro al norte, pasando por Ingeniero Jacobacci, Lipetrén, El Caín, Gan Gan, Bajada Moreno, Bajada del Diablo hasta El Sombrero. Son las Formaciones Cerro Cortado, El Buitre y El Canquel, constituidas por rocas teschenítas intruidas generalmente en psamitas y pelitas senonianas. Sus edades radimétricas oscilan entre los 58 y 40 Ma.

En la cuenca Austral, este ciclo volcánico comenzó con la efusión puntual de traquitas alcalinas relacionadas con la colisión de una dorsal oceánica (Traquitas del Cerro Rosado), aunque el episodio fundamental consistió en la emisión de extensos mantos básicos representados por el Basalto Posadas, asociados a manifestaciones subvolcánicas (Essexita Río Carbón y equivalentes). La efusividad también se extendió al Macizo del Deseado, con el Basalto Cerro del Doce, pudiéndose vincular a este volcanismo los basaltos del Paleógeno temprano de la región de Sarmiento.

OLIGOCENO (36 - 24 Ma)

El volcanismo durante el fin del Paleógeno (Figuras 15 y 16) estuvo influenciado por el cambio en la inclinación de la zona de Benioff en el sur neuquino, a causa de la variación de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Debido a ello se originó durante el Paleoceno un desplazamiento del arco volcánico hacia el oeste, dando lugar a la formación de la denominada faja interna o andina de la serie andesítica o faja occidental o cinturón de El Maitén, la que se emplaza de norte a sur desde el lago Espejo en Neuquén hasta Esquel en Chubut. Puede extenderse este volcanismo hacia el este, en sectores de la faja oriental o extraandina. También hacia el norte llegaría más allá del lago Lácar y al oeste y norte del lago Huechulaufquen. Su litología es compleja, e incluye fundamentalmente andesitas y frecuentes intercalaciones de rocas volcaniclásticas. Sus edades radimétricas oscilan entre 34 y 24 Ma.

Dataciones entre 37 y 25 Ma fueron obtenidas de efusiones acaecidas un poco al este del arco volcánico, en la región comprendida entre Piedra del Águila y el río Collón Curá.

Concomitantemente se produjo un volcanismo basáltico de retroarco, representado actualmente por extensas mesetas. La Formación Palaoco, cuyos afloramientos discontinuos se extienden desde el sur de Mendoza hasta la sierra de Huantraico en Neuquén, formaba parte de un antiguo plateau, posterior-

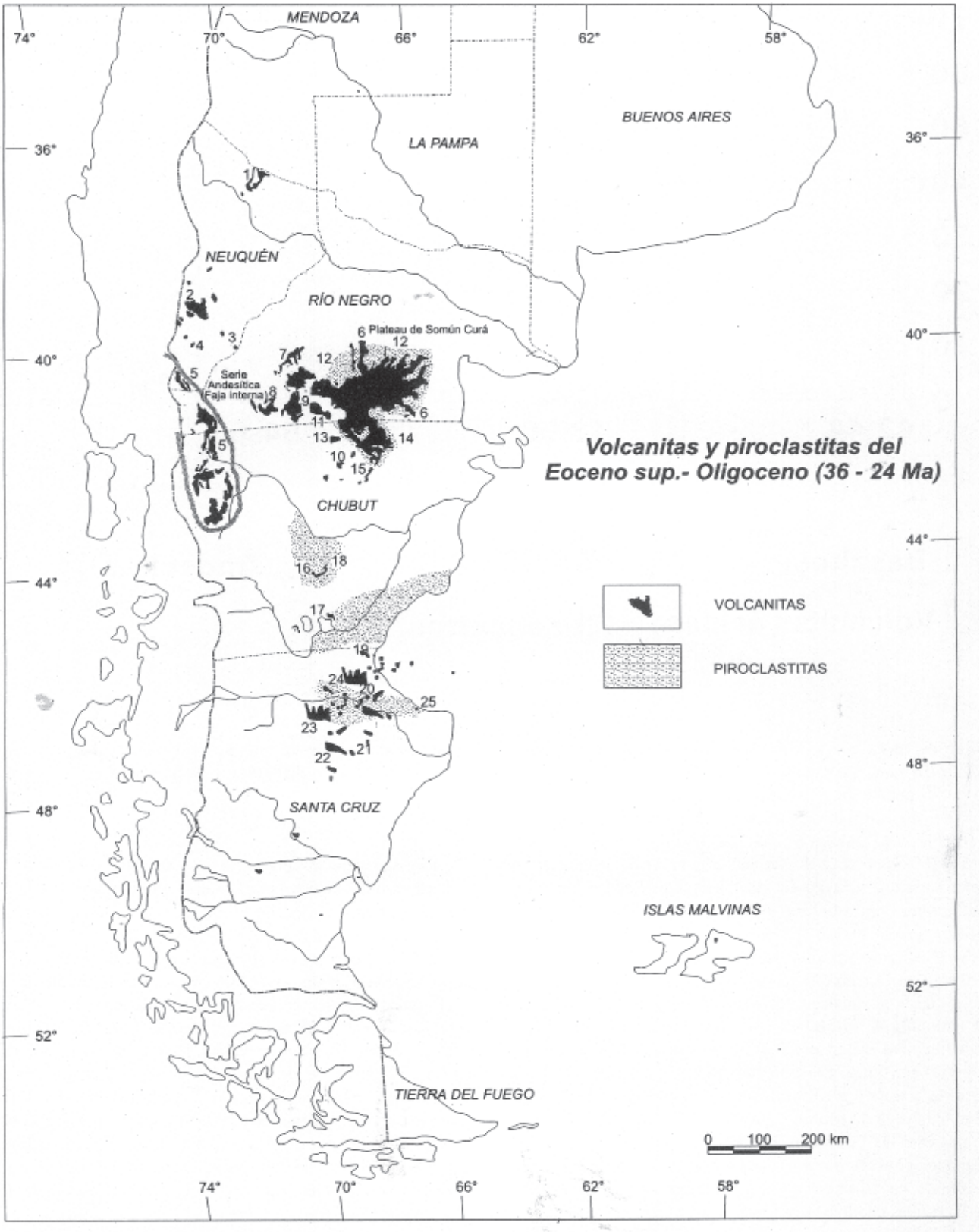


Figura 15. Oligoceno (36 - 24 Ma). 1) Formación Palaoco, Huantraico y Cerro Villegas; 2) Formación Auca Pan, zona L. Lacar, Huechulaufquen, Río Malleo; 3) Zona Basalto 0, aflor. norte: Este Río Collón Cura, aflor. Sur: Cerro Negro; 4) Cerro Chapelco; 5) Formación Ventana (Faja interna Serie Andesítica); 6) Formación Somún Curá (Meseta de Somún Curá); 7) Formación Somún Curá (Meseta de Coli Toro); 8) Meseta al sur de Ing. Jacobacci; 9) Centro volcánico Agua de la Piedra; 10) Complejo Eruptivo Quiñelaf de la sierra de Apas; 11) Volcanismo traquítico de la sierra de Chauchaiñeu; 12) Punteado: Tobas de edad deseadense; 13) Traquitas de la sierra de Talagapa; 14) Traquitas de la sierra de Telsen; 15) Traquitas de la sierra de los Chacays; 16) Formación Sierra Cuadrada, meseta de Canquel, Basaltos de Scarrit Pocket (Rinconada de los Lopez); 17) Afloramientos reducidos de basaltos en las inmediaciones de los lagos Musters y Colhué Huapi; 18) Depósitos de tobas deseadenses en sierra Cuadrada; 19) Grupo Sarmiento del SE de Chubut; 20) Basaltos de Pico Truncado; 21) Basaltos Alma Gaucha (cerro Alto), en parte miocenos; 22) Basaltos de Gobernador Moyano; 23) Basaltos del cerro Cojudo Alto; 24) Formación Chapalala (en parte eocenos); 25) Punteado: Tobas de edad deseadense, Pico Truncado – Pto. Mazarredo

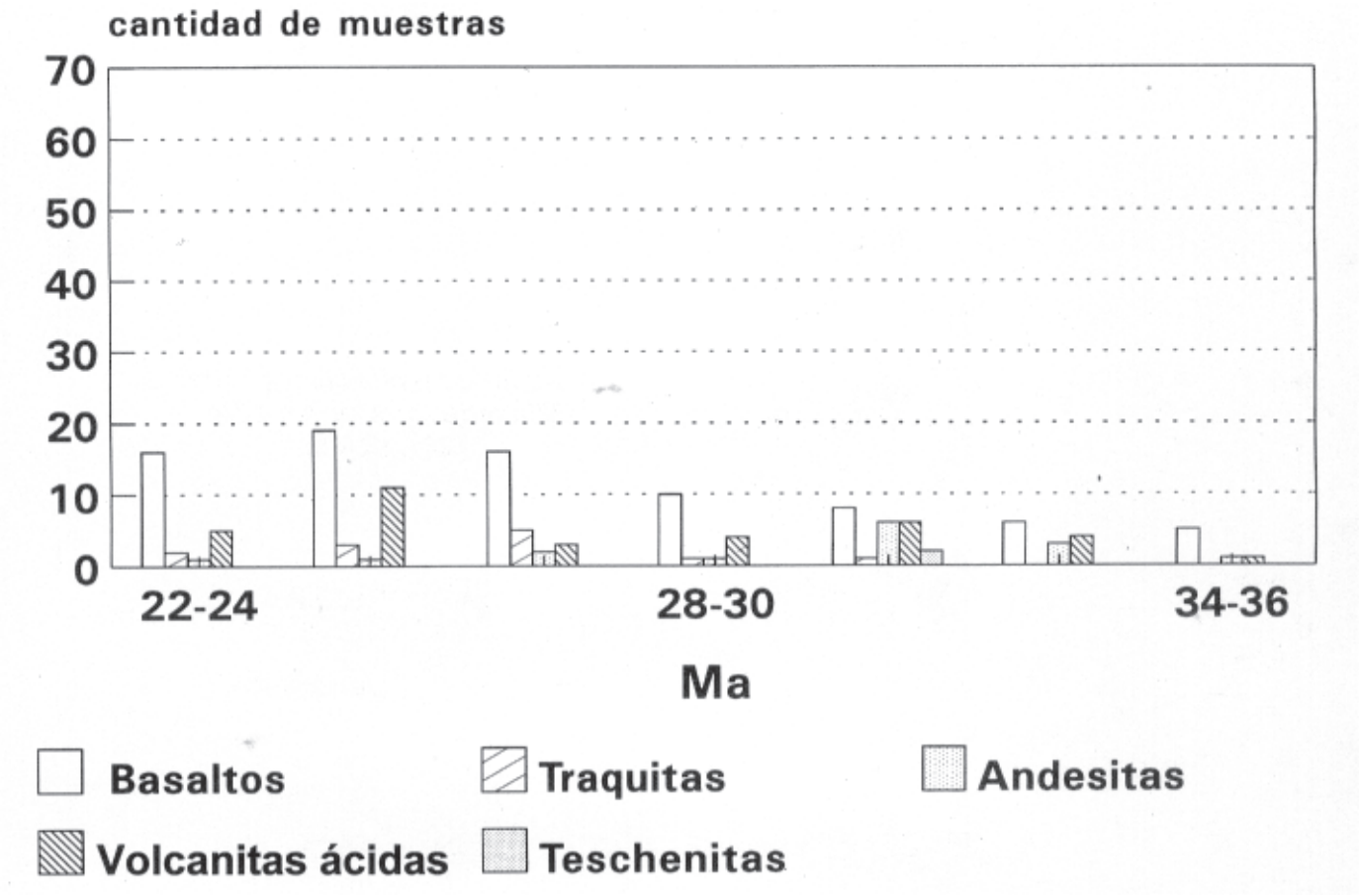


Figura 16. Volcanismo oligoceno (36-24 Ma)

mente plegado y fallado. Dentro de esta formación se describen piroclastitas que generalmente subyacen a los basaltos, aunque también hay lavas intercaladas en ellas. Asímismo, estas tobas han sido descriptas separadamente, integrando horizontes correlacionables con los superiores del Grupo Sarmiento. Las piroclastitas tenían su origen en explosiones ocurridas en el arco volcánico que estaba funcionando en la zona cordillerana y depositadas en el retroarco y el antepaís. La edad de este volcanismo oscila entre los 36 y 24 Ma.

También en el Macizo Nordpatagónico y en el resto de la Patagonia se producían efusiones tipo plateau en zonas donde simultáneamente se depositaban las piroclastitas provenientes del arco volcánico cordillerano. Las efusiones basálticas de mayor extensión constituyen la meseta de Somún Curá, de más de 25.000 km^2, atribuidas a una inestabilidad térmica local del manto. Otros ejemplos son las de Ingeniero Jacobacci, algunos basaltos de la meseta de Coli Toro, los basaltos olivínicos iniciales de la zona de meseta Cuadrada (Tapera de López), los ubicados al sur de los lagos Musters y Colhué Huapi y los de Pico Truncado. Tienen en común haberse derramado sobre o en forma intercalada entre depósitos piroclásticos deseadenses, o directamente cubiertos por piroclastitas colhuehuapenses. Sus edades radimétricas están entre 36 a 24 Ma. En ese lapso se reconoció una concentración de las dataciones en dos picos de mayor efusividad, tanto en la región de Somún Curá como al sur de los lagos Musters y Colhué Huapi.

Parcialmente coetáneas con las efusiones básicas generalizadas que originaron el plateau de Somún Curá, se generaron en su interior efusiones de tipo central que formaron grandes aparatos volcánicos con productos de neta afinidad alcalina, involucrando un espectro composicional desde riolítico a basáltico, aunque predominan las variedades traquíticas. Las dataciones indican que este volcanismo se desarrolló entre 37 y 11 Ma. Analizadas individualmente estas estructuras no parecen haberse generado al mismo tiempo en todo el ámbito del plateau. Las dataciones obtenidas, más algunos datos provenientes de la estratigrafía indicarían que las rocas mesosilícicas de las sierras de los Chacays y de Apas, en general serían más antiguas que sus equivalentes de sierra Negra de Telsen y de Alta Sierra de Somún Curá. Para esta conclusión, aparte de las dataciones, es decisiva la relación de las volcanitas con los horizontes piroclásticos del Grupo Sarmiento. En sierra de los Chacays, las traquitas se encuentran por debajo de piroclastitas colhuehuapenses.

En la parte sur de la cuenca del Golfo San Jorge (sur de los lagos Musters y Colhué Huapi y Pico Truncado) se produjeron efusiones de basaltos hacia el Eoceno tardío, sincrónicos con las manifestaciones lávicas iniciales de la Formación Chapalala. En el Macizo del Deseado, hacia los 30 Ma comenzaron las efusiones del Basalto Alma Gaucha.

MIOCENO INFERIOR A MEDIO (23 - 10 Ma)

El arco volcánico mioceno (Figuras 17 y 18) está representado en la cordillera neuquina desde Copahue hacia el norte por un notable espesor de volcanitas andesíticas cuyas

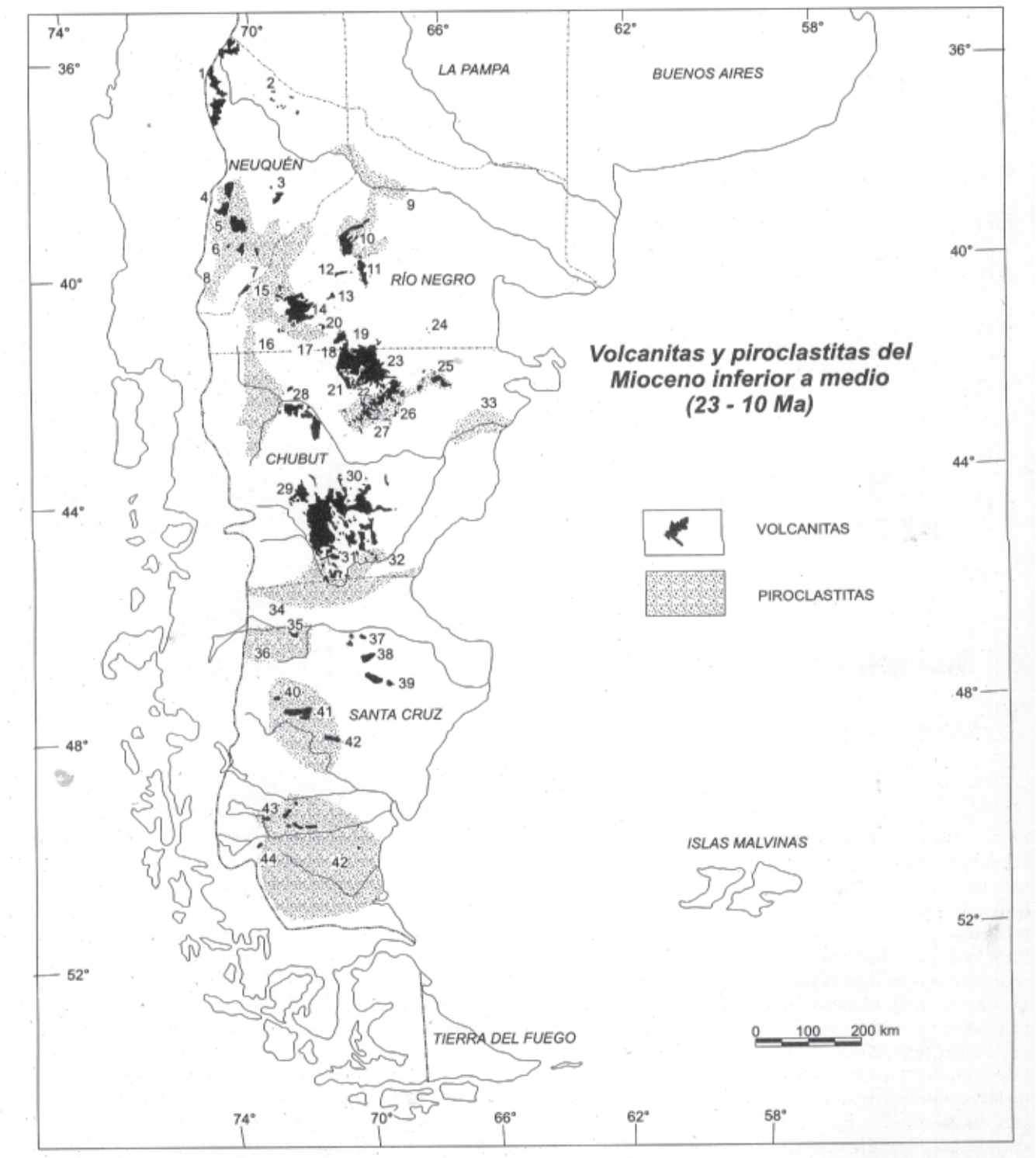


Figura 17. Mioceno inferior a medio (23-10 Ma). 1) Formación Epulauquen; 2) Alrededores de Huantraico: Formación Cerro Cabras (cerro Cabras, loma La Torre, Mesillas Bayas, Mesa de los Overos y Sur de los Overos, Cuellos del Chihuido de Tril, cerro Tormenta), Andesita Pichi Tril (cerros Bayo de la sierra Negra y de la sierra de Huantraico); 3) Cerro Michacheo y Meseta de la Barda Negra; 4) Meseta de Lonco Luan y oeste de Aluminé; 5) Meseta de Catan Lil, Pampa Grande y Pampa de las Overas; 6) La Rinconada y Junín de los Andes; 7) Zona Basalto 0: Oeste Piedra del Águila, Este Río Collón Cura; 8) Tobas de la Formación Collón Cura en la localidad tipo y alrededores (zona punteada); 9) Formación Chichinales; 10) Basalto El Cuy y tobas subyacentes de edad colhuehuapense; 11) Basanitas de la sierra de Queupuniyeu; 12) Basalto del cerro Pillahuincó Grande; 13) Basalto Mesaniyeu en la meseta de Coli Toro;14) Basalto de la meseta de Carri Laufquen; 15) Formación Cerro Petiso; 16) Tobas y Tufitas colloncurenses del Río Chico, Pilcaniyeu, Comallo y sur de Río Negro; 17) Tobas y tufitas colloncurenses de Ing. Jacobacci; 18) Basaltos de Rucu Luan; 19) Basaltos de la sierra de Chauchaiñeu; 20) Volcanitas básicas del cerro Mulliar (entre Maquinchao e Ing. Jacobacci); 21) Complejo Volcánico de Pire Mahuida; 22) Basaltos de la sierra de Talagapa, Formación Bajo Hondo; 23) Basaltos de la sierra de Apas, Facies Lávica Básica Final; 24) Rocas traquíticas y basálticas de la Alta Sierra de Somún Curá; 25) Basalto La Mesada y traquitas de la sierra Negra de Telsen; 26) Rocas traquíticas y basálticas de la sierra de Los Chacays, Facies Lávica Básica Final y basaltos de sierra Rosada; 27) Tobas colhuehuapenses de la meseta de Somún Curá; 28) Volcanitas equivalentes a la Formación El Mirador en la sierra de Huanacache, Gualjaina, Basaltos Piedra Parada; 29) Formación El Mirador en Tecka y Languiñeo; 30) Meseta del Canquel y sierra Cuadrada, Basaltos de Scarritt Pocket (Rinconada de los López); 31) Subvolcanitas básicas de Colonia Sarmiento; 32) Tobas colhuehuapenses de Gran Barranca, Valle Hermoso y cerro Blanco; 33) Tobas colhuehuapenses de Gaiman y del valle inferior del río Chubut; 34) Estratos del Portezuelo Estratos del Guenguel; 35) Basaltos de arroyo Page; 36) Formación Pinturas Grupo Río Zeballos; 37) Basaltos del cerro Tres Picos; 38) Mesetas de las Lagunas Sin Fondo; 39) Basalto Alma Gaucha, en parte oligoceno; 40) Adakita Cerro Pampa; 41) Basaltos Gregores, Tamel Aike y cerro Las Horquetas; 42) Formación Santa Cruz; 43) Filón El Turbio (río La Leona); 44) Pórfiros andesíticos de los cerros Moyano y Comisión.

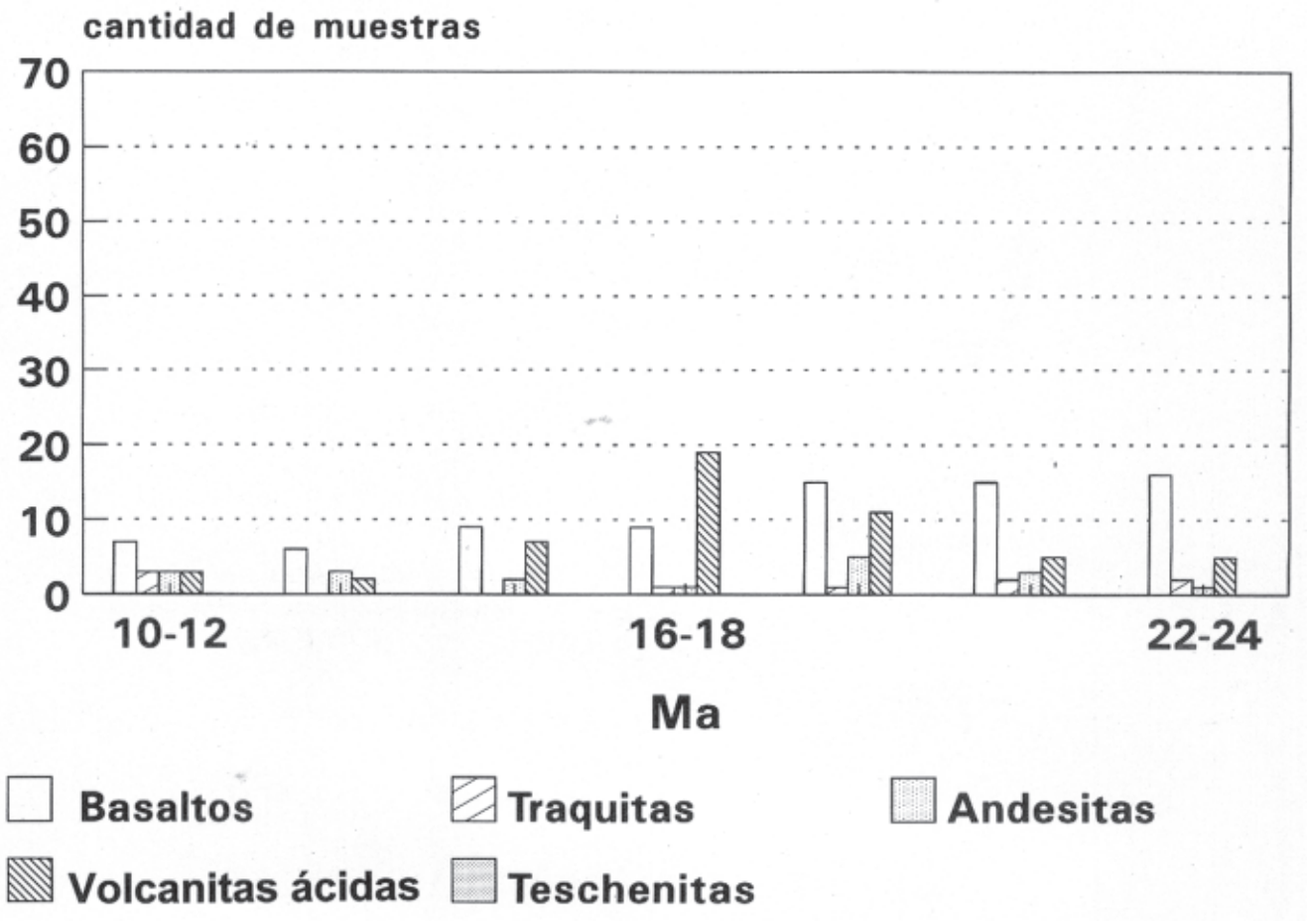


Figura 18.Volcanismo mioceno medio a tardío (23-10 Ma)

edades radimétricas oscilan, del lado argentino, entre 16 y 11 Ma y del lado chileno entre 18 y 14 Ma.

Nuevamente, al igual que en los ciclos anteriores, entre Piedra del Águila y el río Collón Cura se produjeron efusiones entre los 23 y 16 Ma.

En las zonas de retroarco y extraandina, muchos de los centros eruptivos oligocenos continuaron su actividad en el Mioceno. Así, en los alrededores de Huantraico se registran efusiones entre 22 y 18 Ma, representadas por la Formación Cerro Cabras y la Andesita Pichi Tril. Hacia el sur, en la zona de Zapala, se obtuvieron edades que comprenden gran parte del Mioceno en el cerro Michacheo, al norte de Catán Lil, en La Rinconada, Junín de los Andes, y en la pampa de Lonco Luan. Se correlacionan con estas efusiones las que originaron las mesetas de Catán Lil, de la Barda Negra, del oeste de Aluminé, al cordón de Rucachoroi y a las pampas Grande y de las Overas en el sur de Neuquén.

En el Macizo Nordpatagónico y en gran parte de la Patagonia continuaba la caída de cenizas ya iniciadas en el Oligoceno, y también en el plateau de Somún Curá se reiteraban algunas efusiones traquíticas en las sierras de los Chacays y Negra de Telsen, con edades entre 22 y 18 Ma. La relación de yacencia de estas traquitas sobre piroclastitas colhuehuapenses corrobora su menor edad respecto de aquellas traquitas oligocenas. Las efusiones básicas que cubren a la mayoría de los nucleos traquíticos y que están relacionados genéticamente con éstos, se produjeron en todos los centros aparentemente en la misma época. Casi todos estos basaltos y traquibasaltos, aparte de cubrir los núcleos traquíticos, se derramaron sobre las piroclastitas colhuehuapenses y tienen edades radimétricas que van de 23 a 15 Ma. Las últimas manifestaciones del volcanismo mesosilícico en Somún Curá se produjeron hacia el final del Mioceno medio, con la intrusión de cuerpos subvolcánicos traquíticos de 12 y 11 Ma en la Alta Sierra de Somún Curá.

En el sector de retroarco se produjo el volcanismo bimodal del Complejo Volcánico Piré Mahuida, datado en 21 y 17 Ma, caracterizado por el predominio de rocas ácidas.

Nuevos plateau basálticos se originaron en el Macizo Nordpatagónico. Entre ellos el de Cari Laufquen, Coli Toro, los cuerpos principales de la sierra Cuadrada y meseta del Canquel con edades entre 24 y 21 Ma. Se incluyen las efusiones de El Cuy dentro del mismo ciclo.

Un volcanismo explosivo de gran desarrollo en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, ejemplificado por la Formación Collón Cura, se produjo entre los 15 y los 10 Ma con productos tobáceos andesítico-dacíticos e ignimbritas. Las efusiones básicas que se produjeron durante y después de ese lapso, relacionadas con los depósitos piroclásticos, tienen edades coherentes que oscilan alrededor de los 11 Ma.

En el Mioceno temprano hubo efusiones basálticas en gran parte del Macizo del Deseado, representadas por parte de la Formación Chapalala y del Basalto Alma Gaucha, por los mantos del cerro Cojudo Alto y de Gobernador Moyano y, en el extremo occidental, por las lavas del arroyo Page. En la cuenca Austral se intruyeron los cuerpos subvolcánicos del Filón El Turbio. En todo el sur de la Patagonia, extensos

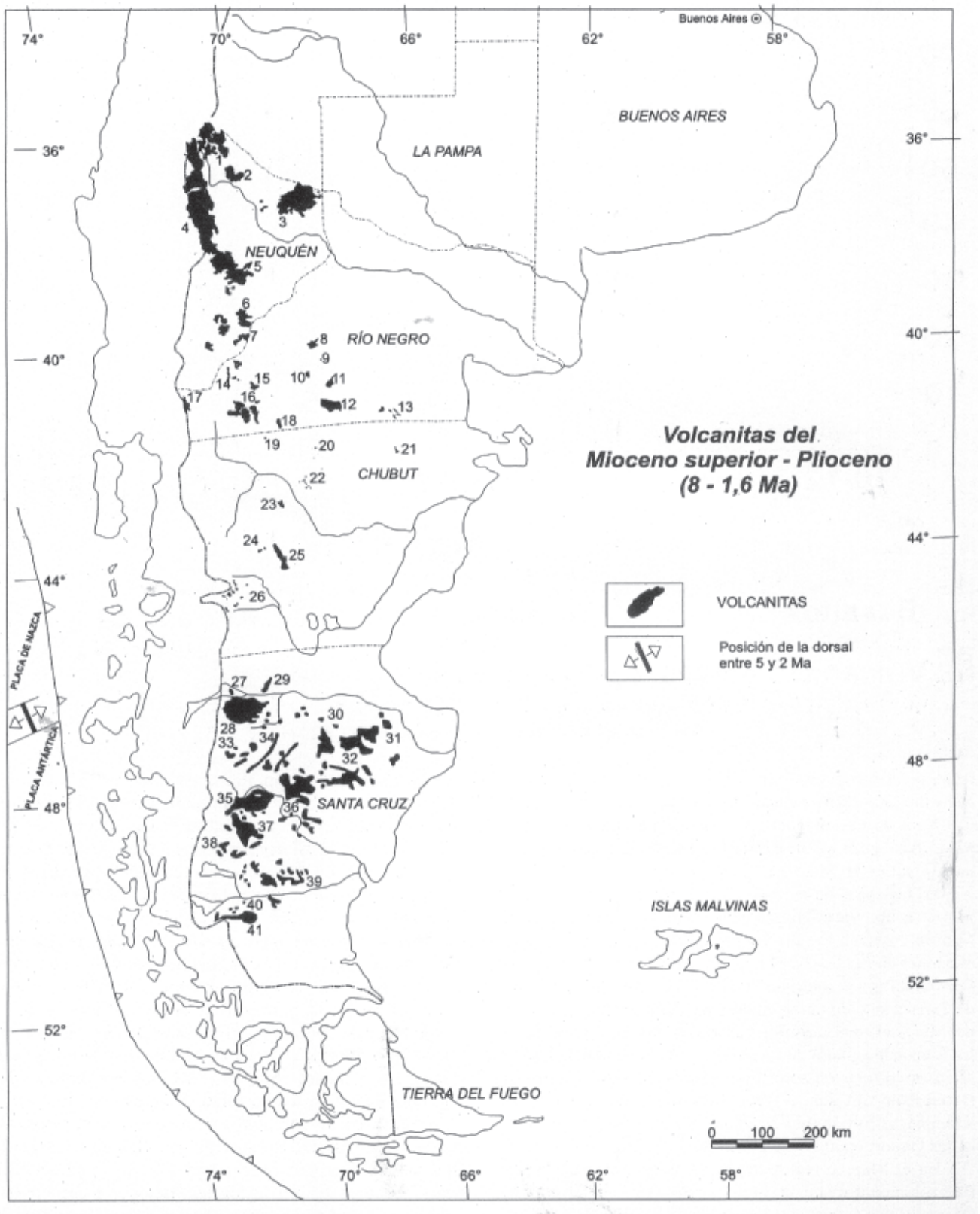


Figura 19. Mioceno superior - Plioceno (8 -1,6 Ma). 1) Cerro Domuyo; 2) Zona entre Chos Malal y Tricao Malal; 3) Auca Mahuida y Basalto Parva Negra; 4) Complejo Volcánico Pino Hachado, Formaciones Hualcupén, Cajón Negro y Quebrada Honda; 5) Mesetas de los alrededores de Zapala; 6) Meseta al norte de Piedra del Águila (Barda de Santo Tomás), Pampa de las Horquetas y otras; 7) Zona del Basalto 0, sur de Piedra del Águila; 8) Basaltos del cerro Pillahuincó Chico; 9) Cerro Piche; 10) Basalto Pereyra (meseta de Coli Toro); 11) Basalto del cerro Trayén Niyeu, Laguna El Pito; 12) Basalto Noroeste de El Caín; 13) Basaltos al oeste y sudeste de la Alta Sierra de Somún Curá; 14) Formación Chenqueniyeu en Paso Flores; 15) Basaltos de Comallo; 16) Formación Chenqueniyeu en Las Bayas; 17) Basaltos Tronador; 18) Basalto Rumay; 19) Basalto cerro Ventana; 20) Basaltos de Pire Mahuida; 21) Diques anulares de la sierra Negra de Telsen; 22) Formación Epulef en sierra de Taquetrén; 23) Formación Epulef en la sierra de Colan Conhué; 24) Basaltos de José de San Martín; 25) Basaltos en las estribaciones septentrionales de la sierra de La Buitrera; 26) Formación Hualá en Lago Fontana y Alto Río Senguerr; 27) Teschenita Los Antiguos; 28) Formación Meseta Lago Buenos Aires y Formación El Sello; 29) Basaltos de Perito Moreno - Río Deseado; 30) Formación Meseta San Pedro; 31) Formación Madre e Hija; 32) Basalto La Angelita; 33) Basalto Belgrano; 34) Basalto Olnie, Basalto Laguna del Guadal; 35) Basalto Strobel; 36) Basalto Cerro Tejedor; 37) Basalto Las Tunas; 38) Basaltos de mesetas Chica y Desocupada; 39) Basaltos de Cóndor Cliff; 40) Basaltos del cerro Fraile; 41) Basaltos de sierra Bagüales y meseta de las Vizcachas (en parte pleistocenos).

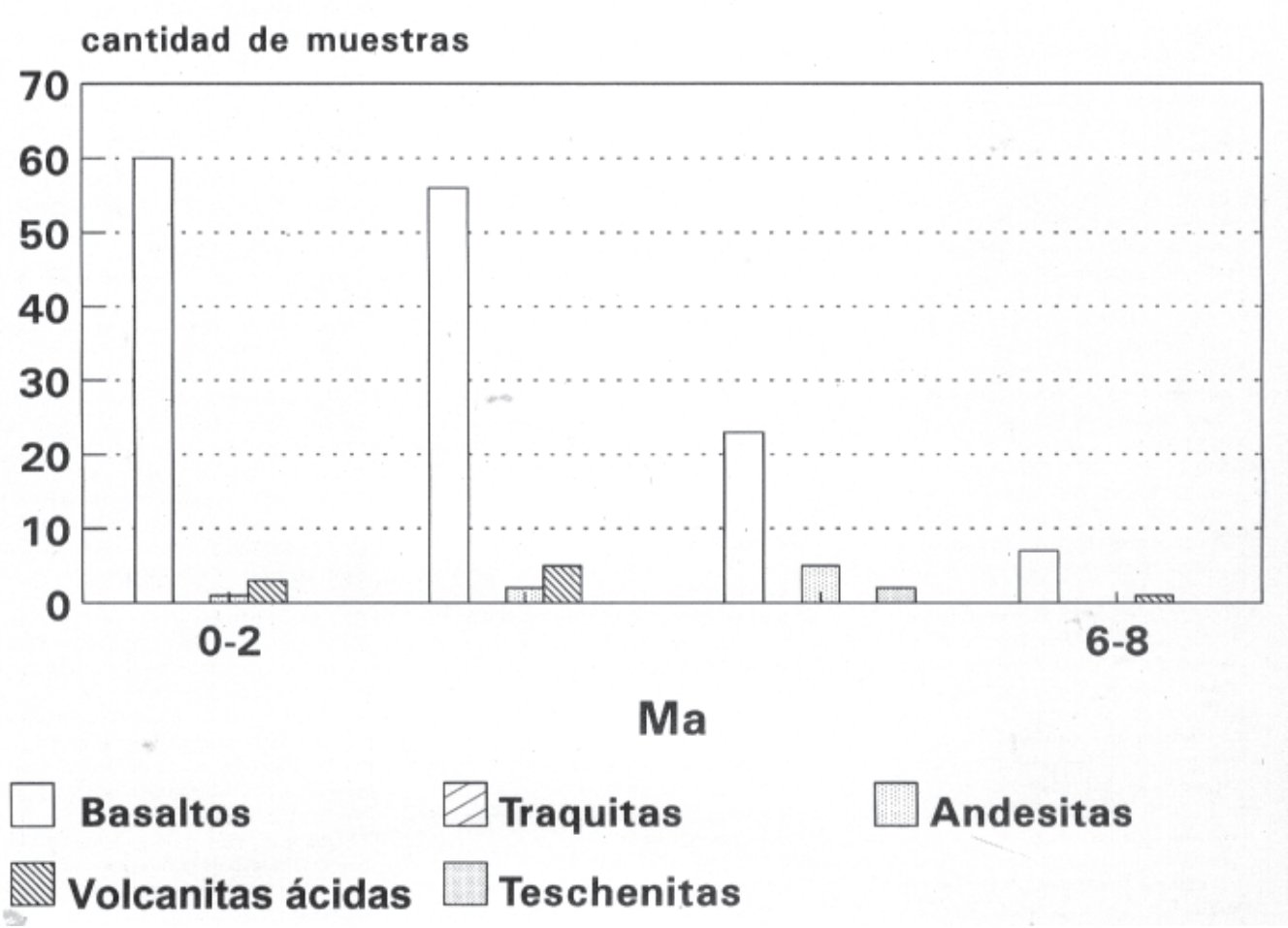


Figura 20. Volcanismo mioceno terminal-plioceno (8-1,6 Ma)

depósitos de tobas caracterizan a las Formaciones Santa Cruz, Pinturas y Río Frías.

Hacia el final del ciclo, a fines del Mioceno medio, continuaron las efusiones básicas en el Macizo del Deseado con el Basalto Gregores y se produjo la erupción de un volcán ligado a la colisión de dorsal oceánica, la Adakita Cerro Pampa.

MIOCENO TERMINAL - PLIOCENO (8 - 1,6 Ma)

Durante este período (Figuras 19 y 20) el magmatismo de arco se desarrolló en la Cordillera Principal neuquina desde Pino Hachado hasta el norte, compuesto por andesitas, dacitas y tobas calcoalcalinas, con edades radimétricas entre 4,5 a 1,4 Ma.

Concomitante con este volcanismo, en el área extracordillerana se desarrolló un volcanismo de retroarco con efusiones eminentemente basálticas, con traquitas y andesitas subordinadas, que originaron el campo volcánico del Auca Mahuida, con edades radimétricas entre 6,6 y 1,7 Ma. Algunas manifestaciones basálticas de 4,5 Ma se extienden entre el Auca Mahuida y el arco volcánico.

En este volcanismo se incluyen también los basaltos situados entre Piedra del Águila y el río Collón Cura, que dieron edades entre 7,6 Ma y el límite plio-pleistoceno.

También las mesetas que se extienden desde Zapala hasta Picún Leufú al sur, y hasta Las Lajas al norte tienen edades entre 8,6 y 2,3 Ma, pero en general se sitúan alrededor de los 5 Ma. Entre estas efusiones se incluyen la meseta ubicada al norte de Piedra del Águila, la pampa de la Horqueta al oeste de la misma localidad y otras mesetas menores.

Entre los 12 y 6 Ma, la formación de una ventana astenosférica como producto de la subducción de la dorsal de Chile originó la erupción de grandes volúmenes de lavas básicas, constituyéndose las mesetas del Strobel, Belgrano y del Lago Buenos Aires. Erupciones menores continuaron en ellas durante el Plioceno, con los basaltos Las Tunas, La Cueva y Olnie y los de la Formación El Sello. En el sur de la cuenca Austral, el Plioceno tardío fue una época de múltiples efusiones basálticas (mesetas Chica, Desocupada, de las Vizcachas, cerro Fraile, Karaiken, Cóndor Cliff), que continuaron, inclusive, hasta el Pleistoceno, como en la meseta de las Vizcachas y en Pali Aike.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ABREU, W.S. de y VIVIERS, M.C., 1993. Consideraçaoes sobre a distribuiçao de macroforaminíferos em estratos cenozóicos da margem continental brasileira. 13° Congresso Brasileiro de Paleontología, 1° Simpósio Paleontológico do cone sul. Boletim de Resumos:167.

ALBERDI, M.T., BONADONNA, F.P. y ORTIZ JAUREGUIZAR, E., 1997. Chronological correlation, paleoecology and paleobiogeography of the Late Cenozoic South American Rionegran land mammal faunas: a review. Revista Española de Paleontología 12(2):249-255.

AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica de la Argentina. Segundo Censo Nacional de la República Argentina. 1:113-255.

ANDREIS, R.R., 1972. Paleosuelos de la Formación Musters (Eoceno medio) Laguna del Mate, Provincia de Chubut, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3(1-2):91-97.

ANDREIS, R.R., 1977. Geología del área de Cañadón Hondo. Departamento Escalante, Provincia del Chubut, República Argentina. Obra Centenario Museo La Plata, 4:77-102.

ANGELOZZI, G.N., 1987. Nanofósiles paleocenos del noroeste de la cuenca Neuquina. República Argentina. Ameghiniana 24(3):299-307.

ANGULO, R. y CASAMIQUELA, R., 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del golfo de San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62° 30' y 64° 30'. Mundo Ameghiniano 2:20-73.

ANSELMI, G., 1999. Descripción geológica de la Hoja 4569-II, El Sombrero, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Mineros. Inédita.

ARAGÓN, R. y MAZZONI, M.M., 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(3):243-256.

ARAGÓN, R. y ROMERO, E.J., 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:475-507.

ARCHANGELSKY, S., 1968. Sobre el Paleomicroplancton del Terciario inferior de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana 5(10):406-416.

ARCHANGELSKY, S., 1974. Sobre la edad de la tafoflora de la Laguna del Hunco, provincia del Chubut. Ameghiniana 11(4):413-417.

ARCHANGELSKY, S., PETRIELLA, B. y ROMERO, E.J., 1969. Nota sobre el bosque petrificado del cerro Bororó (Terciario inferior) provincia del Chubut. Ameghiniana 6(2):119-126.

ARDOLINO, A.A., 1981. El volcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:65 y 3:7-23.

ARDOLINO, A.A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas. Provincia de Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 203: 1-91.

ARDOLINO, A.A. y DELPINO, D., 1986. El Bajo Hondo. Una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(3-4):386-396.

ARDOLINO, A.A. y FRANCHI, M.R., 1993. El volcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá Provincias de Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:225-235.

ARDOLINO, A.A. y FRANCHI, M.R., 1996. Geología. En Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, provincia del Neuquén, República Argentina. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 25 y Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén, Dirección Provincial de Minería. Boletín 3:9-106.

ARDOLINO, A., BUSTEROS, A., CUCCHI, R., FRANCHI, M., LEMA, H. y REMESAL, M., 1995a. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somún Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. En: Náñez, C. (Ed.): Paleógeno de América del Sur. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial n°3:7-22.

ARDOLINO, A., FRANCHI, M. y FAUQUÉ, L., 1995b. Mapa geológico del Departamento Añelo, provincia del Neuquén. Dirección Provincial de Minería, Servicio Geológico Neuquino y Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín N° 3.

ARGUIJO, M.H. y ROMERO, E.J., 1981. Análisis bioestratigráfico de formaciones portadoras de tafofloras terciarias. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 691-717.

AZCUY, C.L. y AMIGO, A.E., 1991. Geología y paleoambiente de la Formación Río Turbio (Eoceno), en la sierra Dorotea, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4):201-210.

BAECKSTROM, O., 1915. Petrographische Beschreibung einiger Basalte von Patagonien Westantarktika und den Süd- Sandwich-Inseln. Geologische Institutionen Universitet. Uppsala, 13(1):115-182.

BAKER, P.E., REA, W.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. y REX, D.C., 1981. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, 303:105-149.

BARBIERI, M. y CORBELLA, H., 1987. Relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las rocas alcalinas de la sierra de los Chacays y edad de las volcanitas potásicas del cerro Planluán, Patagonia Extrandina, Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:186-187.

BARKER, P.F y BURNELL, J., 1982. The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation and climate of the opening of Drake Passage. En: Craddock, C. (Ed.): Antartic Geoscience:377-385.

BARREDA, D.V., 1992. Muricingulisporis chenquensis, una nueva especie de espora de Pteridophyta del Terciario de Patagonia, Argentina. Ameghiniana 29(4):347-351.

BARREDA, V.D., 1997a. Palinoestratigrafía de la Formación San Julián en el área de Playa La Mina (Provincia de Santa Cruz), Oligoceno de la cuenca Austral. Ameghiniana 34(3):283-294.

BARREDA, V.D., 1997b. Palynomorph assemblaghe of the Chenque Formation, Late Oligocene?-Miocene from Golfo San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. Part 3. Polycolpate and Tricolporate Pollen: 131-144. Part 4: Polycolporate and Porate Pollen: 145-154. Ameghiniana 34(2).

BARREDA, D.V. y CACCAVARI, I., 1992. Mimosoideae (Leguminosae) occurrences in the Early Miocene of Patagonia (Argentina). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 94:243-252.

BARRIO, C.A., 1990a. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 3(1):31-49.

BARRIO, C.A., 1990b. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, Western Argentina). Sedimentary Geology 66:255-275.

BARRIO, C., CARLINI, A.A., y GOIN, F.J., 1989. Litogénesis y antigüedad de la Formación Chichinales de Paso Córdoba (Río Negro, Argentina). 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 4:149-156.

BECK, M., 1999. Jurassic and Cretaceous apparen polar wander relative to South America: some tectonic implications. Journal of Geophysical Research 104:5063-5068.

BELLOSI, E.S., 1990. Formación Chenque: Registro de la transgresión patagoniana (Terciario medio) de la cuenca de San Jorge. Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:57-60.

BELLOSI, E.S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. Boletín de Informaciones Petroleras 44:50-83.

BELLOSI, E.S. y BARREDA, D.V., 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia. 11º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos. Actas 1:76-87.

BENITO, J.I. y CHERNICOFF, C.J., 1986. Geología del cerro Canquel y aledaños, departamento Futaleufú, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2):70-80.

BERGGREN, W.A. y PROTHERO, D.R., 1991. Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: An Overview. Princeton University Press. New Jersey.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C. y AUBRY, M.P., 1995. A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy. SEMP Society for Sedimentary Geology. Special Publication n°57:120-212.

BERTELS, A., 1964. Micropaleontología del Paleoceno de General Roca (Provincia de Río Negro). Revista del Museo de La Plata (nueva serie) Paleontología 4(23):125-184.

BERTELS, A., 1969, Estratigrafía del límite Cretácico Terciario en Patagonia Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24 (1): 41-54.

BERTELS, A., 1970. Los foraminíferos planctónicos de la cuenca Cretácico Terciaria en Patagonia Septentrional (Argentina) con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro). Ameghiniana 7 (1): 1-47.

BERTELS, A., 1975a. Ostracode ecology during the Upper Cretaceous and Cenozoic in Ar-

gentina. En: Swain (Ed.): Biology and Paleoecology of Ostracoda. Bulletin of American Paleontology 65 (282):317-351.

BERTELS, A., 1975b. *Harringtonia* gen. nov. (Ostracoda, Crustacea) y nuevas especies del Terciárico de la República Argentina. Ameghiniana 12(3):259-279.

BERTELS, A., 1977. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Ameghiniana 14 (1-4):233-293.

BERTELS, A., 1979. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo. (Provincia de Santa Cruz). 2º Congreso Argentino de Paleontología y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 213-273.

BERTELS, A., 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos del límite Cretácico-Terciárico en el área tipo de la Formación Jagüel, Provincia del Neuquén, República Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2:47-91.

BERTELS, A., 1994. Los foraminíferos planctónicos (Protozoa) de las "Lutitas de Río Foyel" (Oligoceno medio bajo), cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen, Provincia de Río Negro. Ameghiniana 31(2):187-194.

BERTELS, A. y GANDUGLIA, P., 1977. Sobre la presencia de foraminíferos del Piso Leoniano en Astra (Provincia de Chubut). (Resumen). Ameghiniana 14(1-4):308.

BETTINI, F., 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30-c y 32-b (Puntilla Huincán y Chos Malal) del sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 5: 79-114.

BEU, A.G., GRIFFIN, M. y MAXWELL, P.A., 1997. Opening of Drake Passage gateway and Late Miocene to Pleistocene cooling reflected in Southern Ocean molluscan dispersal:evidence from New Zealand and Argentina. Tectonophysics 281:83-97.

BIDDLE, K.T., ULIANA, M.A., MITCHUM Jr., R.M., FITZGERALD, M.G., y WRIGHT, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen y Homewood (Eds.): Foreland Basins, Special Publication International Association of Sedimentologists 8:41-61. Blackwell.

BITSCHENE, P.R., GIACOSA, R.E. y MÁRQUEZ, M.J., 1991. Geologic and mineralogic aspects of the Sarmiento Alkaline Province in Central Eastern Patagonia, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 328-331.

BJERG, E.A., GREGORI, D.A. y LABUDÍA, C.H., 1997. Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somoncura, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(3):387-399.

BLOW, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En: Brönniman, P. y Renz, H.H. (Eds.): Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils:199-421. Ginebra.

BOLLI, H.M., 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo 9:3-32.

BOLTOVSKOY, E., 1981. Perforación Gil 1, Provincia de Buenos Aires (Foraminíferos, edad, paleoambiente). Ameghiniana 17(4):339-362.

BOND, M., CARLINI, A.A., GOIN, F.J., LEGARRETA, L., ORTIZ JAUREGUIZAR, E., PASCUAL, R. y ULIANA, M.A., 1995. Episodes in South American Land Mammal Evolution and sedimentation: Testing their apparent concurrence in a Paleocene succession from central Patagonia. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 47-58.

BORRELLO, A.V., 1956. Combustibles sólidos minerales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas 5:26-665.

BREA, M., 1993. Inferencias paleoclimáticas a partir del estudio de los anillos de crecimiento de leños fósiles de la Formación Río Turbio, Santa Cruz, Argentina. I. Nothofagoxylon paraprocera Ancibor, 1990. Ameghiniana 30 (2):135-141.

BROUSSE, R. y PESCE, A.H., 1982. Cerro Domo: Un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, provincia del Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4:197-208.

BUSTEROS, A.G. y LAPIDO, O.R., 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (3-4):427-436.

BUSTEROS, A., GLACOSA, R. y LEMA, H., 1998. Hoja geológica 4166- IV, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 241: 1-75.

CALEGARI, R. y BALDI, M.J., 1993. Análisis secuencial para el Terciario inferior de cuenca Austral mediante estudios sismoestratigráficos. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:87-95.

CALEGARI, R., BALDI, M.J. y PIOLI, O., 1993. Sismoestratigrafía del Terciario de cuenca Austral. Aplicación en proyectos exploratorios. Boletín de informaciones petroleras 10 (35):2-23.

CAMACHO, H.H., 1974. Bioestratigrafía de las Formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 26:39-57.

CAMACHO, H.H., 1995. La Formación Patagónica (F. Ameghino, 1894): su actual significación estratigráfica y paleontológica. Anales de la Academia Chilena de Ciencias 5:117-151.

CAMINOS, R., 1999. Hoja geológica 4166- I, Valcheta, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

CANDE, S.C. y LESLIE, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. Journal of Geophysical Research. 91:471-496.

CARAMÉS, A., 1993. Foraminíferos y Bioestratigrafía del Cretácico superior y Terciario inferior del sur de Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Inédita.

CARRIZO, R., MALUMIÁN, N., NÁÑEZ, C., CARAMÉS, A. y CONCHEYRO, A., 1990. Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio. Provincia de Santa Cruz. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile, Actas 1:29-50.

CASADÍO, S., 1994a. Cambios en la malacofauna marina durante la transición Cretácico-Terciaria en el norte de la Patagonia. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes:52. Museo Paleontología Feruglio.

CASADÍO, S., 1994b. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la Provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Inédita.

CASAMIQUELA, R.M., 1969. Historia geológica del valle de Huahuel Niyeo, área extrandina del suroeste de la provincia de Río Negro (República Argentina.), con especial énfasis en el Pleistoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 24 (3):287-329.

CASANOVA, M., 1931. Apuntes petrográficos sobre los terrenos atravesados por los pozos de Comodoro Rivadavia y sus alrededores. Primera Reunión Nacional de Geografía:1-40. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

CAZAU, L., MANCINI, D., CANGINI, J. y SPALLETTI, L., 1989. Cuenca Ñirihuau. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentina, Correlación Geológica 6:299-318.

CHARRIER, R. y MALUMIÁN, N., 1975. Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y Cenozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30 (2):193-207.

CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H. y SKARMETA, J., 1979a. Edades potasio-argón de volcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysén, Chile y su significado geológico. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:23-41.

CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H. y SKARMETA, J., 1979 b. K/Ar ages of basalt flows of meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. Geology 7:436-39.

CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER III, C.C., NORELL, M.A., ZAPATA, F., MCKENNA, MALCOM y NOVACEK, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Vally (35°S), Central Chile. Journal of Souyth American Earth Sciences 9(5-6):393-422.

CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J.C., 1979. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:639-655.

CHELOTTI, L.A., VIETTO, M. E., CALEGARI, R.J. y BITSCHENE, P.R., 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg - Wenceslao, cuenca Golfo San Jorge, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:581-599.

CODIGNOTTO, J.C. y MALUMIÁN, N., 1981. Geología al norte de la Isla Grande de Tierra

del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36(1):44-88.
COIRA, B.L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168:1-94.
COIRA, B.L., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Reviews 18:303-332.
COIRA, B.L, FRANCHI, M. y NULLO, F., 1985. Volcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el Arco Magmático de la Cordillera Nordpatagónica, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 5 (4, 3):4-68. Antofagasta.
COLLAO, S., OYARZÚN, R., PALMA, S. y PINEDA, V., 1987. Stratigraphy, palynology and geochemistry of the Lower Eocene coals of Arauco, Chile. International Journal of Coal Geology:195-208.
CONCHEYRO, A., 1991. Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste del lago Cardiel) Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 28 (3-4):385-399.
CONCHEYRO, A., 1995. Nanofósiles calcáresos del Cretácico Superior y Paleógeno de Patagonia, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Inédito.
CORBELLA, H., 1973a. Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra de Somuncurá, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28 (3):209-218.
CORBELLA, H., 1973b. Basaltos nefelínicos asociados al graben del cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28(3):209-218.
CORBELLA, H., 1974. Diseño radial de diques traquíticos en la sierra de Apas, Macizo Nordpatagónico, provincias de Chubut y Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30(1):110.
CORBELLA, H., 1975. Hallazgo de un complejo alcalino vinculado a megatrazas de fracturas corticales en la sierra de Queupuniyeu, Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4:45-68.
CORBELLA, H., 1982a. Naturaleza litológica del complejo alcalino de la sierra de Queupuniyeu. Patagonia Extraandina Norte, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2:197-211.
CORBELLA, H., 1982b. Complejo Volcánico Alcalino Sierra Negra de Telsen, Patagonia Extrandina, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2:197-212.
CORBELLA, H., 1982c. Quimismo del Complejo Volcánico Alcalino Sierra Negra de Telsen, Patagonia Extrandina norte, Argentina. 1-Elementos mayores. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología 13 (1-2):29-38.
CORBELLA, H., 1983. Hallazgo de rocas leucíticas perpotásicas en la sierra de los Chacays, Patagonia extrandina norte, provincia de Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología 14(3-4):88-96.
CORBELLA, H., 1984. El volcanismo de la Altiplanicie de Somuncurá. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino :267-300.
CORBELLA, H., 1985. Foiditas noseánicas y otras volcanitas básicas en la Alta Sierra de Somuncura, Patagonia Extrandina, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 4(7):89-107.
CORBELLA, H., 1987a. Sierra de los Chacays: quimismo del Complejo Alcalino y sus rocas potásicas, Patagonia Extraandina, Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:183-185.
CORBELLA, H., 1987b. Sierra de Queupuniyeu: quimismo de sus volcanitas alcalinas. Patagonia extrandina norte, Río Negro, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:180-182.
CORBELLA, H., 1989a. Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut: About the chemistry of the alkaline complex and its potassic and ultrapotassic rocks. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):96-110.
CORBELLA, H., 1989b. Sierra de Queupuniyeu, north extrandean Patagonia, Río Negro: the chemistry of the alkaline volcanic rocks. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44(1-4):111-126.
CORBELLA, H. y AURISICCHIO, C., 1993. Quimismo de los minerales componentes de las rocas leucíticas ultrapotásicas de la sierra de los Chacays, Chubut, Patagonia Extrandina. 12º Congreso Geológico argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:256-261.
CORBELLA, H. y BARBIERI, M., 1989. Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, Argentina: 87 Sr/ 86Sr isotopic ratios of the alkaline rocks and age of the potassic volvanics of Mt. Plan Luan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44(1-4):133-140.
CORBELLA, H. y LINARES, E., 1978. Acerca de la naturaleza peralcalina y la edad de algunos afloramientos volcánicos y subvolcánicos de la sierra de Apas y de la sierra Negra (Telsen), provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(2):152.
CORTELLEZZI, C.R. y DIRAC, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:95-99.
CORTÉS, J.M., 1986. Estratigrafía y tectónica en la región central de la provincia del Chubut, República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédita.
CORTÉS, J.M., 1988. Descripción geológica de la Hoja 46b, Meseta del Canquel, provincia del Chubut. Tesis doctoral de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédita.
CORTIÑAS, J.S., 1996. La cuenca de Somuncurá – Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:147-163.
COVACEVICH C.V. y FRASSINETTI, C.D., 1980. El Género Ficus en el Mioceno de Chile Central con descripción de F. gayana sp. nov.. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile 37:281-294.
CRIADO ROQUÉ, P., DE FERRARIIS, C., MINNGRAM, A., ROLLERI, E.O., SIMONATO, I.B. y SUERO, T., 1959. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 320.
CROCE, R., 1950. Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la Sierra de Pire Mahuida y sus estribaciones al NE de Gastre, Chubut. Revista Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia 1, 2.
CUCCHI, R., BUSTEROS, A. y LEMA, H., 1999. Hoja geológica 4169- II, Los Menucos, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.
DALZIEL, I.W.D. y ELLIOT, D.H., 1982. West Antarctica: Problem child of Gondwanaland. Tectonics 1:3-19.
DE BARRIO, R., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
DE BARRIO, R., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis doctoral n° 528. Inédita.
DE GIUSTO, J.M., 1955. Informe geológico preliminar, zona San Julián (Departamento Magallanes-Territorio Nacional de Santa Cruz). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito.
DE GIUSTO, J.M., CRIADO ROQUÉ, P. y DI PERSIA, C., 1982. Descripción geológica de las Hojas 51c, Meseta San Pedro y 51d, Koluel Kaike, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
DEL RÍO, C.J., 1988. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía de la Formación Puerto Madryn (Mioceno medio) Provincia del Chubut, Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas y Naturales 40:231-254.
DEL RÍO, C.J., 1990. Composición, origen y significado paleoclimático de la malacofauna "Entrerriense" (Mioceno medio) de la Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 42:205-224.
DESSANTI, R.N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 655-687.
DIAS, J.L., SAD, A.R.E., FONTANA, R.L. y FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências de Petrobrás 8(1):235-245.
DIESTER-HAAS, L. y ZAHN, R., 1996. Eocene-Oligocene transition in the southern ocean: history of water mass circulation and biological productivity. Geology 24:163-166.
DIGREGORIO, J.H. y ULIANA, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional Argentina Segundo Simposio de la Academia Nacional de Ciencias 2:985-1032.
DI PAOLA, E.C. y MARCHESE, H.G., 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (bajo de San Julián - desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:207-222.
EHRMANN, W.V. y MACKENSE, A., 1992. Sedimentological evidence for the formation

of an East Antartic ice sheet in Eocene/Oligocene time. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 9:85-112.

ELGUETA, S., 1990. Sedimentación marina y paleogeografía del Terciario superior de la cuenca de Temuco, Chile. 2º Simposio sobre el Terciario de Chile:85-96.

ENADIMSA, 1987. Informe técnico final correspondiente a la zona Norte, Tomos 1-3. Memoria y Anexo 3-1. Proyecto de exploración de los yacimientos de carbón de la cuenca Austral Argentina YCF-BIRF. Bs. Aires. (tirada reducida).

ETCHART, L.M., OLSEN, H., SACCONE, E.R. y SCHIANO, E., 1962. Sierra Cuadrada, geología y aspectos de la mineralización uranífera. Anales 1º Jornadas Geología Argentina, Actas 3:113-124.

EVERNDEN, J.F., SAVAGE, D.E., CURTIS, G.H. y JAMES, G.T., 1964. Potassium - argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. American Journal Science 262(2):145-198.

FELDMANN, R.M., CASADÍO, S., CHIRINO-GALVEZ, L. y AGUIRRE-URRETA M., 1995. Fossil decapod crustaceans from the Jagüel and Roca Formations (Maastrichtian-Danian) of the Neuquén Basin, Argentina. The Paleontological Society, Mem. 43:1-22.

FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores de Chubut y Santa Cruz. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:293-310.

FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín Informaciones Petroleras, 200:27-64.

FERUGLIO, E., 1947. Mapa geológico escala 1:200.000 de la Hoja 40b San Carlos de Bariloche, Río Negro, Neuquén. Dirección de Minería y Geología. Sin texto explicativo (veáse Feruglio 1941).

FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Ministerio Industria y Comercio. 2:336-338.

FLEAGLE, J.G., BOWN, T.M., SWISHER III, C.C. y BUCKLEY, G., 1995. Ages of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas:129-135.

FLECK, R.J., MERCER, J.H., NAIRN, A.E.M. y PETERSON, D.N., 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. Earth and Planetary Sciences Letters 16:15-22.

FLYNN, J.J. y SWISHER III, C.C., 1994. Chronology of the Cenozoic South American Land Mammals Ages. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes:29-30.

FRANCHI, M.R., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45g, Monte Triste provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, boletín n° 191: 1-70.

FRANCHI, M.R. y NULLO, F.E., 1986. Las tobas de Sarmiento en el Macizo de Somuncura. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41 (1-2): 219-222.

FRANCHI, M.R. y PAGE, R.F.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35(2):208-229.

FRANCHI, M.R. y SEPÚLVEDA, E.G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 41h, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Informe Servicio Geológico Nacional Inédito.

FRANCHI, M.R., NULLO, F.E., SEPÚLVEDA, E.G. y ULIANA, M.A., 1984. Las sedimentitas terciarias. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 215-266.

FRANCHI, M., REMESAL, M. y ARDOLINO, A., 1998. Hoja geológica 4166- III, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

FRANCHI, M.R., MADDEN, R.H., MAZZONI, M.M. y SWISHER III, C.C., en preparación. Stratigraphy and geochronology of the mammal-bearing middle miocene «friasian» of Patagonia.

FREILE, C., 1972. Estudio palinológico de la Formación Cerro Dorotea (Maastrichtiano-Paleoceno) de la Provincia de Santa Cruz. Revista Museo de La Plata, sección Paleontología 6:39-63.

FRENGUELLI, J., 1953. Recientes progresos en el conocimiento de la Geología y la Paleogeografía de Patagonia basados sobre el estudio de sus plantas fósiles. Revista del Museo de la Universidad Eva Perón (nueva serie) 4, sección Geología: 312-342.

FURQUE, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 140: 1-69.

FURQUE, G. y CAMACHO, H.H., 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 4(4): 263-297.

FURQUE, G. y CAMACHO, H.H., 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región Austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Cuartas Jornadas Geológicas Argentina, Actas 3:61-75.

FRYKLUND, B., MARSHALL, A. y STEVENS, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológicos Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. 95-116.

GALLI, C., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Águila (Provincias del Neuquén y Río Negro). Dirección de Minas e Hidrogeología. Boletín 56:1-67.

GELÓS, E. y LABUDÍA, C., 1981. Estudio de los basaltos con anfíboles y rocas asociadas de la Sierra de Queupuniyeu, provincia de Río Negro, Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:921-933.

GETINO, P.R., 1995. Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitoro, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4):243-256.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b, Río Foyel (Territorio de Río Negro). Dirección Nacional de Geología e Hidrogeología. Boletín 56:1-124.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche. Publicación 16:1-53.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfirítica» de la Cordillera Nordpatagónica: nota preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29(2):145-154.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(3):184-202.

GONZÁLEZ BONORINO, F. y GONZÁLEZ BONORINO, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(3):175-210.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1979a. La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(2):113-124.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1979b. Descripción Geológica de la Hoja 31d, La Matancilla, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Boletín 173:1-95.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie de La Horqueta del bloque de San Rafael, provincia de Mendoza». 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:241-256.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40º 00' y 42º 00'sur: la migración de los ciclos intrusivos. Acta Geológica Lilloana 16(1):5-22.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., y VALVANO (h), J., 1979. Plutonitas graníticas cretácicas y Neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (Provincia del Neuquén). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:227-242.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., RIGGI, J.C. y FAUQUÉ, L., 1986. Formación Caleufú (nov. nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collón Cura, sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2):81-105.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., RIGGI, J.C. y OSTERA, H.A., 1988. Reinterpretación estratigráfica del «Basalto I», en el valle del río Collón Cura (Puesto El Álamo), sureste del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2):269-272.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. y VERGARA, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología. Publicación 24:1-119.

GORRING, M.L., MAHLBURG KAY, S., ZEITLER, P.K., RAMOS, V.A., RUBIOLO, D., FERNÁNDEZ, M.I. y PANZA, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. Tectonics 16(1):1-17.

GORROÑO, P., PASCUAL, R. y POMBO, R., 1979. Hallazgo de mamíferos eocenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario en esa región. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:475-487.

GRIFFIN, M. 1991. Eocene bivalves from the Río Turbio Formation, Southwestern Patagonia (Argentina). Journal of Paleontology 65(1):119-146.

GRIFFIN, M. y HÜNICKEN, M.A., 1994. Late Cretaceou-Early Tertiary Gastropods from

the Southwestern Patagonia, Argentine. Journal of Paleontology 68(2):257-274.

GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. Physis 4:208-240.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3):177-208.

GROEBER, P., 1954. La serie "andesítica" patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina 9(3):39-42.

GROEBER, P., 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y Alrededores. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Anales 2.

GRUNOV, A., 1992. Creation and destruction of Weddell sea floor in the Jurasic. Geology 21:647-650.

GUERSTEIN, G. R., QUATTROCCHIO, M., DESCHAMPS, C. y RUIZ, L., 1995. Cenozoic (pre-Pliocene) Paleoenvironmental trends based on Palynomorphs from the Colorado Basin, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial n°3:63-73.

HALLE, T.G., 1913. Some mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. Kungel Svenska Vetenskapasa Akademiens Handlingar 51(3):3-58.

HALLER, M.J.F. y LAPIDO, O.R., 1982. The Jurassic-Creataceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. En: Linares, E., Cordani, U.G. y Munizaga, F. (Eds.): Magmatic Evolution of the Andes. Earth Science Reviews 18(3-4):395-410.

HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. Geological Society of America, Bulletin 84:2407-2422.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to present). Science 235:1156-1167.

HASHIMOTO, S., FUJIWARA, Y. y NISHIMURA, T., 1977. Olivine basalt in the northwestern part of Patagonia, Argentina. En: Ishikawa, T. y Aguirre, L. (Eds.): Comparative studies of the geology of the circum- Pacific orogenic belt in Japan and Chile. Society for the Promotion of Science 1 st. Reporter: 161-175.

HATCHER, J.B., 1903. Narrative of the expedition. Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia 1:1-210.

HEIZLER, M., KAY, R.F., MADDEN, R.H., MAZZONI, M.M., RÉ, G.H., SANDEMAN, H., y VUCETICH, M.G., 1998. Geochronologic age of the Casamayoran fauna at Gran Barranca, Chubut Province, Argentina. 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes:89.

HOLMBERG, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida, provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 94:1-88.

HOLMBERG, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 152:1-90.

HROMIC, M. T., 1988. Presencia de Antarcticella (Candeina) antarctica (Leckie y Webb), (Protozoa, Foraminiferida, Candeinidae) en la Cuenca Austral de América del Sur. Anales del Instituto de la Patagonia, serie Ciencias Naturales 18:87-95.

HUGO, C.A., LEANZA, H.H., MASTANDREA, O. y OBLITAS, C.J., 1981. Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico (Terciario inferior) Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:485-495.

HÜNICKEN, M., 1955. Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio). Revista Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Ciencias Geológicas 4(1):1-161.

HÜNICKEN, M., 1967. Flora terciaria de los Estratos de Río Turbio, Santa Cruz. Niveles plantíferos del Arroyo Santa Flavia. Universidad Nacional Córdoba, Facultad Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Revista, Serie Ciencias Naturales 27: 139-260.

IHERING, H. VON, 1903. Les mollusques des terrains crétaciques superieurs de l'Argentine Orientale. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires. Serie 3(2): 193-228.

IHERING, H. VON, 1907. Mollusques fossiles du Tertiaire et du Cétacé supérieur de l'Argentine. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires. Serie 3(7):1-611.

IHERING, H. VON, 1929. Klima und Flora von Patagonien im Wandel der Zeitschrift Petermanns Geogr. Kritteil 75:175-880, 240-45, 308-11. Jena.

KAASCHIETER, J.P.H., 1963. Geology of the Colorado Basin. Geological Society Digest 31:177-187.

KENNETT, J.P., 1980. Paleoceanographic and biogeographic evolution of the Southern ocean during the Cenozoic and cenozoic microfossil datums. Paleoecology, Paleogeography, Paleoclimatology 31:123-152.

KENNETT, J.P. y BARKER, P.F., 1990. Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. En: Barker, P.F., Kennett, J.P., et al. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 113: 937-960.

LABUDÍA, C., BJERG, E., LOSADA, A. y TORRENTE, R., 1986. Las lavas pahoehoe de la sierra de Queupuniyeu. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 17:23-26.

LAGE, J., 1982. Descripción geológica de la Hoja 43c, Gualjaina, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 189:1-72.

LAPIDO, O.R., 1979. Descripción geológica de la Hoja 46a, Río Pico, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Inédita.

LAWER, L.A., GAHAGAN, L.M. y COFFIN, F.M., 1992. The development of paleoseaways around Antarctica. American Geophys. Union Ant. Res. Ser 65:7-30.

LEANZA, A.F. y LEANZA, H.A., 1979. Descripción geológica de la Hoja 37c, Catan Lil. Servicio Geológico Nacional. Boletín 169:1-65.

LEANZA, H.A. y HUGO, C.A., 1992. Los episodios fosfogénicos del Paleógeno de Argentina. Meeting in Punta Arenas, Abstracts: 21, IGCP proyectos 301/308.

LEANZA, H.A., HUGO, C.A. y SPIEGELMAN, A., 1980. Manifestaciones fosfáticas en la Formación Patagonia: su génesis y relación con el volcanismo piroclástico silíceo. Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 11(3-4):27-39.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M.A., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el supracretácico-Neógeno de Patagonia: Una perspectiva estratigráfico-secuencial. Ameghiniana 31(3):257-281.

LEGARRETA, L., ULIANA, M.A. y TORRES, M.A., 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia central: Sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación Preliminar. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile. Actas 1:135-176.

LEGUIZAMÓN, R., ASATO, C.G. y CAMACHO, H. H., 1993. Algas calcáreas de la Formación Arroyo Verde (Eoceno) Provincia del Chubut, Argentina. Sistemática de los principales géneros y consideraciones paleoambientales. Ameghiniana 30(1):9-15.

LEMA, H.A. y CORTÉS, J., 1987. El volcanismo Eoceno del flanco oriental de la meseta de Canquel, Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino. Actas 4:188-191.

LEMA, H., BUSTEROS, A., PAPÚ, O. y SEPÚLVEDA E., 1996. Lito y Palinoestratigrafía de la Formación Río CDhico en la región de Camarones. Provincia del Chubut, Argentina. Simposio Paleógeno de América del Sur. Resúmenes:15.

LESTA, P., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extraandino. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2:1307-1387.

LINARES, E. y GONZÁLEZ, R.R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la Republica Argentina (1957-1987). Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales. Serie B (Didáctica y Complementaria) Nº19.

LINARES, E., y OSTERA, H.A., 1995. Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. Estudio Preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4):27-28.

LINARES, E., GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., OSTERA, H.A. y CAGNONI, M.C., 1991. Reconsideración temporal (K-Ar) de las rocas basálticas cenozoicas del sector neuquino comprendido entre los paralelos 40°00' y 40°30' S y los meridianos 70°00' y 70°45' W, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno. Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile. Resúmenes expandidos:621-625.

LIZUAIN, A., 1987. El volcanismo cretácico de la Cordillera Patagónica entre los lagos Puelo y Cholila, provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:213-216.

LIZUAIN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho, Provincia de Río Negro. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:407-422.

LJUNGER, E., 1930. Geologische Aufnahmen in der Patagonische Cordillera. Bulletin Geologiska Institutionen. Universitet, Upsala, 23:203-242.

LLAMBÍAS, E.J. y RAPELA, C.W., 1987. Las volcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario infe-

rior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:249-251.

LLAMBÍAS, E.J., y RAPELA, C.W., 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44(1-4):224-236.

LLAMBÍAS, E.J., DANDERFER, J.C., PALACIOS, M. y BROGIONI, N., 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:569-584.

MACELLARI, C.E., BARRIO, C.A. y MANASSERO, M.J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). Journal of South American Earth Sciences 2 (3):223-39.

MACKENSEN, A. y EHRMANN, W.V., 1992. Middle Eocene through Early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: Stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. Marine Geology 108:1-27.

MAHLBURG KAY, S. y RAPELA, C.W., 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio en los Andes Norpatagónicos (40º - 42 º 30 ´ S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:192-194.

MAHLBURG KAY, S., ARDOLINO, A.A., CORTÉS, J.M., FRANCHI, M.R. y RAMOS, V.A., 1990. Tectonic and Geochemical Significance of Tertiary Patagonian Basalts, (40-50°S) Argentina. Symposium International Geodynamics Andine. Editions of L'Orstom, 297-300 (15-17 Mayo), Grenoble.

MAHLBURG KAY, S., ARDOLINO, A.A., FRANCHI, M.R. y RAMOS, V.A., 1992. The Somuncura Plateau: An Oligo-Miocene «Baby-Hotspot» in Extra-Andean Patagonia. American Geophysical Union, Spring Meeting. Abstracts.

MAHLBURG KAY, S., ARDOLINO, A.A., FRANCHI, M.R. y RAMOS, V.A., 1993a. El origen de la Meseta de Somun Cura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas: 4: 236-248.

MAHLBURG KAY, S., RAMOS, V.A. y MÁRQUEZ, M., 1993b. Evidence in cerro Pampa volcanic rocks for slab- melting prior to ridge- trench collision in southern South America. Journal of Geology 101:703-714.

MAI, H., 1986. Foraminíferos y nanoplancton calcáreo del Neógeno de la cuesta de Santo Domingo, Provincia de Valdivia, región de los lagos, sur de Chile. Medio Ambiente 8(1):9-16.

MALUMIÁN, N., 1968. Foraminíferos del Cretácico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia de Santa Cruz. Argentina. Ameghiniana 5(6):191-277.

MALUMIÁN, N., 1970a. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. Ameghiniana 7(2):173-204.

MALUMIÁN, N., 1970b. Foraminíferos danianos de la formación Pedro Luro, Provincia de Buenos Aires, Argentina, Ameghiniana 7(4):355-367.

MALUMIÁN, N., 1972. Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. Ameghiniana 9(2):97-137.

MALUMIÁN, N., 1978. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminiferológicas del Terciario de la Argentina. Ameghiniana 15(1-2):161-171.

MALUMIÁN, N., 1982a. Foraminíferos bentónicos de la Formación Carmen Silva, Mioceno, Isla Grande de Tierra del Fuego. Ameghiniana 19(1-2):37-66.

MALUMIÁN, N., 1982b. Características bioestratigráficas de las asociaciones foraminiferológicas de la República Argentina. 5° Congreso Latinoamericano Geología, Actas 1:779-790.

MALUMIÁN, N., 1989. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego) Parte 1, Textulariina y Miliolina. Ameghiniana 25(4):341-356.

MALUMIÁN, N., 1990a. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego) Parte 2, Nodosariacea, Buliminacea, Elphidiidae y Rotálidos tuberculados. Ameghiniana 27(3-4):343-363.

MALUMIÁN, N., 1990b. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste del Lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4):365-385.

MALUMIÁN, N., 1992. Marine Eocene from Argentina: foraminifera, biogeography and paleogeography. Meeting in Punta Arenas. Abstracts:23. IGCP Project 301-308.

MALUMIÁN, N., 1993. El Eoceno medio marino del cono sur. Paleogeografía y foraminíferos. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:142-147.

MALUMIÁN, N., 1994. Foraminíferos nuevos o característicos del Eoceno medio de cuenca Austral: significado paleozoogeográfico. Ameghiniana 31(2):139-151.

MALUMIÁN, N. y CARAMÉS, A., 1995. El Daniano marino de Patagonia (Argentina): Paleobiogeografía de los foraminíferos bentónicos. En: Náñez, C., (Ed.): Paleógeno de América del Sur. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial n°3:83-105.

MALUMIÁN, N. y CARAMÉS, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from Río Turbio Coal measures area: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. Journal of South American Earth Sciences 10(2):189-201.

MALUMIÁN, N. y MASIUK, V., 1972. Boltovskoyella: a new paleogene foraminiferal genus from Argentina. Journal of Foraminiferal Research 2 (1): 1-5.

MALUMIÁN, N. y MASIUK, V., 1973. Asociaciones foraminiferológicas fósiles de la República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino. Actas 3:433-453.

MALUMIÁN, N. y NÁÑEZ, C., 1989. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de cuenca Austral: Sus relaciones con eventos eustáticos globales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (2):257-264.

MALUMIÁN, N. y NÁÑEZ, C., 1991. Paleogeografía del Terciario medio del cono sur: avance de aguas antárticas. 6° Congreso Geológico Chileno, resúmenes expandidos:847-851.

MALUMIÁN, N. y NÁÑEZ, C., 1996. Microfósiles y nanofósiles calcáreos de la plataforma continental. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 5:73-93.

MALUMIÁN, N. y NÁÑEZ, C. 1998. El género Transversigerina y la edad de la transgresión patagoniana. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:285-290.

MALUMIÁN, N. y OLIVERO, E.B., 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad. Eoceno inferior. Isla Grande de Tierra del Fuego. Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:120-124.

MALUMIÁN, N. y PALMA, M., 1984. Relaciones, ambiente y foraminíferos de los sedimentos del Terciario medio de la costa atlántica de la Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (3-4):304-309.

MALUMIÁN, N. y RAMOS, V.A., 1984. Magmatic intervals, transgressions regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. Earth Planetary Sciences Letters 67:228-237.

MALUMIÁN, N., MASIUK, V. y RIGGI, J.C., 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz, República Argentina, su importancia y correlaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24 (2):175-208.

MALUMIÁN, N., OLIVERO, E. y CONCHEYRO, A., 1994. Eocene microfossils from the Leticia Formation, Tierra del Fuego Island, Argentina. Reunión de comunicaciones. Ameghiniana 31 (4):398.

MALUMIÁN, N., CARAMÉS, A. y NÁÑEZ, C., 1995. El cambio en los foraminíferos bentónicos en el pasaje Cretácico-Paleógeno, cuencas Neuquina y del Colorado, Argentina. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas:433-453.

MALUMIÁN, N., ARDOLINO, A.A., FRANCHI, M., REMESAL, M. y SALANI, F., 1996. La actividad volcánica y las transgresiones-regresiones paleógenas y neógenas en la Patagonia argentina. paleógeno de América del Sur. Resúmenes:23. IGCP Proyecto 301. Buenos Aires.

MALUMIÁN, N., NÁÑEZ, C. y JANNOU, G., 1998. La Formación Elvira en su localidad tipo. Cuenca del Colorado. Foraminíferos y edad. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:114-119.

MALUMIÁN, N., SURIANO, J.M. y COBOS, J.C., 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno. Cuenca del Colorado. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:125-130.

MANCEÑIDO, M.O. y GRIFFIN, M., 1988. Distribution and palaeoenvironmental significance of the genus Bouchardia (Brachiopoda, Terebratellidina): Its bearing on the cenozoic evolution of the South Atlantic. Revista Brasileira de Geociências 18(2):201-211.

MARÍN, G., 1984. Descripción geológica de la Hoja 55c, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional Inédito.

MARKGRAF, V., ROMERO, E. y VILLAGRAN, C., 1996. History and Paleoecology of South American Nothofagus Forest. En: Veblen, T. T., Hill, R. S. y Read, J. (Eds.): The Ecology and Biogeography of Nothofagus Forest. University of Yale, 354-386.

MARSHALL, L.G. y PASCUAL, R., 1978. Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades- mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericano. Obra Cententenario del Museo La Plata 5:11-28.

MARSHALL, L.G. y SALINAS, P., 1990. Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile. Revista Geológica de Chile 17 (1):57-87.

MARSHALL, L.G., PASCUAL, R., CURTIS, G.H., y DRAKE, R.E., 1977. South American geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. Science 195:1325-1328.

MARSHALL, L.G., BUTLER, R.F., DRAKE, R.E. y CURTIS, G.H., 1981. Calibration of the begining of the age of Mammals in Patagonia. Science 212:43-45.

MARSHALL, L.G., CIFELLI, R., DRAKE, R.E. y CURTIS, G.H., 1986a. Vertebrate paleontology, geology, and geochronology of the Tapera de López and Scarrit Pocket, Chubut province, Argentine. Journal Paleontology 60(4):920-951.

MARSHALL, L.G., DRAKE, R.E., CURTIS, G.H., BUTLER, R.F., FLANAGAN, K.M. y NAESER, C.W., 1986b. Geochronology of type Santacrucian (middle Tertiary) land mammal age, Patagonia, Argentina. Journal of Geology 94 (4):449-457.

MARTÍNEZ, P.R., 1968. Zonación preliminar del Terciario de Chile Central mediante foraminíferos planctónicos y correlación regional y transcontinental. En «El Terciario de Chile», Sociedad Geológica de Chile:191-203.

MARTÍNEZ, P.R., 1971. Relaciones cronoestratigráficas a lo largo del territorio chileno durante el Cenozoico. Asociación Geológica de Chile 3:35-40.

MARTÍNEZ, P.R., 1990. Major Neogene events of the Southestern Pacific: the Chilean and Peruvian record. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 77:263-278.

MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: Farinacci, A. (Ed.): Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 2:739-85.

MARTINIONI, D.R., OLIVERO, E.B. y PALAMARCZUK, S., 1996. Stratigraphy of unconformable upper Cretaceous-Paleogene units in central Tierra del Fuego, Argentina. Paleogeno de América del Sur. Resúmenes:23. IGCP Proyecto 301. Buenos Aires.

MASIUK, V., BECKER, D. y GARCÍA ESPIASSE, A., 1976. Micropaleontología y sedimentología del Pozo YPF. Gh.PV es-1 (Península de Valdez) Provincia del Chubut, República Argentina, Importancia y correlaciones. ARPEL 24; Yacimientos Petrolíferos Fiscales:22.

MASIUK, V., RIGGI, J.C. y BIANCHI, J.L., 1990. Análisis geológico del Terciario del subsuelo de Tierra del Fuego. Boletín de Informaciones Petroleras 21:70-89 y 22:8-26.

MASSABIE, A.C., 1990. La faja de corrimientos río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del río La Leona, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2):29-36.

MAZZONI, M.M., 1985. La Formación Sarmiento y el volcanismo paleógeno. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (1-2):60-68.

MAZZONI, M.M., 1994. Conos de cinder y facies volcaniclásticas miocenas en la Meseta del Canquel (Scarritt Pocket), provincia de Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1 (1):15-31.

MAZZONI, M. y BENVENUTO, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 2:87-90.

MAZZONI M. y RAPELA, C., 1991. Características químicas e isotópicas de ignimbritas miocenas. Andes Patagónicos Septentrionales (SVZ), Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno. Actas, 125-128.

MAZZONI, M. y STURA, A., 1990. El miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu, Formación Collón Cura (Mioceno), provincias de Río Negro y Neuquén. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología:187-192.

MAZZONI, M.M., ARAGÓN, E. y MERODIO, J.C., 1987. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcano Piroclástico del Río Chubut Medio. 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio de Volcanismo Andino. Actas 4:168-170.

MAZZONI, M.M., ARAGÓN, E. y MERODIO, J.C., 1989. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):246-258.

MAZZONI, M., KAWASHITA, K., HARRISON, S. y ARAGÓN, E., 1991. Edades radimétricas eocenas, borde occidental del Macizo Norpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1-2):150-158.

McGOWRAN, B., 1989. Silica burp in the Eocene ocean. Geology 17:857-860.

MELCHOR, R., CASADÍO, S. y VISCONTI, G., (pre print). Análisis estratigráfico secuencial de los depósitos lacustres eocenos de la Formación Vaca Mahuida, SO de la Provincia de La Pampa, Argentina. Reunión de Sedimentología.

MÉNDEZ, I., 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45°30'S; 67°11'W), Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21 (2):127-157.

MÉNDEZ, M.J., 1995. Geología y petrología del área del arroyo Ranquil-Huao, sector suroriental de la meseta de Somuncura. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

MENDÍA, J.E. y BAYARSKY, A., 1981. Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut. Octavo Congreso Geológico Argentino. Actas 2:593-606.

MENÉNDEZ, C.A., 1971. Floras terciarias de la Argentina. Ameghiniana 8 (3-4):357-371.

MENÉNDEZ, C.A. y CACCAVARI de FILICE, M. A., 1974. Distribución y frecuencia del polen fósil de Nothofagus en depósitos Cretácicos Terciarios del Norte de Tierra del Fuego, Argentina. Pimer Congreso Argentino de Bioestratigrafía. Actas 2:241-254.

MENÉNDEZ, C.A. y CACCAVARI de FILICE, M.A., 1975a. Las especies de *Nothofagidites* (polen fósil de *Nothofagus*) de sedimentos terciarios y cretácicos de Estancia La Sara, norte de Tierra del Fuego, Argentina. Ameghiniana 12(2):165-183.

MENÉNDEZ, C.A. y CACCAVARI de FILICE, M.A., 1975b. Distribución y frecuencia del polen fósil de *Nothofagus* en depósitos cretácicos y terciarios del norte de Tierra del Fuego, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 2:241-255.

MERCER, J.H., 1969. Glaciation in southern Argentina more than two millions years ago. Science 164:823-825.

MERCER, J.H., 1976 a. The last glaciation in Chile: a radiocarbon- dated chronology. 1º Congreso Geológico Chileno. Actas I:D55-D68.

MERCER, J.H., 1976 b. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research 6:125-166.

MERCER, J.H. y SUTTER, J.F., 1982. Late Miocene- earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice- sheet history. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 38:185-206.

MERCER, J.H., FLECK, R.J., MANKINEN, E.A. y SANDER, W., 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. En: Suggate, R. P. y Cresswell, M.M. (Eds.): Quaternary studies, Royal Society of New Zealand, Bulletin 13:223-230.

MÓRTOLA, E., 1923. Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Serie B, Boletín 334.

MUÑOZ, J. y STERN, C., 1985. El Complejo Volcánico Pino Hachado en el sector noroccidental de la Patagonia (38°-39°S): Volcanismo Plio-Cuaternario tras-arco en Sudamérica. 4º Congreso Geológico Chileno:380-412.

MUÑOZ, J., STERN, C., BERMÚDEZ, A., DELPINO, D. y DOBBS, M., 1987. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38º y 39º Sur de los Andes. Décimo Congreso Geológico Argentino. Actas 4:199-201.

MUÑOZ BRAVO, J., STERN, C., BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., DOBBS, M. y FREY, F., 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 34°- 39º S de los Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):270-286.

NAKAYAMA, C., SCIUTTO, J. C., CASTRILLO, E. y FERNÁNDEZ, C., 1978. Contribución al conocimiento geológico del sector noroeste de la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:657-670.

NÁÑEZ, C., 1990. Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio del subsuelo de Santa Cruz oriental. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (4):493-517.

NÁÑEZ, C. y CONCHEYRO, A., 1993. Micropaleontología de las Formaciones Jagüel y Roca, borde oriental de la cuenca de Añelo. El límite Cretácico-Terciario. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.

NÁÑEZ, C. y MALUMIÁN, N., 1992. The Genus Cribrorotalia in Argentina: stratigraphical distribution and biogeographical significance. Meeting in Punta Arenas, Abstracts:31. IGCP Project 301-308.

NATLAND, M. L., GONZÁLEZ, E. P., CAÑÓN, A. y ERNST, M., 1974. A System of Stages for correlation of Magallanes Basin Sediments. Geological Society of America. Memoir 139:1-125.

NIEMEYER R., H. y MUÑOZ B., J., 1983. Geología de la Hoja Laguna de la Laja. Región del Bio Bio. Carta Geológica de Chile Nº 57.

NULLO, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 158:1-88.

NULLO, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 167:1-70.

NULLO, F., 1983a. Descripción geológica de la Hoja 59 a-b, Cordón de los Cristales, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

NULLO, F., 1983b. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 199:1-92.

NULLO, F., PROSERPIO, C.A. y RAMOS, V. A., 1979. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del hielo continental patagónico, Argentina - Chile. 7º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:455-470.

NULLO, F., HALLER, M. J., PANZA, J. L., MARIN, G. y PARDO, M. I., 1993. Basaltos alcalinos eocenos y miocenos de algunas localidades de la Patagonia (Chubut y Santa Cruz). Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (1):33-40.

NÚÑEZ, E., BACHMANN, E.W. DE, RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAIN, A. y SEPÚLVEDA, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 4:247-266.

OLIVERO, P. y MALUMIÁN, N., 1999. Eocene stratigraphy of the Southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. Journal of South American Earth Sciences.

OLIVERO, E.B., BARREDA, V., MARENSSI, S., SANTILLANA, S.N. y MARTINIONI, D.R., 1998a. Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleogeno continental) Tierra del Fuego. Asociación Geológica Argentina, Revista 53(4):504-516.

OLIVERO, E.B., CASTRO, L.L., SCASSO, R.A., FAZIO, A.M. y MIRETZKY, P., 1998b. Fosfatos Marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Asociación Geológica Argentina, Revista 53(2):239-246.

ORGEIRA, M.J. y REMESAL, M.B., 1993. Estudio Paleomagnético del Complejo Volcánico Somuncura, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (3-4):257-264.

OVIEDO, E., 1982. Geología del valle del río La Leona, provincia de Santa Cruz. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de Licenciatura Inédita.

PAGE, R.F.N., 1980. La edad del Cautivalitense en su área tipo, provincia del Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina 35 (1):80-86.

PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

PANZA, J.L. e IRIGOYEN, M.V., 1994. Hoja Geológica 4969 - IV Puerto San Julián, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 211 (Nueva Serie):1-77.

PANZA, J.L. y MARÍN, G., 1996. Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

PANZA, J., NÁÑEZ, C. y MALUMIÁN, N., 1998. Afloramientos y foraminíferos eocenos en el Macizo del Deseado. En: Casadio, S. (Ed.): Paleogeno de América del Sur, Asociación Paleontológica Argentina. Número Especial n°5:95-107.

PARKER, G., 1973. Serie volcanítica mesosilícea del sur del Neuquén, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:270-292.

PARMA, S.G., 1996. Equinoideos del límite Cretácico-Paleógeno en el occidente de la Provincia de La Pampa, Argentina. Ameghiniana 33(2):231.

PARMA, G., MORRA, G. y CAMACHO, H., 1990. Neoinoceramus Ihering, 1902 (Bivalvia: Limidae) from the Tertiary of Patagonia (Argentina): its systematic and stratigraphic position. Journal of Paleontology 64(1):111-115.

PASCUAL, R., 1984. La sucesión de las Edades -mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el Cenozoico: fenómenos concurrentes. Actas de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 36:15-37.

PASCUAL, R., 1986. Evolución de los vertebrados cenozoicos: sumario de los principales hitos. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 2:209-218.

PASCUAL, R. y ODREMÁN RIVAS, O., 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:293-338.

PASCUAL, R. y ORTIZ JAUREGUIZAR, E., 1990. Evolving climates and mammals faunas in Cenzoic South America. Journal of Human Evolution 19:23-60. Academic Press.

PASCUAL, R., BONDESIO, P., SCILLATO-YANE, G.J., VUCETICH, M. G. y GASPARINI, Z. B. DE, 1978. Vertebrados. En «Geología y Recursos Naturales del Neuquén». 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:137-146.

PASCUAL, R., BONDESIO, P., VUCETICH, M.G., SCILLATO-YANE, G.J., BOND, M. y TONNI, E.P., 1984. Vertebrados fósiles Cenozoicos. 9º Congreso Geológico Argentino. Relatorio 2(9):439-461.

PEREIRA, M.J. y FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia de Santos. Boletim de geociencias de Petrobrás 1(8):219-33.

PESCE, A., 1979. Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:315-333.

PESCE, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:139-145.

PESCE, A., 1987. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:246-248.

PESCE, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44(1-4):307-327.

PETERSEN, C., 1946. Estudios geológicos en la región del río Chubut medio. Dirección General de Minería y Geología. Boletín 59:1-75.

PEZZUTTI, N. y VILLAR, L., 1978. Los complejos alcalinos en la zona de Sarmiento, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:511 – 520.

PIATNITZKY, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz. (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 165:45-85.

PINEDA, V., 1986. Parte B: Evolución paleogeográfica de la cuenca sedimentaria Cretácico-Terciaria de Arauco. En: Geología y Recursos Minerales de Chile:367-390.

PLOSZKIEWICZ, V. y BARCAT, C., 1990. Presencia de nanofósiles calcáreos en el pozo YPF SD LAC.es-1 (Lomita de la Costa). Cuenca del Golfo de San Jorge. YPF. Informe inédito.

PRIETO, V.X., 1989-90. El Terciario inferior de río Bueno y río Mayo, Tierra del Fuego, Magallanes. Anales Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales 19 (1):51-56.

PRIETO, V.X. y MORAGA, V.J., 1990. El Terciario inferior de los ríos Rasmussen y Catalina, Tierra del Fuego, Magallanes. 2º Simposio sobre el Terciario de Chile:259-265.

PROSERPIO, C. A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 159:1-75.

PROSERPIO, C. A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín 201:1-102.

QUENSEL, P. D., 1911. Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bulletin Geologische Institut Uppsala 9:1-113.

RABASSA, J., 1974. Geología superficial en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. Argentina. Tesis 331. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Inédito.

RABASSA, J., 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:731-746.

RAMOS, E. D. y RAMOS, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:771-786.

RAMOS, V.A., 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. 2º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (B):1-32.

RAMOS, V.A., 1981a. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182:1-103.

RAMOS, V.A., 1981b. Descripción geológica de la Hoja 47 a b- Lago Fontana provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 183:1-148.

RAMOS, V.A., 1981c. Descripción geológica de la Hoja 55a, Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

RAMOS, V.A., 1982a. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37(1):23-49.

RAMOS, V.A., 1982b. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia. 3º Congreso Geológico Chileno. Actas 1:A262-A228.

RAMOS, V.A., 1982c. Levantamiento geológico de la Hoja 53 a-b Monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.

RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. Congreso Nacional de Geología Económica 2(1):107-124.

RAMOS, V.A. y BARBIERI, M., 1988. El volcanismo de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2):210-223.

RAMOS, V.A. y DRAKE, R., 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico) lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10º Congreso Geológico Argentina, Actas 1:143-147.

RAMOS, V.A. y MAHLBURG KAY, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics 205:261-282.

RAMOS, V.A., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUÑOZ, J., 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En: Cordani, U. y Munizaga, F. (Eds.): Magmatic Evolution of the Andes Earth Science Reviews 18 (3-4):411-443.

RAMOS, V.A., MAHLBURG KAY, S. y MÁRQUEZ, M., 1991. La Dacita Cerro Pampa (Mioceno-provincia de Santa Cruz, Argentina): evidencias de la colisión de una dorsal oceánica. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:747-751.

RAMOS, V.A., MAHLBURG KAY, S. y SACOMANI, L., 1994. La Dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas (Cordillera Patagónica Austral): colisión de una dorsal oceánica cretácica. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:1172-1176.

RANQUEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R. y FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia de Campos. Boletim Geociencias de Petrobrás 8(1):230-217.

RAPELA, C. W. y LLAMBÍAS, E. J., 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, 3:4-458 – 4-488.

RAPELA, C., SPALLETTI, L. A., MERODIO, J. y ARAGÓN, E., 1982. Estudio geoquímico y petrológico del volcanismo Paleógeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la sierra de Cuyín manzano, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3:567-584.

RAPELA, C. W., SPALLETTI, L. A. y MERODIO, J. C., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la «Serie Andesítica» andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (3-4):469-484.

RAPELA, C., SPALLETTI, L. A., MERODIO, J. y ARAGÓN, E., 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 11º Congreso Geológico Argentino 1(8):189-213.

RAPELA, C., SPALLETTI, L., MERODIO, J. y ARAGÓN, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). Journal of South American Earth Sciences 1:75-88.

RAVAZZOLI, I. A. y SESANA, F. L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c - Río Chico, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 148:1-77.

RAVAZZOLI, I., RIGGI, J.C., LEVY, R. y GARCÍA, E.R. DE, 1982. Litología y paleontología de la Formación Arroyo Verde en las inmediaciones del Dique Florentino Ameghino, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37(4):389-406.

REMESAL, M., 1984. Rocas volcánicas del extremo nororiental de la meseta de Somuncurá. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:614-628.

REMESAL, M., 1988. Petrología de las efusiones basálticas de la Meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

REMESAL, M. y PARICA, C.A., 1987. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos de la meseta de Somuncurá. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:204-206.

REMESAL, M. y PARICA, C.A., 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos de la meseta de Somuncurá. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44(1-4):353-363.

REMESAL, M., GAGLIARDO, M. y MÉNDEZ, M.J., 1996. Estructura, petrografía y geoquímica de las coladas basálticas en el límite noreste de la meseta de Somuncurá. 12º Congreso Geológico Boliviano, Actas 2:473-482.

REMESAL, M., SALANI, F., FRANCHI, M. y ARDOLINO, A., 1999. Hoja geológica 4169-IV, Maquinchao, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, inédito.

RICCARDI, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo La Plata (Nueva Serie), Sección Geología 7:245-318.

RICCARDI, A.C. y ROLLERI, E.O., 1980. Cordillera Patagónica austral. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba 2:1173-1306.

RIGGI, A.E., 1933. Nota geológica sobre el borde sur del lago San Martín, Territorio de Santa Cruz. Revista Minera 6:19-22.

RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12(2):65-97.

RIGGI, J.C., 1969. Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos de la Sección Inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC-1, SC.EM.1, SC.CB 1 (Santa Cruz). 4º Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 1:509-517.

RIGGI, J.C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3 (4):279-291.

RIGGI, J.C., 1979. Nomenclatura, categoría litoestratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34 (3):243-248.

RIGGI, J.C., 1988. Litoestratigrafía terciaria del subsuelo fueguino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(1):106-120.

RODRÍGUEZ, M.F., GETINO, P.R. y SEPÚLVEDA, E.G., 1995. Elementos faunísticos del Cretácico tardío marino en el Rincón de Colitoro Grande, Provincia de Río Negro. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas:239-246.

ROLL, A., 1937. Estudio geológico de la zona entre el río Shehuén y el río Santa Cruz. YPF. Inédito.

ROLLERI, E. O., GUICHON, M. E., RABASSA, J. y SCANAVINO, R. A., 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y Paso Limay (provincias del Neuquén y Río Negro). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:257-265.

ROMERO, E.J., 1986. Paleogene phytogeography and climatology of South America. Annal Missouri Bot. Gard. 73(2):449-461.

ROMERO, E., 1979. Paleoecología y fitogeografía de las tafofloras del Cenofítico de Argentina y áreas vecinas. Ameghiniana 15(1-2):209-227.

ROMERO, E.J., 1993. South American Paleofloras. En: Goldblatt, P. (Ed.): Biological relationships between Africa and South America 62-85.

ROMERO, E.J., y DIBBERN, M.C., 1984. Floras fósiles cenozoicas. En: Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro, Relatorio, 11º Congreso Geológico Argentino:373-382.

ROSSI de GARCÍA, E. y CAMACHO, H. H., 1965. Descripción de fósiles procedentes de una perforación efectuada en la provincia de Santa Cruz (Argentina). Ameghiniana 4(3):71-73.

ROSSI de GARCÍA, E. y LEVY, R., 1977. Fauna de la Formación Arroyo Verde, Eoceno de la Provincia de Río Negro. Argentina. Ameghiniana 14(1-4):45-52.

ROSSI de GARCÍA, E. y LEVY, R., 1984. Megafaunas de invertebrados Terciarios. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro 2 (6):467-484.

ROTH, S., 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de Río Negro y Neuquén. Revista del Museo de La Plata 9:141-197.

RUSSO, A., FLORES, M.A. y DI BENEDETTO, H., 1980. Patagonia austral extraandina. En Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2:1431-1462.

SACOMANI, L., 1984. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro- occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

SALANI, F., 1990 Caracterización geológica y petrológica del volcanismo ácido terciario de la Sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

SALANI, F., 1994. Rocas subsaturadas en la secuencia volcánica del cerro Bayo, provincia del Chubut. Segundas Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Petrogénesis de Rocas Ultrabásicas, Instituto de Recursos Minerales de La Plata, Publicación n° 3:627-633.

SALANI, F., 1996. Los domos riolíticos del macizo de Ñancuyique, Patagonia extrandina, Argentina. 12º Congreso Geológico Boliviano, Actas 2:445-453.

SALANI, F. y PAGE, R., 1987. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, Provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio de Volcanismo Andino, Tucumán. Actas 4:165-167.

SALANI, F. y PAGE, R., 1989. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):364-380.

SALANI, F. y PARICA, C., 1990. Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las volcanitas de Complejo Pire Mahuida, Provincia del Chubut. 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:125-128.

SALANI, F., LINARES, E. y OSTERA, H., 1994. Edad K-Ar de las nefelinitas de la Sierra de Pire Mahuida. 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile. Actas 2:1194-1198.

SAVIN, S. M., DOUGLAS, R. G. y STEHLI, F. G., 1975. Tertiary marine paleotemperatures. Geological Society of America. Bulletin 86:1499-1510.

SCASSO, R.A. y DEL RÍO, C., 1987. Ambientes de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario superior de la región de Península Valdés, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42(3-4):291-321.

SERVICIO GEOLÓGICO, 1994. Mapa geológico de la provincia de Río Negro, República Argentina. Coordinado por Nullo, F.E. y Franchi, M., Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.

SHACKLETON, M.J. y BOERSMA, A., 1981. The climate of the Eocene ocean. Journal Geological Society of London 138:153-157.

SHACKLETON, M.J. y KENNETT, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctica Glaciation: Oxygen and Carbon isotope analysis in DSDP sites 277, 279 and 281.Initial Reports of the DSDP 29:743-755.

SHEN, Y. 1995. A paleoisthmus between southern South America and Antarctic Peninsula during Late Cretaceouys and early Tertiary. Antartic Earth Science Abstract 345. Sicua.

SIMPSON, G.G., 1941. The Eogene of Patagonia. American Museum Novitates 1120:1-15.

SINITO, A.M., 1980. Edades geológicas, radimétricas y magnéticas de algunas volcanitas cenozoicas de las provincias de Santa Cruz y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35(3):332-339.

SKARMETA, J., 1978. Región continental de Aysén entre el lago General Carrera y la cordillera Castillo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica 29:1-53.

SOMOZA, R., CLADERA G. y ARCHANGELSKY, S., 1995. Una nueva tafoflora paleocena de Chubut, Patagonia. Su edad y ambiente de depositación. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas:265-269.

SPALLETTI, L.A., 1981. Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36(3):286-311.

SPALLETTI, L.A., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina 38(3-4):454-468.

SPALLETTI, L.A., 1988. Los ambientes sedimentarios del límite Cretácico-Terciario en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía Petrología y Sedimentología 19(1/4):49-56.

SPALLETTI, L. y DALLA SALDA, L., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. Journal of South American Earth Sciences 9(3-4):197-206.

SPALLETTI, L. y MATHEOS, S., 1988. Composición de sedimentitas silicoclásticas terciarias de la cuenca de Ñirihuau (Patagonia occidental) y su significado tectónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(3-4):322-337.

SPALLETTI, L.A. y MAZZONI, M. M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhue Huapi, Provincia de Chubut. Obra del Centenario del Museo La Plata 4:261-283.

SPALLETTI, L.A., MERODIO, J. y POSADAS, V.G. DE, 1982. Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclastitas de la Formación Ñirihuau. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37(1):50-65.

SPALLETTI, L., MATHEOS, S., y MERODIO, J., 1993. Sedimentitas carbonáticas cretácico-terciarias de la Plataforma Nordpatagónica. 12° Congreso Geológico Argentina, Actas 1:249-257.

SPIKERMANN, J., LAGORIO, S., MASSAFERRO, G. y LOPEZ DE LUCCHI, M., 1993. La eruptividad de un sector del borde occidental de la sierra de Languineo, Dapartamento Languineo, Provincia del Chubut, 1993. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:108-118.

STERN, CH. R., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean southern volcanic zone. University of Colorado, Department of Geological Sciences, USA.

STOTT, D. L., KENNETT, J. P., SHACKLETON, M. J. y CORDFIEL, R. M., 1990. The evolution of antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the Stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113. En: Barker, P.F., Kennett, J.P. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 113:849-863.

TAUBER, A.A., 1999. Los vertebrados de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior-medio) en el extremo sureste de la Patagonia y su significado paleoecológico. Revista Española de Paleontología 14(2):173-182.

TAVELLA, G.F. y WRIGHT, C.G., 1996. Cuenca del Salado. En: Ramos, V.A. y Turic M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológicos Argentino y 3ºCongreso de Exploración de Hidrocarburos 95-116.

TORRE, E., 1993. Estudio de la Formación Río Turbio (miembro inferior): Micropaleontología y Estratigrafía. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Geología. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

TORRE, E. y MALUMIÁN, N., 1999. Ostrácodos de la Formación Río Turbio. en Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín.

TSUCHI, R., SHUTO, T., TAKAYAMA, T., KOIZUMI, I., FUJIYOSHI, A., NOMURA, R., IBARAKI, M., DUQUE - C., H., TIRADO - S., R., ALDANA - A., M., VILLAVICENCIAO, E. y MARTÍNEZ - P., R., 1990. Trans-Pacific correlation of Neogene Geologic events. Andean Studies, Shizuoka University, Special volumen 3:1-7.

TURNER, J.C.M., 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Provincia del Neuquén). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 44:5-51.

TURNER, J.C.M., 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(2):153-164.

TURNER, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 37ab, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 138:1-86.

TURNER, J.C.M., 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé, Servicio Geológico Nacional. Boletín 145:1-79.

TURNER, J.C.M., 1980. Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (provincia del Chubut). Revista del Museo Argentino Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Geología 8(3):71-93.

TURNER, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 180:1-92.

TURNER, J.C.M., 1983. Descripción geológica de la Hoja 44 d, Colan Conhué, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 197:1-78.

TYRRELL, G.W., 1932. The basalts of Patagonia. Journal of Geology 40:374-383.

UGARTE, F.R.E., 1956. El Grupo de Río Zeballos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 11(3):202-216.

ULIANA, M., 1978. Estratigrafía del Terciario. En Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén, 7º Congreso Geológico Argentino:67-83.

ULIANA, M. A. y BIDDLE, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira Geociéncias 18 (2):172-190.

ULIANA, M. A. y CAMACHO, H. H., 1975. Estratigrafía y paleontología de la Formación Vaca Mahuida, provincia de Río Negro. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 2:357-376.

ULIANA, M. A. y DELLAPÉ, D. A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoterciaria del

engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 3:673-711.

VALENCIO, D. A., y CREER, K. M., 1968. El paleomagnetismo de algunas lavas cenozoicas de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (4):255-278.

VALENCIO, D.A., LINARES, E. y CREER, K.M., 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuartarios de Mendoza y Neuquén. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:397-415.

VALENCIO, D.A., LINARES, E., VILAS, J.E. y NABEL, P.E., 1979. Edades magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas cenozoicas de las provincias del Neuquén y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(19):36-41.

VALVANO, J. (h), 1976. Mapa geológico del sector oriental y sur del lago Traful, Departamento Los Lagos, Provincia del Neuquén. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.

VERGARA, M. y MUÑOZ, J., 1982. La formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36º - 39º S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. Revista Geológica de Chile 17:31-46.

VIEIRA, R.A.B., MENDES, M.P., VIERA, P.E., COSTA, L.A.R., TAGLIARI, C.V., BACELAR, A.P. y FEIJÓ, F.L., 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. Boletim de Geociências de Petrobrás 8(1):191-202.

VIETTO, M.E. y BITSCHENE, P.R., 1994. Geology, petrology and style of emplacement of alcaline basalts at the southern border of the Golfo San Jorge Basin (central Patagonia, Argentina). Zentralblatt fur Geologie und Palaeontologie Teil I, H 7/8:739-752.

VILLAR, L. y PEZZUTTI, N., 1976. Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 2:59–72.

VIVIERS, M. C., 1970. Rocas básicas de los cerros Pastel y Puricelli, provincia del Chubut, República Argentina y los fenómenos de diferenciación. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (3):329-346.

VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la región extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(2):85-107.

VOLKHEIMER, W., 1971. Aspectos paleoclimatológicos del Terciario Argentino. Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia» Paleontología 1 (8):243-262.

VOLKHEIMER, W. y LAGE, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 181:1-71.

VUCETICH, M.G., MAZZONI, M.M. y PARDIÑAS, U.F.J., 1993. Los roedores de la Formación Collón Cura (Mioceno medio), y la ignimbrita Pilcaniyey, Cañadón del Tordillo, Neuquén. Ameghiniana 30(4)361-81.

WILLIAMS, B.G. y HUBBARD, R.J., 1984. Seismic stratigraphic framework and depositional sequences in the Santos Basin, Brazil. Mar. and Petrol. Geol. 1:90-104.

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina, 2da. parte. Editorial Peuser, 645pp. Buenos Aires.

WINDHAUSEN, A., 1947. El nacimiento de la Patagonia. Sociedad Geológica Argentina, Revista 2:95-112.

WOODBURNE, M.O. y ZINSMEISTER, W.J., 1984. The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implications. Journal of Paleontology 58:913-948

WYSS, A.R., CHARRIER, R. y FLYNN, J.J., 1996. Fossil mammals as a tool in Andean stratigraphy:dwindling evidence of Late Cretaceouy volcanism in the South Cental Main Range.

YLLAÑEZ, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 42g, Telsen, Servicio Geológico Nacional. Inédito.

YLLAÑEZ, E. y LEMA, H. A., 1979. Estructuras anulares y geología del noroeste de Telsen (provincia del Chubut). 7º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:445-454.

ZAMALOA, M., 1993. Hallazgos palinológicos en la Formación Pinturas, sección Cerro de los Monos (Mioceno inferior), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 30:353.

ZAMALOA, M. del C. y BARREDA, V. D., 1992. Nothofagidites tehuelchesii, a new species from the Tertiary of Patagonia. Review of Palaeobotany and Palynology 72:55-59.

ZINSMEISTER, W.J., 1981. Middle to Late Eocene invertebrate fauna from the San Julián Formation at Punta Casamayor, Santa Cruz Province. Southern Argentina. Journal of Paleontology 55(5):1083-1102.

ZINSMEISTER, W.J., 1982. Late Cretaceous-Early tertiary molluscan Biogeography of the Southern Circum-Pacific. Journal Paleontology 56(1)84-102.

ZINSMEISTER, W.J., MARSHALL, L.G., DRAKE, R.E. y CURTIS, G.H., 1981. First Radioisotope (Potassium-Argon) Age of Marine Neogene Rionegro Beds in Northeastern Patagonia, Argentina. Science 212:440.

ZUBAKOV, V.A. y BORZENKOVA, I.I., 1990. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Developments in Palaeontology and Stratigraphy 12:1-456. Elsevier.

Recibido: agosto 1994; revisado noviembre 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (19): 613-626, BUENOS AIRES, 1999

LA CUENCA CRETÁCICO-TERCIARIA DEL NORTE ARGENTINO (*)

José A. Salfity y Rosa A. Marquillas

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Grupo Salta se desarrolló en los Andes Centrales del norte argentino al sur de los arcos de Michicola y San Pablo y al norte de los arcos Pampeano y Traspampeano (Figura 1). El Grupo Salta está presente en todas las provincias geológicas de la región (Figura 2), cuyos afloramientos están bien expuestos en el norte de las Sierras Pampeanas, en las Sierras Subandinas y en la Cordillera Oriental; los de Puna son escasos y aislados.

El Grupo Salta (Turner, 1959) se divide en tres Subgrupos (Figuras 3 y 4): Pirgua (Reyes y Salfity, 1973) que corresponde a los bancos rojos basales; Balbuena (Moreno, 1970) constituido por arenisca, caliza y pelita; y Santa Bárbara (Moreno, 1970) formado por pelitas polícromas con caliza y arenisca.

La historia geológica del Grupo Salta comenzó en el Kimmeridgiano?-Cretácico Inferior, probablemente como consecuencia de los movimientos araucanos, y culminó durante la fase Incaica (Figura 4). Su cuenca se desarrolló totalmente sobre basamento precámbrico y paleozoico (Figura 5).

El comienzo de la sedimentación tuvo lugar en una serie de fosas en rift que constituyeron la cuenca del Grupo Salta, primero aisladas y luego intercomunicadas, cuyo desarrollo involucró los territorios de Bolivia, Paraguay y probablemente Chile (Figuras 1 y 6). Las fosas se disponen según tres rumbos estructurales preferenciales: norte-sur, nordeste-sudoeste y noroeste-sudeste, de los cuales el rumbo nordeste-sudoeste fue relevante durante el Paleozoico superior, el Cretácico y el Terciario.

Las fosas o depocentros se denominan Tres Cruces, Lomas de Olmedo, Metán, Alemanía, Cerro Hermoso, El Rey y El Charco o Sey (Figuras 1, 5, 6, 7 y 8). El alto de Huaytiquina separó la cuenca de Purilactis del norte chileno de la cuenca del Grupo Salta en tiempos premaastrichtianos (Figura 1).

El relleno de la cuenca fue un episodio esencialmente continuo, alterado solamente por discontinuidades regionales o locales de origen sedimentario o volcánico. El Grupo Salta no posee internamente discordancias angulares regionales. Con posterioridad al cierre de la cuenca durante el diastrofismo incaico, se implantaron nuevas cuencas de antepaís en la cadena subandina e intramontanas y de intra-arco en la Puna, probablemente a partir del Oligoceno tardío.

EL BASAMENTO PRECRETÁCICO

La base del Grupo Salta se observa en numerosos perfiles y fue detectada en el subsuelo tanto dentro de las fosas sinrift como en los altos estructurales traslapados por las secuencias postrift. La edad del basamento de la cuenca como la de los altos estructurales oscila entre el Precámbrico y el Paleozoico superior (Figura 5).

El basamento precámbrico afloraba principalmente al sur del lineamiento de El Toro en el tramo austral del alto de Salta-Jujuy y en el depocentro de Alemanía. Sobre el alto de Salta-Jujuy, la Formación Yacoraite yace tanto sobre la Formación Puncoviscana como sobre granitos que la intruyen, lo que revela que estos también estaban expuestos durante el Cretácico tardío.

Los depósitos postrift de la Formación Yacoraite yacen puntualmente sobre acumulaciones precámbricas y cámbricas al norte de la ciudad de Jujuy, donde se pone en evidencia la erosión, durante el Cretácico, de los espesos depósitos ordovícicos del tramo septentrional del alto de Salta-Jujuy.

El basamento ordovícico afloraba al norte del lineamiento de El Toro en la Cordillera Oriental, y en la Puna. El Ordovícico Inferior de la Puna es roca de caja de secuencias magmáticas del Ordovícico superior, que también infrayacen al Grupo Salta. Asimismo, depósitos ordovícicos habrían estado expuestos sobre el arco Traspampeano, como también en el depocentro de Lomas de Olmedo donde parte o la totalidad de las acumulaciones silúrico-devónicas fueron erosionadas. El Silúrico y el Devónico infrayacen al Cretácico allí donde la erosión de sus secuencias fue sólo parcial, tanto sobre los altos estructurales como en los depocentros. El área ocupada por la extensa fosa de Lomas de Olmedo constituyó un alto estructural probablemente desde el Devónico tardío, formando parte del flanco austral de la cuenca carbonífera de Tarija. La franja donde se produjo el mayor nivel de erosión de los depósitos silúricos y devónicos fue precisamente donde tuvieron lugar posteriormente los procesos de subsidencia, prácticamente continuos, desde el Cretácico temprano hasta el Terciario tardío.

Los depósitos carbonífero-pérmicos directamente relacionados con la cuenca del Grupo Salta corresponden a los de la cuenca de Tarija, que formaron parte del arco de Michicola durante el Cretácico.

(*) El presente artículo, con algunos agregados, es una versión resumida de otro (Salfity y Marquillas, 1994), del cual se han adaptado la mayoría de las figuras. En virtud de la brevedad de esta contribución, las citas bibliográficas se referirán a aquellas donde está mencionada la copiosa información sobre el Grupo Salta, y a citas estratigráficas formales.

Universidad Nacional de Salta-CONICET, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

LAS ACUMULACIONES SINRIFT PREMAASTRICHTIANAS

Los depósitos premaastrichtianos del ***Subgrupo Pirgua*** representan la etapa sinrift en la evolución de la cuenca (Figuras 3 y 6). En el depocentro de Alemanía aflora uno de los perfiles más completos del Subgrupo.

La evolución del Subgrupo Pirgua se divide en dos episodios principales, sea en términos de unidades tectosedimentarias (Gómez Omil et al., 1989) o en base a la distribución regional de sus Formaciones. El primer episodio de relleno de las fosas comenzó con el ***Conglomerado La Yesera***, muy bien documentado en los depocentros de Alemanía y de Metán. Esta Formación contiene clastos del basamento precretácico, que según la posición en la cuenca consisten de rocas metamórficas y graníticas del Precámbrico, rocas sedimentarias cámbricas y ordovícicas, granitos ordovícicos, y rocas sedimentarias silúricas, devónicas y carboníferas. Mientras el conglomerado supera los 600 m de espesor en el depocentro de Alemanía, sobre el umbral de Guachipas (Figura 6) el Subgrupo Pirgua está solamente representado por la ***Formación Los Blanquitos***, con un conglomerado basal de pocos metros de espesor.

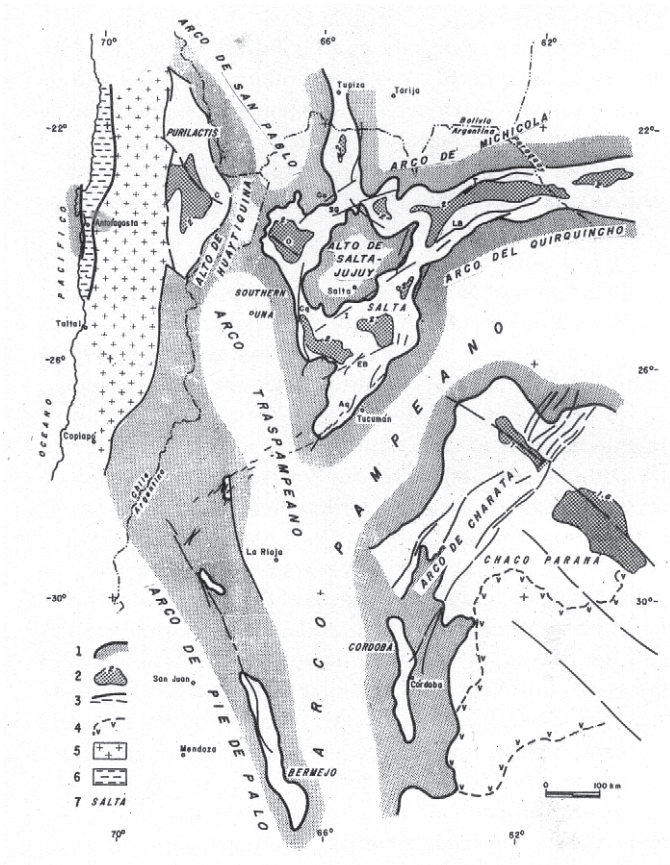


Figura 1. Esquema tectónico de la cuenca del Grupo Salta y regiones vecinas en tiempos premaastrichtianos. 1) Borde de cuenca, 2) Depocentro cretácico no marino, 3) Fallas y lineamientos actuales, 4) Distribución de las lavas de Serra Geral (Jurásico superior-Neocomiano), 5) Arco magmático cretácico-eocénico, 6) Cuenca marina de la costa (Tithoniano-Neocomiano), 7) Denominación de la cuenca. Lineamientos: T Tomasito, LB Los Blancos, SG Salinas Grandes, Co Cobres, C Calama, O Olacapato, Cq Calchaquí, I Isonza, EB El Brete, Aq Aconquija.

Durante la finalización del depósito conglomerádico se verificaron cambios de facies laterales entre éste y la base de las ***Formaciones Las Curtiembres*** y ***Los Blanquitos*** (Figura 4). No se conoce un límite definido -secuencial o litológico- entre el primer y el segundo episodios sinrift. Es posible que esta primera etapa haya culminado con los basaltos del segundo ciclo efusivo, que son un buen nivel guía local en el depocentro de Alemanía (Figura 11).

Es posible deducir un cambio lateral de facies entre las Formaciones Las Curtiembres y Los Blanquitos del depocentro de Alemanía, sobre la base de correlaciones niveladas al techo de los basaltos del segundo ciclo efusivo (Figura 11). Idéntica posibilidad sería válida a nivel regional (Figura 4).

El segundo episodio de relleno sinrift lo representa la parte superior de la Formación Los Blanquitos, que niveló los depocentros e inclusive se acumuló sobre los altos estructurales internos de la cuenca (Calete, Cachipunco, Las Víboras y Guachipas) (Figura 6).

El Subgrupo Pirgua contiene dinosaurios campanianos en el techo de la Formación Los Blanquitos. La cronología del resto del Subgrupo se basa en algunas dataciones radimétricas de basaltos intercalados en el Conglomerado La Yesera y en el techo de la Fangolita Las Curtiembres (Figura 4), es decir el primer y segundo ciclos efusivos.

LAS ACUMULACIONES POSTRIFT MAASTRICHTIANO-EOCENAS

El Subgrupo Balbuena

La ingresión maastrichtiano-paleocena en el norte de la Argentina estuvo vinculada con los cambios globales contemporáneos con el diastrofismo Ranquel (Figura 4). Los dos pulsos de la fase Ranquel señalan, respectivamente, el inicio y la culminación de la inundación epeirogénica del Subgrupo Balbuena, ocurrida en un marco de tranquilidad tectónica.

Las fosas niveladas por los depósitos sinrift fueron cubiertas por los depósitos transgresivos basales del Subgrupo Balbuena, es decir por las ***Formaciones Lecho*** y ***Yacoraite***, que se acumularon tanto sobre las fosas sinrift como sobre los altos estructurales que las delimitaban (Figura 7).

Los generalizados procesos de inundación en el cono austral sudamericano durante el Maastrichtiano (Salfity y Zambrano, 1990), coincidentes con la tendencia global, cierran el ciclo de continentalización que perduró hasta el Campaniano, y tuvieron significativa incidencia paleobiogeográfica (Bonaparte, 1984). En la cuenca del Grupo Salta están muy bien documentados estos episodios de continentalización campaniana y posterior inundación maastrichtiano-paleocena. El techo de los depósitos sinrift del Grupo Salta, con tetrápodos campanianos, está cubierto por las acumulaciones postrift del Maastrichtiano, representadas principalmente por la Formación Yacoraite. La distensión, que se mantuvo activa durante el depósito sinrift, decreció en forma casi abrupta luego que el Subgrupo Pirgua nivelara la cuenca y comenzara la ingresión del Subgrupo Balbuena, cuyo depósito culminó con la acumulación de la Formación Olmedo.

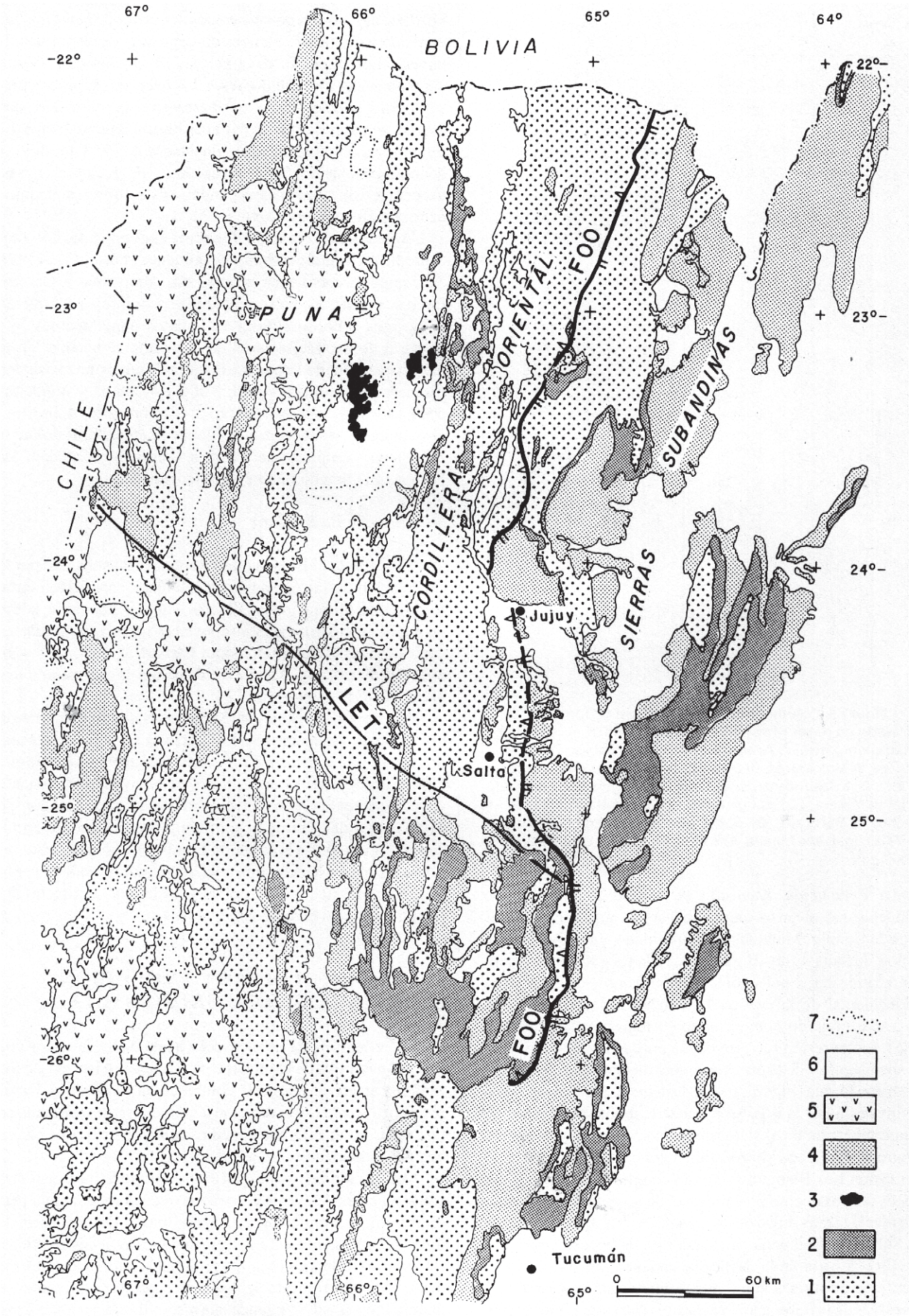


Figura 2. Mapa geológico. 1) Basamento precretácico (Precámbrico y Paleozoico), 2) Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), 3) Granitoides cretácicos, 4) Cenozoico superior sedimentario, 5) Cenozoico superior volcánico, 6) Cuaternario, 7) Salares. LET: Lineamiento El Toro, FOO: Frente Oclóyico Oriental.

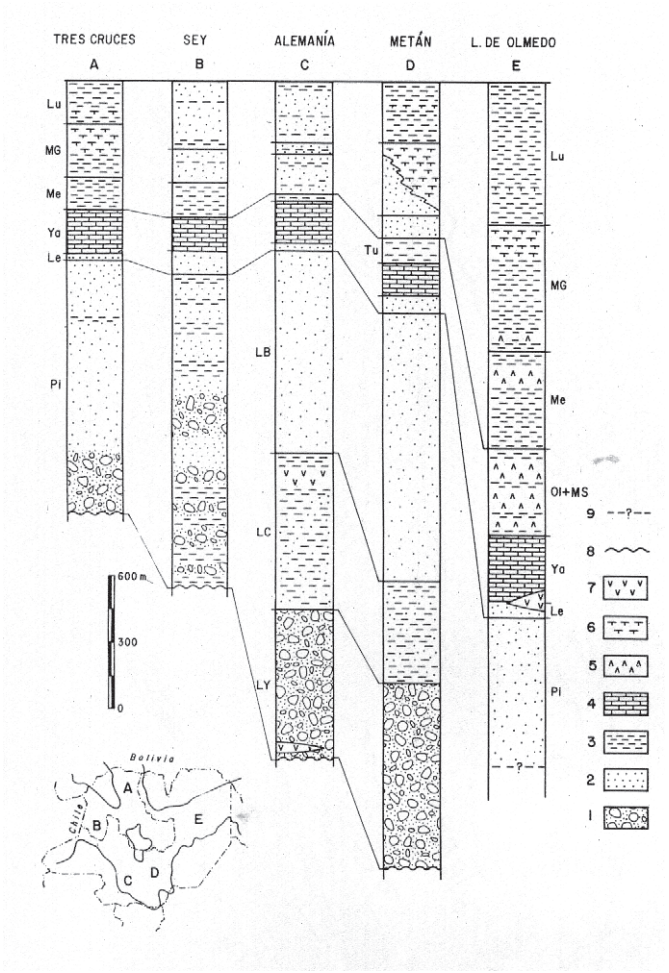


Figura 3. Columnas estratigráficas del Grupo Salta (Basado en datos propios y de Gómez Omil et al., 1989) 1) Conglomerado, 2) Arenisca, 3) Lutita, 4) Caliza, 5) Sal, 6) Marga, 7) Volcánicos, 8) Discordancia, 9) Base no conocida. A, B, C, D, E: Depocentros. Pi Subgrupo Pirgua, Formaciones: LY La Yesera, LC Las Curtiembres, LB Los Blanquitos, Le Lecho, Ya Yacoraite, Ol + MS Olmedo más Miembro Salino, Tu Tunal, Me Mealla, MG Maíz Gordo, Lu Lumbrera.

La ***Formación Yacoraite*** es la unidad del Subgrupo Balbuena que alcanzó mayor dispersión areal: inundó los arcos de Cóndor, Michicola y Quirquincho, y los altos de San Pablo y de Salta-Jujuy (Figura 7), donde yace sobre basamento precámbrico o paleozoico. Sin embargo, en la porción sudoccidental de la cuenca los depósitos de la Formación Yacoraite tuvieron comportamiento regresivo (Marquillas, 1985). La regresión fue provocada por la elevación del arco Traspampeano y de la porción sudoccidental de la cuenca del Subgrupo Pirgua (Figuras 6 y 7), de manera que esta región no fue invadida por la ingresión maastrichtiana. Evidencias de campo muestran en el sudoeste de la cuenca que la base del Subgrupo Balbuena (Formación Lecho) se apoya sobre la Formación Los Blanquitos con un conglomerado basal, con clastos del basamento precámbrico, de unos 40 m de espesor. Ello revela la movilidad de las áreas de aporte durante el inicio del Subgrupo Balbuena en el sudoeste de la cuenca.

En esa parte de la cuenca se conocen mineralizaciones uraníferas de interés económico, vinculadas con las facies regresivas de la Formación Yacoraite, y otras de la Formación Lecho (Figura 7) (Gorustovich et al., 1989). Estas mineralizaciones constituyen las principales reservas uraníferas del noroeste argentino y son los únicos depósitos de la región que han sido explotados. Se trata de depósitos estratiformes de envergadura regional, cuya génesis se vincula con aportes singénicos del ión uranilo desde los cuerpos graníticos precámbricos y paleozoicos del basamento precretácico, que fueron captados por facies pelíticas de ambiente reductor. La removilización epigénica fue de edad terciaria y produjo la acumulación de fosfatos y vanadatos en facies arenosas, asociados con minerales secundarios de cobre (malaquita, azurita y algunos sulfuros).

Además, la Formación Yacoraite es el principal horizonte productor de hidrocarburos de la cuenca (Turic et al., 1987). Se comporta como roca generadora, como roca reservorio (areniscas porosas, calizas fisuradas y oolíticas) y también como roca sello (arcilitas y carbonatos impermeables). La mayoría de los yacimientos descubiertos se localiza en la región nordeste de la cuenca (Figura 7) cuyos pozos suelen alcanzar profundidades entre 3.000 y 4.000 m, y donde las trampas son del tipo estratigráfico-estructurales. Asimismo, se explota en la subcuenca de Metán en estructuras donde la Formación Yacoraite se ubica a escasa profundidad. La Formación Olmedo también es oleogenética.

Subgrupo Santa Bárbara

El segundo pulso de la fase Ranquel está señalado por la finalización de los episodios de inundación, nivelado en el techo de las Formaciones Olmedo, Tunal y Yacoraite, sobre las cuales invariablemente se apoya la ***Formación Mealla***, es decir la base del Subgrupo Santa Bárbara (Figuras 4, 8 y 9). Sobre la Formación Mealla se disponen las ***Formaciones Maíz Gordo*** y ***Lumbrera***.

Las tres Formaciones del Subgrupo Santa Bárbara fueron mutuamente traslapantes; la Formación Lumbrera representa la más amplia expansión registrada durante la historia del Grupo Salta. Estas Formaciones se apoyan directamente sobre basamento precretácico sobre los arcos de Cóndor, de Michicola y del Quirquincho, y en torno del alto de Salta-Jujuy (Figura 8). La Formación Lumbrera contiene mamíferos de las edades Riochiquense y Casamayorense (Paleoceno-Eoceno) (Pascual, 1984), por lo cual la edad del techo del Grupo Salta está bien documentada.

FACIES, LITOLOGÍAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO SALTA

El relleno de la cuenca del Grupo Salta muestra una historia evolutiva desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno Medio, caracterizada por la combinación de diversos factores, entre otros la estructuración tectónica, que ha resultado en una sucesión de diferentes medios sedimentarios, los cuales han sido sintetizados en la Figura 10.

Así, la columna estratigráfica del Grupo Salta registra las consecuencias de eventos disímiles que alternadamente permitieron la acumulación de capas rojas y de depósitos de inundación, mayormente someros y muchas veces anóxicos. La Figura 9 refleja con sentido regional la alternancia de esos dos principales tipos de depósito de naturaleza diferente, su distribución areal y, cuando corresponde, la acomodación proporcional de su espesor a mayor espacio por subsidencia. En general los depósitos clásticos rojos se acumularon en

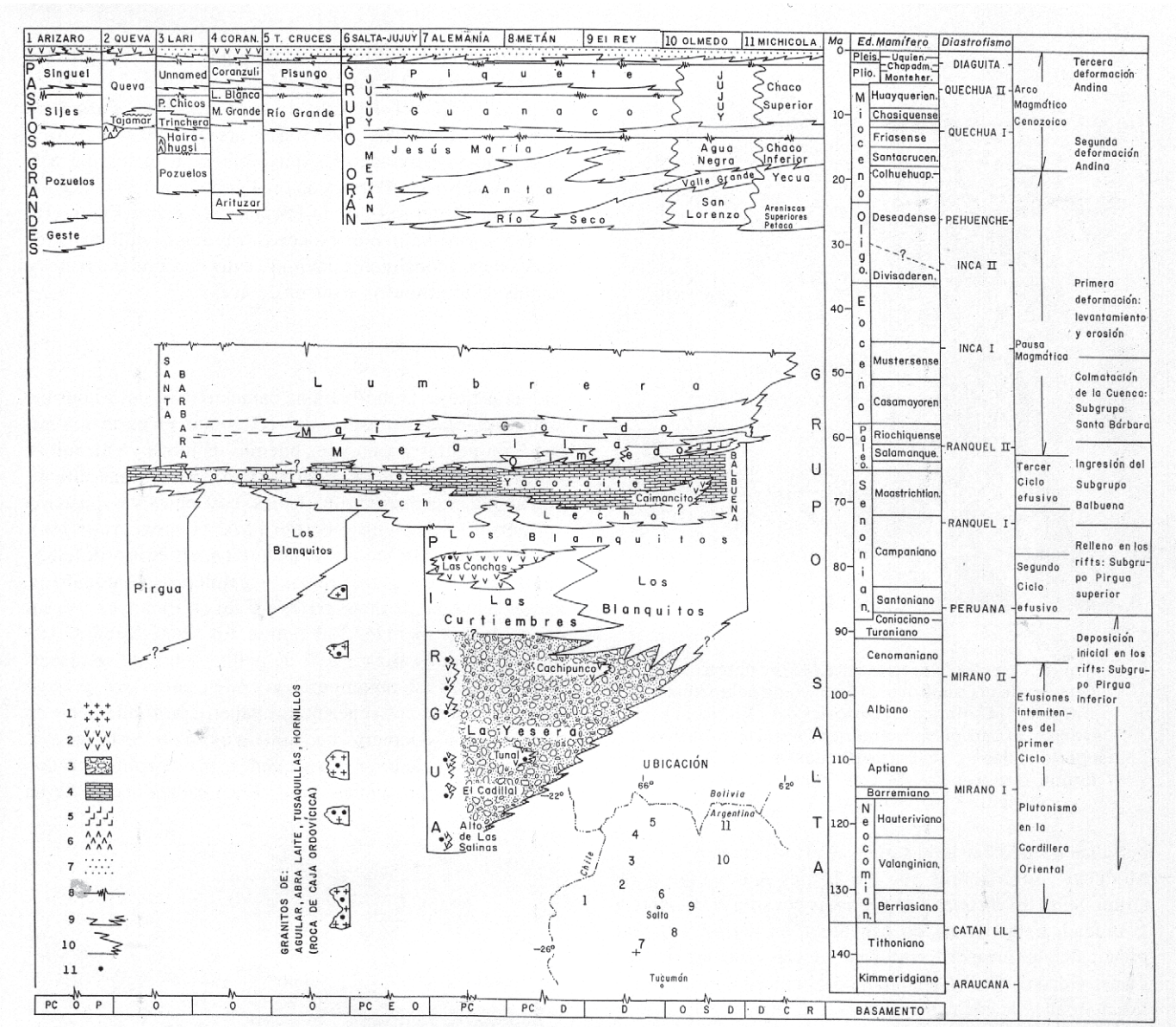


Figura 4. Tabla de correlación del Cretácico y Cenozoico 1) Granitoides, 2) Volcanitas, 3) Conglomerado, 4) Caliza, 5) Sal, 6) Subvolcánicos, 7) Cuaternario, 8) Discordancia, 9) Transición litológica (en la base de las unidades estratigráficas significa traslapo), 10) Cambio lateral de facies, 11) Edad radimétrica. PC Precámbrico, E Cámbrico, O Ordovícico, S Silúrico, D Devónico, C Carbonífero, R Pérmico.

medios continentales fluviales y ambientes asociados, incluidos eventos eólicos. Tal es el caso de las Formaciones La Yesera, Las Curtiembres, Los Blanquitos, Mealla y Lumbrera. En tanto, los depósitos vinculados con ambientes de inundación local o regional son en general reconocidos como lacustres. Tal es el caso de los miembros Brealito (Formación La Yesera) y Puente Morales (Formación Las Curtiembres), las Formaciones Olmedo-Tunal, la Faja Gris de la Formación Mealla, la Formación Maíz Gordo, y la Faja Verde de la Formación Lumbrera. El más conspicuo representante de los procesos de inundación es la Formación Yacoraite.

Subgrupo Pirgua. Formación La Yesera

Constituye el conglomerado de base del Subgrupo Pirgua y por lo tanto del Grupo Salta. Conforma el principal relleno de las fosas en rift y tiene distribución areal limitada. El conglomerado es de esqueleto cerrado, matriz arenosa, cemento carbonático y clastos de variada composición litológica por la heterogeneidad del basamento precretácico. En el perfil de Alemanía mide 615 m de espesor, pero alcanza los 1000 m en el mismo depocentro de Alemanía y consta de 80% de litofacies conglomerádicas y 20 % de litofacies arenosas. Contiene los basaltos Alto de las Salinas e Isonza. Es un depósito de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados, con episodios eólicos y lacustres locales (Figura 10). Durante su acumulación existieron varias subcuencas que evolucionaron total o parcialmente aisladas entre sí por horst y aparatos volcánicos.

Formación Las Curtiembres

Se reconoce en los depocentros de Alemanía y Metán. En el perfil de Alemanía el espesor es de 700 m, pero alcanza hasta 1500 metros; allí está compuesta por 64% de areniscas, 22% de pelitas, 9% de rocas volcánicas y piroclásticas y 5% de conglomerados. La parte superior de la Formación contie-

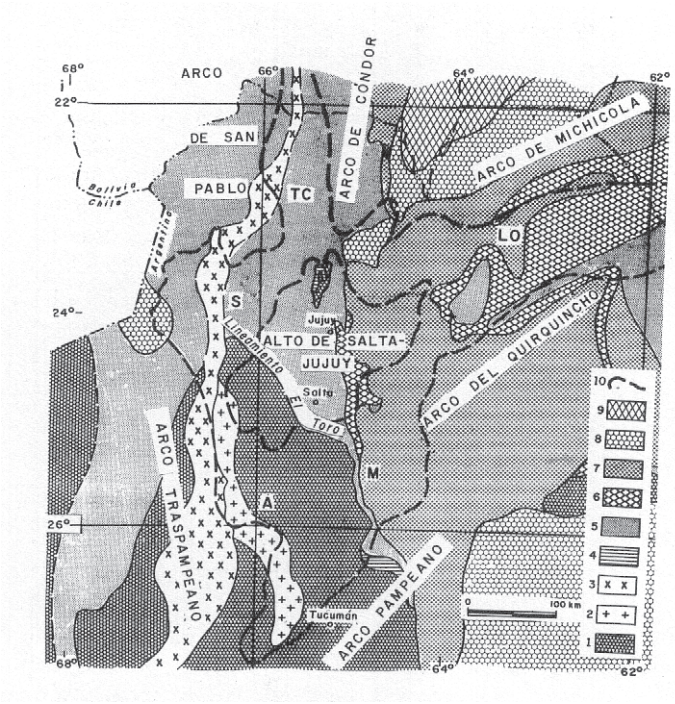


Figura 5. Geología precretácica 1) Precámbrico, 2) Granitoide precámbrico, 3) Granitoide paleozoico inferior, 4) Cámbrico, 5) Ordovícico, 6) Silúrico, 7) Devónico, 8) Carbonífero superior-Pérmico, 9) Pérmico superior-Triásico, 10) Borde de cuenca del Subgrupo Pirgua. Depocentros: TC Tres Cruces, LO Lomas de Olmedo, S Sey, M Metán, A Alemanía.

ne *Saltenia ibanezi* en lutitas arenosas amarillentas del «Puente Morales»; estos anuros son los fósiles más antiguos del Grupo Salta. El ***Basalto Las Conchas*** constituye el techo de la unidad. Esta Formación constituye un depósito fluvial, principalmente meandriforme, con facies aluviales proximales. La actividad tectónica que provocó cambios de pendientes y la actividad volcánica que produjo endicamientos favorecieron los ambientes lacustres locales y los episodios de inundación de planicies (Figura 10).

Formación Los Blanquitos

Está formada por areniscas rojas que nivelaron la cuenca del Subgrupo Pirgua, por lo que es arealmente más extendida; se dispone sobre las Formaciones Las Curtiembres y La Yesera y sobre el basamento. En el perfil de Alemanía tiene 1300 m de espesor (suele superar los 1500 m); consta de 95% de areniscas, 3% de conglomerados y 2% de pelitas. La parte superior contiene tetrápodos. La génesis del depósito es un tanto compleja (Figura 10) por la coalescencia de sistemas aluviales y fluviales y eventos eólicos y de inundación.

Subgrupo Balbuena. Formación Lecho

Es un depósito mantiforme de arenas blancas, calcáreas, de espesor reducido (promedio 150 m) pero de vasta distribución areal que marca el comienzo del episodio transgresivo de la suprayacente Formación Yacoraite. En el área de Alemanía mide 40 m pero en facies atípicas, denominadas ***Formación Quitilipi*** (Salfity y Marquillas, 1981). Son areniscas (90%) y pelitas (9%) rojizas, moradas y grises con algunas calizas (1%), cuyo depósito evolucionó a expensas de un levantamiento tectónico regional. El mismo proceso controló, sobre el tramo austral del umbral de Los Gallos (Figura 11-III), el depósito de la ***Formación Pala Pala*** (Salfity y Marquillas, 1981): Son areniscas y lutitas rojas marcadamente oxidantes, equivalentes en el tiempo a la parte superior de la Formación Lecho y a la Formación Quitilipi. El depósito de la Formación Lecho (Figura 10) estuvo controlado por procesos fluviales, eólicos y de interdunas, y localmente acumuló calizas. Contiene restos e icnitas de dinosaurios y restos de aves.

Formación Yacoraite

Constituye la unidad más característica del Subgrupo Balbuena. Es un depósito calcáreo tabular, en parte dolomítico, con pelitas y areniscas, además de tobas y vulcanitas. Consta de diversos tipos de calizas y calizas estromatolíticas, con abundantes marcas de oleajes, corrientes y exposición subaérea. Contiene vertebrados (peces, reptiles), gasterópodos, ostrácodos, pelecípodos, escasos miliólidos, carófitas y otras algas, restos vegetales y palinomorfos. Presenta huellas de dinosaurios y de aves. El mayor espesor conocido no supera los 300 metros. En Alemanía mide 185 m, con 54% de calizas, 40% de pelitas y 6% de areniscas. Este depósito es contemporáneo con el pulso transgresivo global del Cretácico superior que penetró profundamente en el continente sudamericano, con cuyos efectos está indudablemente vinculado en sus orígenes, pero evolucionó con características peculiares, ambiguas muchas veces. Se ha

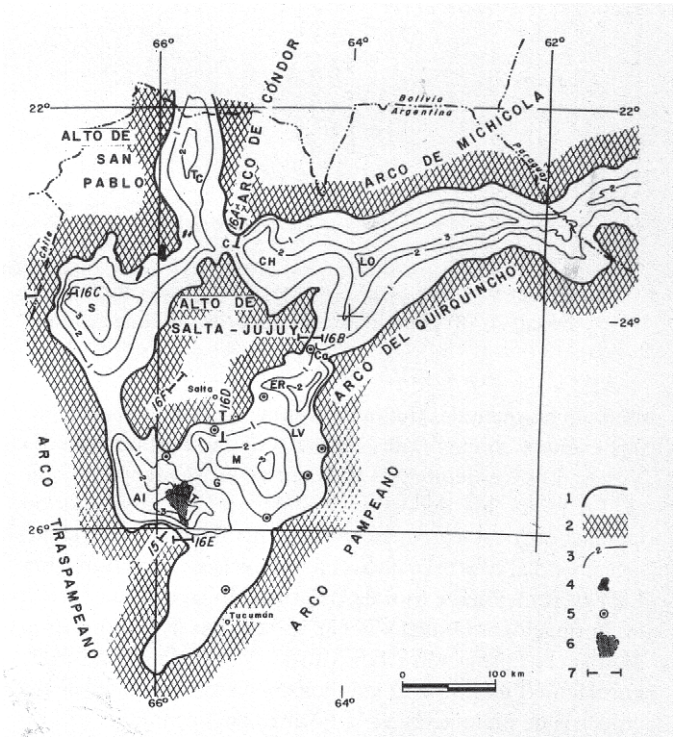


Figura 6. Subgrupo Pirgua: relleno sedimentario sinrift (Formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos) 1) Borde inferido de la cuenca, 2) Alto estructural, 3) Línea isopáquica (espesor en km), 4) Granitoide cretácico inferior, 5) Primer ciclo volcánico (Cretácico Inferior), 6) Segundo ciclo volcánico (Cretácico superior), 7) Secciones de las figuras 15 y 16) Depocentros: LO Lomas de Olmedo, CH Cerro Hermoso, TC Tres Cruces, S Sey, ER El Rey, M Metán, A Alemanía. Altos estructurales: C Calete, Ca Cachipunco, LV Las Víboras, G Guachipas.

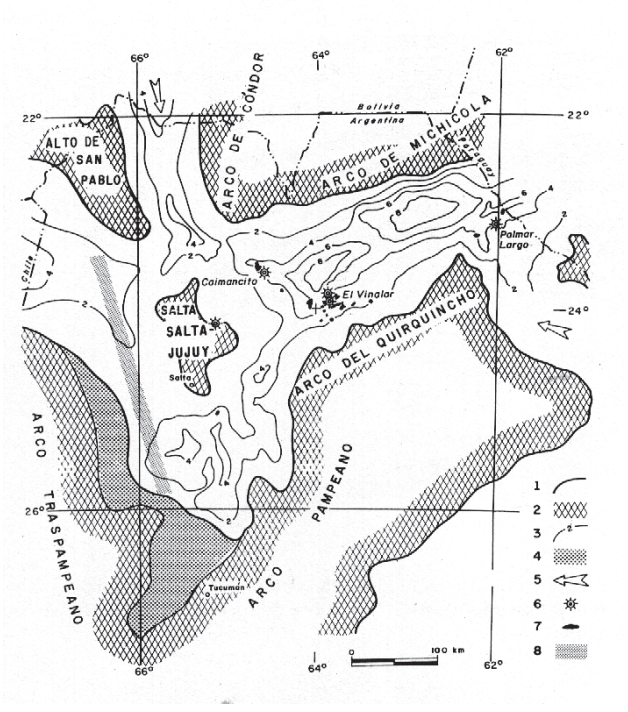


Figura 7. Subgrupo Balbuena: secuencia sedimentaria postrift (Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo-El Tunal, y Miembro Salino 1) Borde inferido de la cuenca, 2) Alto estructural, 3) Línea isopáquica (espesor en m), 4) Porción de la cuenca del Subgrupo Pirgua como parte del arco Traspampeano durante el Senoniano tardío, 5) Supuestas vías de la ingresión de la Formación Yacoraite desde el norte y desde el sur, 6) Tercer ciclo volcánico (Senoniano tardío-Paleoceno), 7) Campo de petróleo (Formación Yacoraite: roca madre y reservorio), 8) Faja de mineralización uranífera (Formación Yacoraite).

definido la «Cuenca Yacoraite» (Figura 9) como una cuenca carbonática restringida, somera y extensa, de posición intracontinental, alejada de las influencias directas y permanentes del mar abierto y por lo tanto con caracteres que le son propios (Marquillas, 1985).

Formación Olmedo

Son lutitas, dolomicritas y micritas negras, con evaporitas en el subsuelo (halita, anhidrita y yeso) que constituyen un potente Miembro Salino (Carlé et al., 1989). Es una unidad definida en el subsuelo oriental de la cuenca (Figura 7) donde alcanza 900 m de espesor. En Alemanía está representada por su equivalente de superficie: ***Formación Tunal*** (Turner et al., 1979) que mide 25 m y consta de pelitas (90%), calizas (5%) y areniscas (5%) verdes a multicolores. Contiene palinomorfos de ambiente lacustre a pantanoso. La Formación Olmedo es un depósito de lago hipersalino y de planicies fangosas (Gómez Omil et al., 1989). Se supone que los mecanismos de subsidencia favorecieron dos etapas principales de expansión lacustre (pelitas negras, bituminosas, relativamente profundas), entre las cuales se habría producido una prolongada fase de retracción (evaporitas del «Miembro Salino»). La mecánica de circulación fue propicia para crear las condiciones anóxicas casi permanentes del sistema.

Subgrupo Santa Bárbara. Formación Mealla

Es un depósito rojo compuesto por fangolitas y escasas areniscas, de 400 m de espesor máximo. En Alemanía, donde mide 180 m, las facies son arenosas: 70% de areniscas, 20% de pelitas + margas y 10% de conglomerados. Esta unidad suprayace, en diferentes comarcas, a las Formaciones Yacoraite, Olmedo y Tunal y al basamento precretácico. Contiene mamíferos notungulados. La Formación Mealla es un depósito fluvial (principalmente meandriforme) y lacustre (Figura 10); las condiciones lacustres predominaron al promediar la acumulación («Faja Gris») debido a un proceso de inundación regional. En la subcuenca de Lomas de Olmedo se reconoce un lago hipersalino (Gómez Omil et al. l989).

Formación Maíz Gordo

Está constituida por calizas, pelitas y margas verdes, con facies proximales gruesas. Mide como máximo 300 m de espesor. En Alemanía, donde tiene 50 m, muestra 50% de areniscas, 40% de pelitas + margas y 10% de conglomerados. Contiene quelónidos, peces, insectos y microflora. El depósito de la Formación Maíz Gordo (Figura 10) es fluvio-lacustre.

Formación Lumbrera

Esta unidad constituye el techo del Grupo Salta, es de color rojo ladrillo y consta de pelitas, margas y escasas areniscas. Una discordancia regional de baja angularidad, a veces imperceptible, la separa de los depósitos clásticos continentales del suprayacente Grupo Orán (Figura 11-III). Su depósito rebasó las cuencas de las Formaciones Mealla y Maíz Gordo. Es portadora de mamíferos, insectos y microflora. En Alemanía mide 280 m de espesor: 67% de pelitas + margas y 33% de areniscas. La Formación Lumbrera es el depósito de

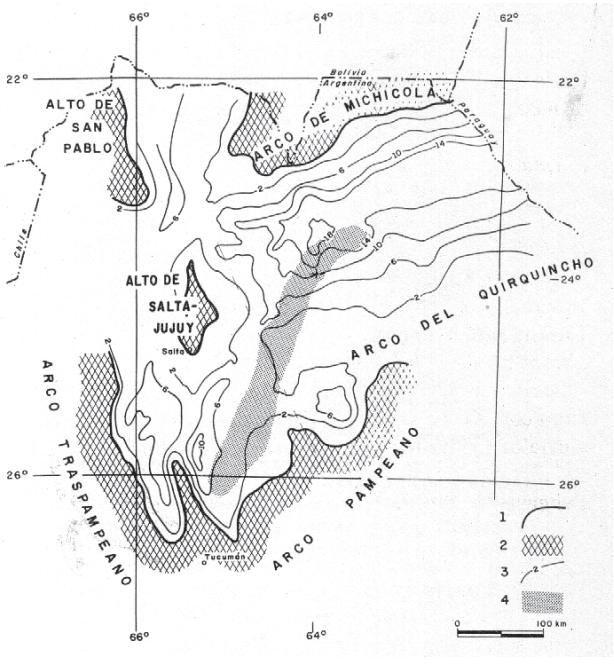


Figura 8. Subgrupo Santa Bárbara: finalización de la sedimentación postrift (Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera) 1) Borde inferido de la cuenca, 2) Alto estructural, 3) Línea isopáquica (espesor en centenas de m), 4) Umbral de Los Gallos.

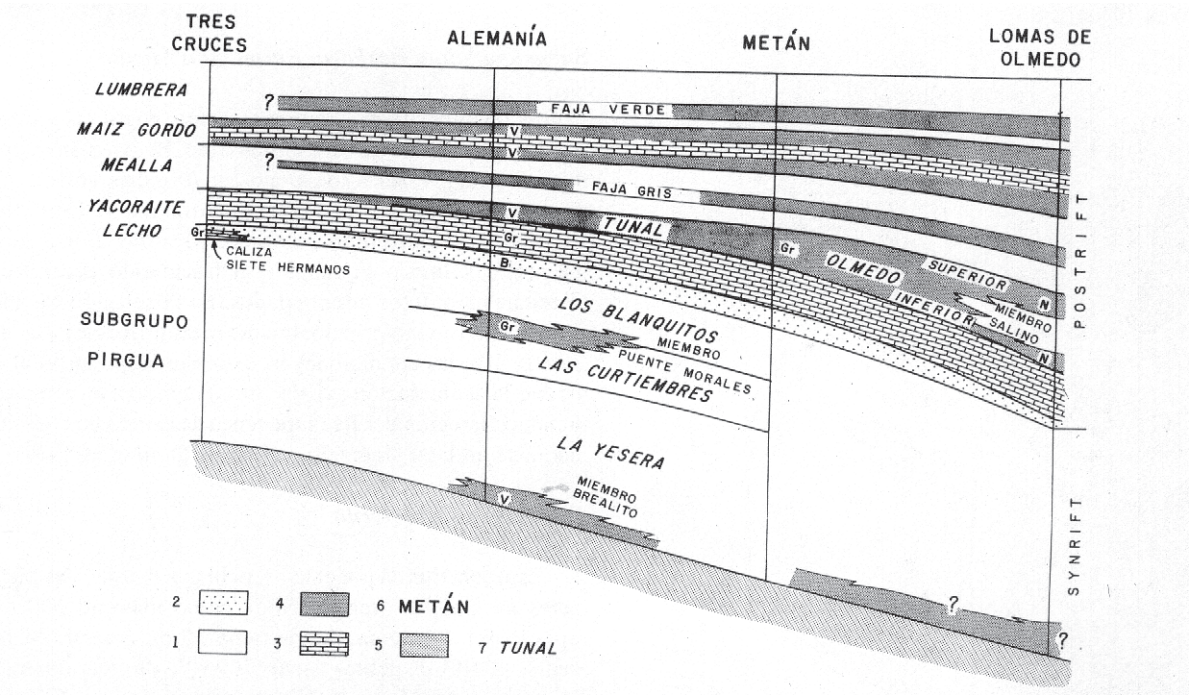


Figura 9. Esquema, sin escala, de los principales eventos de inundación durante el depósito del Grupo Salta. 1) Capas rojas, 2) Arenisca, 3) Caliza, 4) Lutita, 5) Basamento precretácico, 6) Nombre de depocentro, 7) Nombre de formación. N Negro, V Verde, Gr Gris, B Blanco.

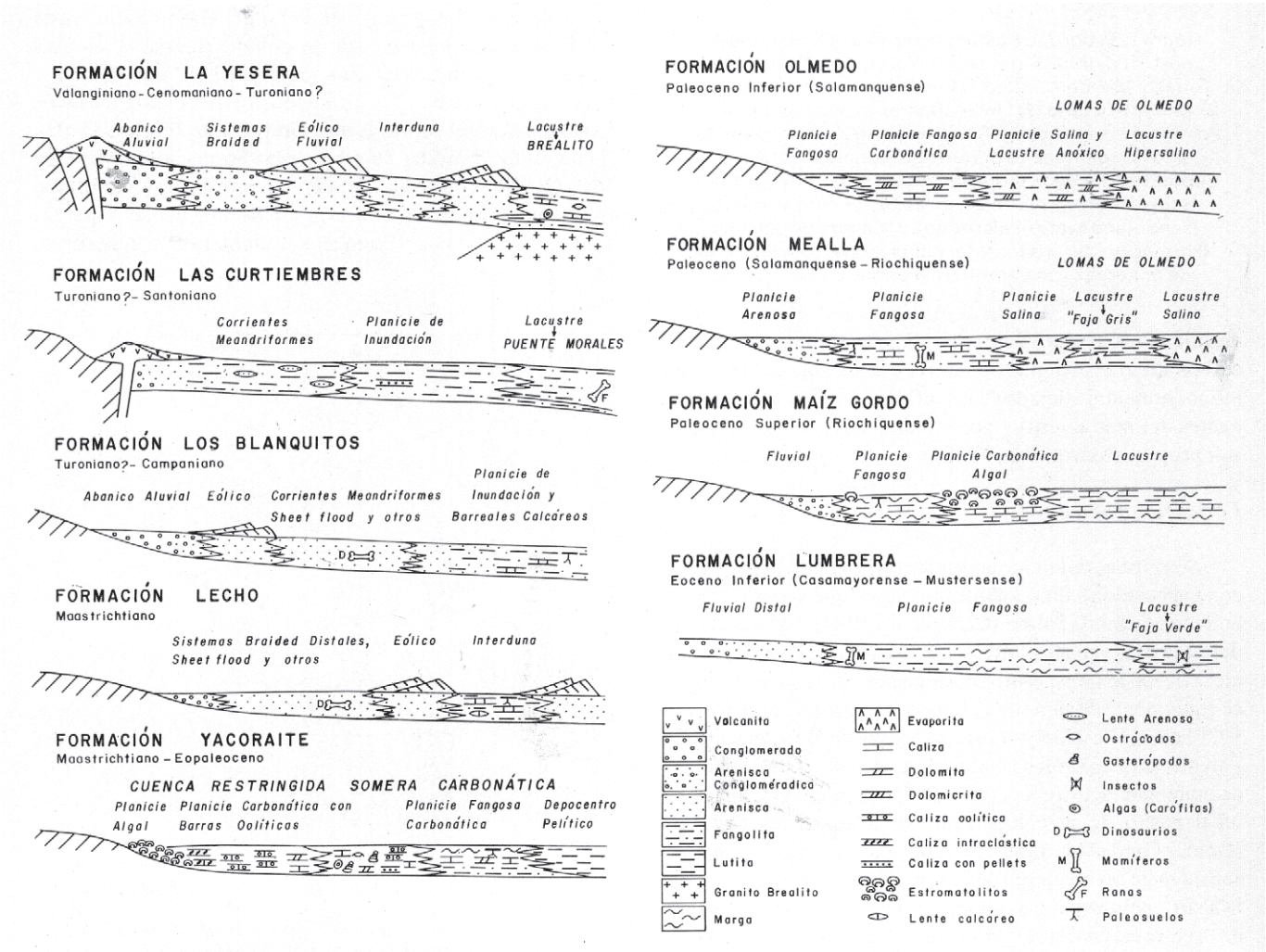


Figura 10. Evolución ambiental de las Formaciones del Grupo Salta (basado y adaptado de Gómez Omil et al., 1989).

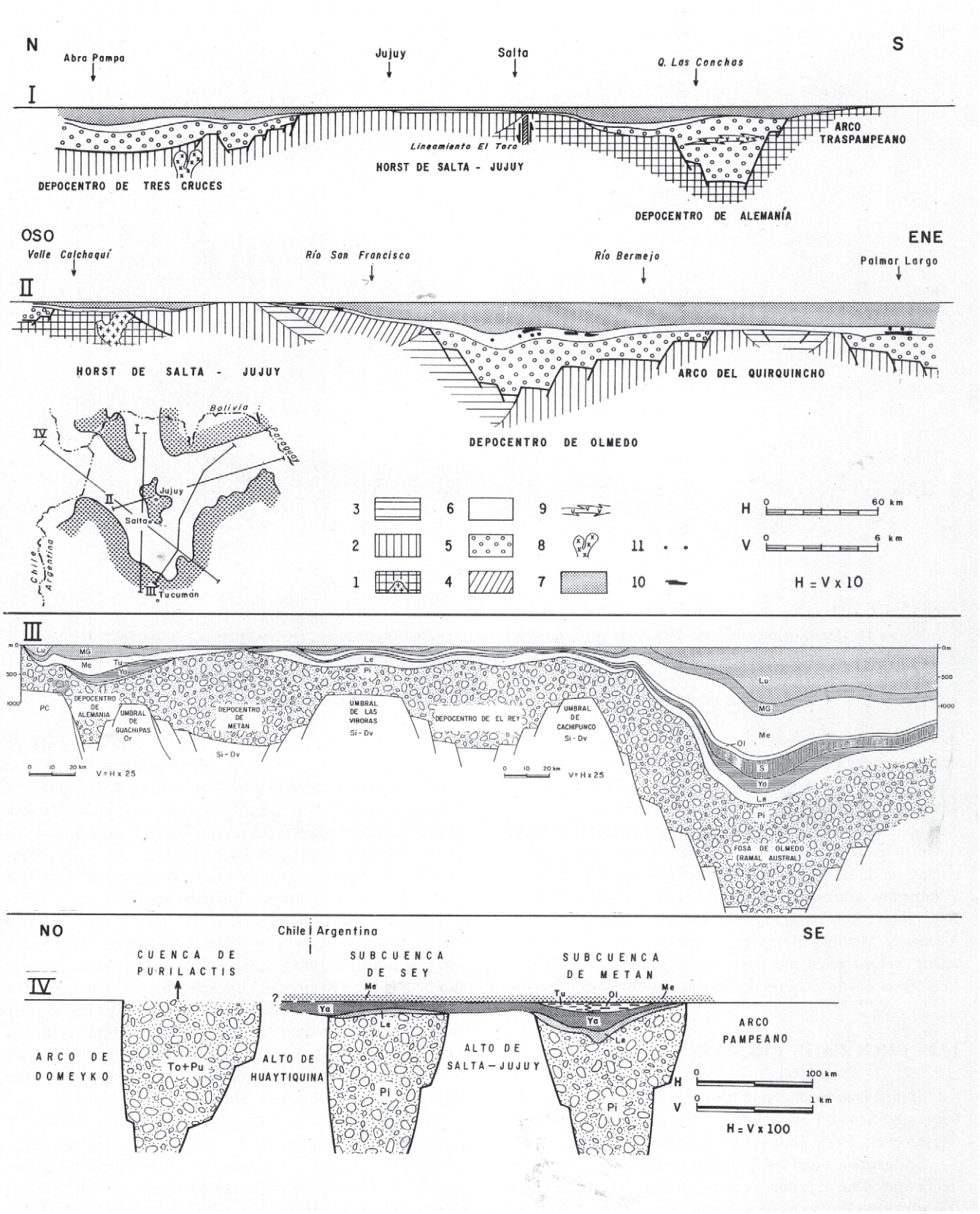


Figura 11. Secciones paleogeográficas de la cuenca del Grupo Salta I y II Nivel de referencia: Techo del Subgrupo Santa Bárbara. 1) Precámbrico (metamórficas y granitoides), 2) Ordovícico, 3) Silúrico, 4) Devónico, Subgrupos: 5) Pirgua, 6) Balbuena, 7) Santa Bárbara) 8) Granitoide cretácico, 9) Segundo ciclo volcánico, 10) Tercer ciclo volcánico, 11) Campo petrolífero. III Sección a lo largo del umbral de Los Gallos (Simplificado de Salfity et al., 1993). Nivel de referencia: Plano de la discordancia Incaica (techo del Grupo Salta-base del Grupo Orán). Pc Precámbrico, Or Ordovícico, Si-Dv Silúrico-Devónico, Pi Subgrupo Pirgua, Formaciones: Le Lecho, Ya Yacoraite, S Miembro Salino, Ol Olmedo, Tu Tunal, Me Mealla, MG Maíz Gordo, Lu Lumbrera. IV Nivel de referencia: Techo de las Formaciones Yacoraite, Olmedo y Tunal. Pi Subgrupo Pirgua, To + Pu Formaciones Tonel más Purilactis (Grupo Purilactis). Formaciones: Le Lecho, Ya Yacoraite, Ol Olmedo, Tu Tunal, Me Mealla. El diseño de las fosas del Subgrupo Pirgua y del Grupo Purilactis es conceptual. La flecha en la cuenca de Purilactis indica que la Formación homónima prosiguió su depósito hasta el Eoceno tardío (Marquillas y Salfity, en prensa).

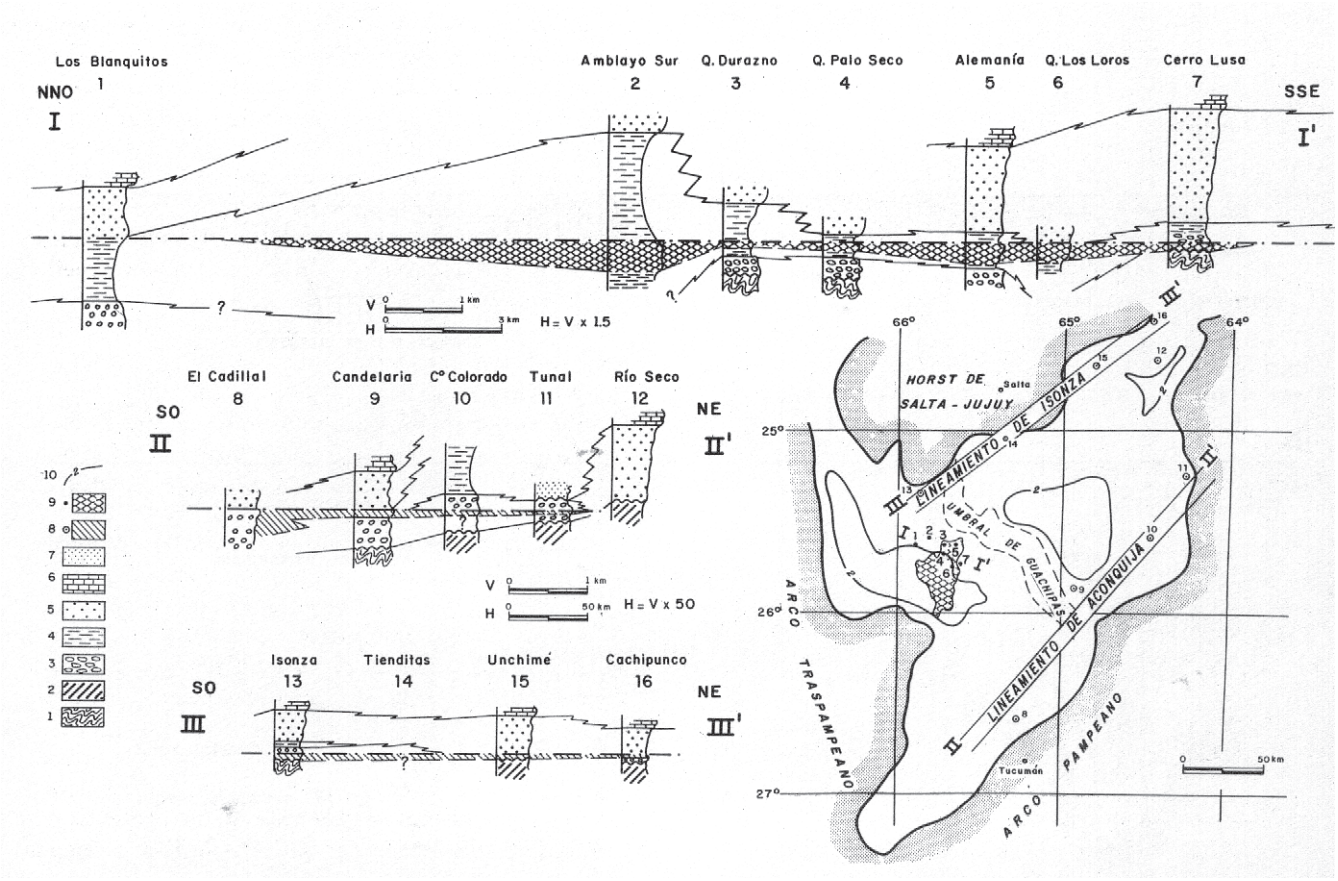


Figura 12. Distribución regional del primer (Basalto Isonza) y segundo (Basalto Las Conchas) ciclos efusivos del Subgrupo Pirgua. Nivel de referencia: Techo de cada basalto. 1) Precámbrico, 2) Paleozoico, Formaciones: 3) La Yesera, 4) Las Curtiembres, 5) Los Blanquitos, Subgrupos: 6) Balbuena, 7) Santa Bárbara, Basaltos: 8) Isonza, 9) Las Conchas, 10) Línea isopáquica del Subgrupo Pirgua (espesor en km).

un sistema fluvio-lacustre con planicies fangosas. Un episodio de inundación regional instantánea provocó la acumulación de la «Faja Verde» (Cazau et al., 1976) en un lago extenso y somero (Gómez Omil et al., 1989).

Las tres Formaciones del Subgrupo Santa Bárbara contienen delgados niveles de tobas, que también son frecuentes en las unidades terciarias del suprayacente Grupo Orán. Finalmente se menciona que en diversas unidades del Grupo Salta, tales como en las Formaciones Los Blanquitos, Lecho, Yacoraite, Mealla y Maíz Gordo, se ha reconocido la existencia de suelos fósiles, muchas veces asociados con niveles de freatófitas y otras con niveles tobáceos o tufíticos.

LOS PROCESOS ERUPTIVOS

Si bien la actividad magmática no fue generalizada, ella tiene significación estructural, estratigráfica y petrológica (Reyes et al., 1976; Galliski y Viramonte, 1988).

Se distinguen tres pulsos magmáticos durante la historia del Grupo Salta: el primero relacionado con el relleno inicial del Subgrupo Pirgua en el sur de la cuenca y con manifestaciones plutónicas en el norte; el segundo intercalado al promediar dicho relleno; y el tercero durante el primer estadio de la deposición postrift (Figuras 4, 6 y 7).

Las plutonitas corresponden a los granitos subalcalinos de Aguilar, Abra Laite y Tusaquillas, además de otros alcalinos como los de Hornillos, Fundiciones y Rangel (estos últimos no representados en la Figura 2 por razones de escala). La caja corresponde en su mayoría a rocas ordovícicas del tramo austral de los altos de San Pablo y de Cóndor. Los plutones no intruyen al Subgrupo Pirgua, como tampoco éste se apoya en discordancia sobre aquellos pues no afloraban en el depocentro de Tres Cruces durante el Cretácico. Es probable que los plutones hayan aflorado tan solo en el Terciario tardío, por efecto de los movimientos ándicos.

Los lineamientos de rumbo NE-SO habrían regulado tanto el plutonismo como el volcanismo durante el Cretácico inferior (Salfity, 1985). Los plutones se alínean según el rumbo NE-SO a lo largo del lineamiento de Cobres (Figuras 1 y 2) y, en el sur de la cuenca, los lineamientos de Isonza y Aconquija favorecieron las efusiones del primer ciclo del Subgrupo Pirgua (Figura 12). Ambos lineamientos marcan los márgenes de los depocentros de El Rey, Metán y Alemanía, y los del alto de Salta-Jujuy y arco Pampeano.

El primer episodio (***Basaltos Alto de Las Salinas*** e ***Isonza***) consiste de traquitas, basanitas y foiditas cuyas edades radimétricas oscilan entre 128 y 90 Ma. Estas volcanitas fueron el producto de efusiones puntuales, por lo general intercaladas en la propia base de la Formación La Yesera.

El segundo episodio volcánico (***Basalto Las Conchas***) del Subgrupo Pirgua se intercala en la parte intermedia a superior de la Formación Las Curtiembres (Figuras 4, 6, y 12). Su edad, de 78-76 Ma, es contemporánea con el diastrofismo Peruano. Estructuralmente está relacionado con el arco Traspampeano, allí donde éste se vincula con la fosa de



Figura 13. Cuencas terciarias posincaicas con anterioridad al emplazamiento del arco magmático miocénico-pleistocénico: 1) Borde inferido de la cuenca, 2) Alto estructural, 3) Depocentro cretácico-terciario, 4) Depocentro terciario, 5) Umbral de Los Gallos, 6) Línea isopáquica (espesor estimado en km).

Alemanía (Figura 6). Este volcanismo tuvo lugar a lo largo de fracturas directas de rumbo norte-sur, reactivadas en forma de corrimientos durante la inversión tectónica cenozoica superior. El Basalto Las Conchas está constituido por un característico grupo de rocas alcalinas (Galliski y Viramonte, 1988), principalmente basanita acompañada de mugearita y tephriphonolita, que se manifiestan en forma de volcanismo stromboliano con pulsos hidromagmáticos; además contiene xenolitos ultramáficos provenientes del manto superior (Galliski y Viramonte, 1988).

El tercer episodio volcánico aflora en el flanco oriental del alto de Salta-Jujuy, intercalado en el techo de la Formación Yacoraite y en la base de la Formación Mealla. Asimismo, se lo conoce en el depocentro de Lomas de Olmedo (Figura 7), en cuyo subsuelo los derrames intercalan a las Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo (Gómez Omil et al., 1989; Carlé et al., 1989).

La ubicación geográfica de algunos campos de petróleo coincide con dichas manifestaciones volcánicas (Figuras 7 y 11-II). En el campo de Palmar Largo la roca reservorio corresponde a facies piroclásticas de las efusiones (70 ± 5 Ma), retrabajadas y meteorizadas, muy porosas y selladas por la roca madre, es decir la Formación Yacoraite (Carlé et al., 1989).

Otra manifestación volcánica de 60 ± 2 Ma, que se adjudica al tercer ciclo efusivo, son las tobas blancas estratificadas en la parte basal de la Formación Yacoraite. Es una toba fina, cristalina, blanca, chonítica y tufítica, de amplia



Figura 14. Distribución actual de las cuencas y del arco volcánico neógenos. 1. Basamento preincaico, 2. Volcánicos, 3. Línea isopáquica (espesor en km), 4. Lineamiento

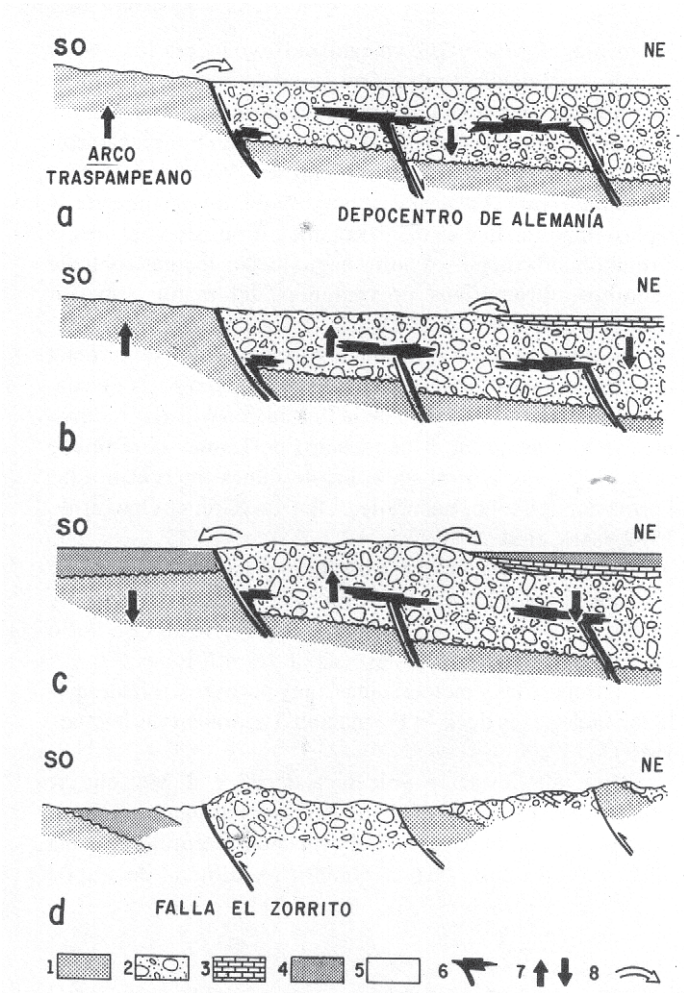


Figura 15. Corte evolutivo, sin escala, en el sur de la cuenca entre el arco Traspampeano y el depocentro de Alemanía (Basado en Grier et al., 1991). Ubicación: Figura 6. 1) Basamento precámbrico, 2) Subgrupo Pirgua, 3) Subgrupo Balbuena, 4) Subgrupo Santa Bárbara, 5) Sedimentos del Terciario superior, 6) Volcánicos, 7) Procesos de levantamiento y hundimiento, 8) Dirección de aporte. (a) Deposición del Subgrupo Pirgua durante el estadio sinrift, incluidos el primer y segundo ciclos volcánicos, (b) Deposición del Subgrupo Balbuena (nótese el levantamiento del tramo austral de la fosa del Subgrupo Pirgua), (c) Deposición del Subgrupo Santa Bárbara, inclusive sobre el arco Traspampeano, (d) Disposición estructural actual.

distribución regional en la cuenca, por lo cual es un excelente nivel guía para las correlaciones regionales de los miembros de la Formación Yacoraite (Marquillas y Salfity, 1989).

LOS PROCESOS ESTRUCTURALES EN LA CUENCA DESPUÉS DE SU COLMATACIÓN

La cuenca del Grupo Salta fue sometida a levantamiento y erosión por lo menos en tres momentos después de su colmatación: a) Eoceno tardío-Oligoceno temprano (fase Incaica), b) Mioceno tardío (segundo pulso de la fase Quechua) y c) Pleistoceno (fase Diaguita).

La fase Incaica

La interrupción de la sedimentación del Grupo Salta y la erosión de las Formaciones del Subgrupo Santa Bárbara se atribuyen a la fase Incaica (Eoceno tardío-Oligoceno temprano). Estos movimientos fueron generalizados en toda la cuenca, aunque su intensidad estructural no fue de magnitud. Por este motivo, el valor angular de la discordancia Incaica es sólo visible en unos pocos perfiles, y por lo general es sólo discernible mediante un análisis regional.

La discordancia Incaica está muy bien documentada a lo largo del umbral de Los Gallos (Salfity et al., 1993) donde la cuenca del Grupo Salta infrayace a las acumulaciones de la cuenca terciaria de antepaís (Figuras 4, 8 y 13). Los depósitos

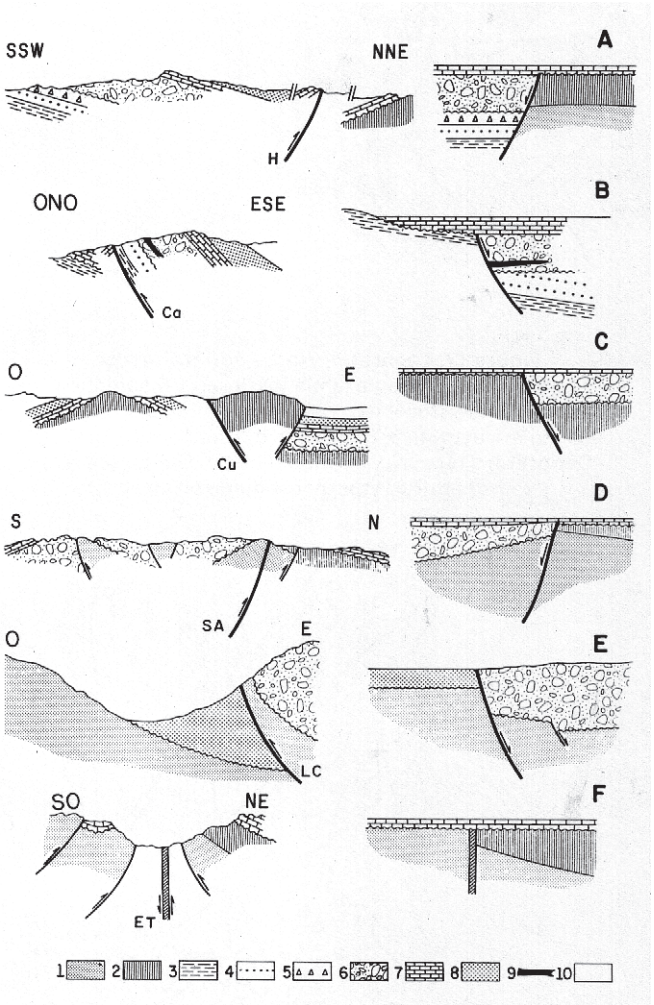


Figura 16. Secciones esquemáticas evolutivas en la cuenca del Grupo Salta, sin escala. Ubicación: Figura 6. Fallas: H Hornocal, Ca Cachipunco, Cu Cauchari, SA San Agustín, LC Las Chacras, ET Lineamiento El Toro. 1) Precámbrico, 2) Ordovícico, 3) Silúrico, 4) Devónico, 5) Carbonífero, 6) Subgrupo Pirgua, 7) Subgrupo Balbuena (principalmente Formación Yacoraite), 8) Subgrupo Santa Bárbara, 9) Volcánicos, 10) Sedimentos neógenos. Los diagramas de la izquierda de la figura muestran la disposición estructural actual del Grupo Salta, de su basamento y, en algunos casos, de la cobertura cenozoica superior, los de la derecha, la reconstrucción paleogeográfica nivelada al techo de la Formación Yacoraite (excepto la sección E, nivelada al techo del Subgrupo Santa Bárbara). En las secciones A, B, C, D y E se muestran fracturas tensionales cretácicas, reactivadas en forma de corrimientos por efectos de la inversión tectónica de la cuenca durante el Terciario tardío. Las fuentes de los datos puede consultarse en Salfity y Marquillas (1994).

arenosos rojos de la base del Grupo Orán (Formaciones Río Seco y Anta) se apoyan sobre las Formaciones Lumbrera, Maíz Gordo, Mealla y Yacoraite, evidenciando el grado de erosión de la cuenca del Grupo Salta con anterioridad al Grupo Orán (Cazau et al., 1976) (Figura 11-III). Si bien la dispersión de los sedimentos del Grupo Orán es más amplia que la del Grupo Salta en la porción oriental de la cuenca, los lineamientos generales de la cuenca terciaria -por lo menos durante el Subgrupo Metán- son por lo general coincidentes con los de la cuenca cretácica (Russo y Serraiotto, 1979). De modo que la discordancia Incaica, en el oriente de la cuenca, no modificó sustancialmente el marco tectónico previo de esa región.

Hasta el presente no se conoce la edad de la base del Grupo Orán, aunque las correlaciones regionales sugieren que el inicio de la sedimentación tuvo lugar durante el tiempo de la fase Pehuenche (Oligoceno tardío) (Figura 4). Los registros fosilíferos de la base del Grupo Pastos Grandes de la cuenca de Arizaro en la Puna (Pascual, 1984) indican que el depósito se inició también durante la fase Pehuenche (Figura 4). Esta cuenca de Arizaro se desarrolló sobre el arco Traspampeano y por lo tanto fuera de la cuenca del Grupo Salta (cf. Figuras 1 y 13).

La porción basal de las secuencias terciarias de la Puna, y de todo el norte argentino, estuvo desprovista de derrames volcánicos contemporáneos, es decir existió una calma magmática entre el Eoceno y el Mioceno medio, lo cual constituye una característica de la fase Incaica en el noroeste argentino.

La Figura 13 simboliza la situación paleogeográfica de la región con anterioridad al emplazamiento del arco magmático intracontinental del Mioceno tardío-Pleistoceno, cuya roca de caja habría consistido de rocas paleozoicas o precámbricas que conformaron el arco Andino. Este arco corresponde aproximadamente al alto de Huaytiquina y a los flancos occidentales de los arcos de San Pablo y Traspampeano vigentes durante el Cretácico (cf. Figuras 1 y 13). Durante el Oligoceno-Mioceno medio, el arco Andino constituyó el alto estructural que desvinculó las fosas intermontanas neógenas de Olaroz-Arizaro de la de Atacama (Figura 13).

En este trabajo se postula que el arco volcánico miocénico-pleistocénico de los Andes del norte argentino se emplazó a lo largo del eje estructural del arco Andino, en ambiente tectónico distensivo, constituido por roca de caja paleozoica o precámbrica. El arco volcánico estuvo estructuralmente desvinculado de las fosas cenozoicas de la Puna, pero asociado con el arco Andino y con los pilares tectónicos transversales -paleozoicos o precámbricos- que formaron parte de los bordes de las cuencas intermontanas (Salfity, 1985). Por lo cual, tanto las secuencias cretácicas como las basales del Terciario posincaico de las cuencas de Uyuni, Olaroz, Arizaro y Antofalla (Figura 13), no fueron roca de caja del arco magmático miocénico-pleistocénico.

La fase Quechua II

Esta etapa de inversión de la cuenca del Grupo Salta surge del plegamiento y erosión de sus formaciones al culminar el Mioceno (segundo pulso de la fase Quechua). Los conglomerados de la Formación Piquete (Mioceno tardío-Plioceno) (Figura 4) contienen clastos de calizas de la Formación Yacoraite y de otras Formaciones del Grupo Salta (Russo y Serraiotto, 1979). Los conglomerados y sedimentos asociados de la Formación Piquete revelan que la cuenca donde se formaron fue de tipo táfrico, con aportes desde la cuenca cretácica invertida y desde el basamento precámbrico-paleozoico.

Es posible que el primer pulso de la fase Quechua también haya tenido efectos compresivos y por lo tanto plegado al Grupo Salta antes de la deposición del Subgrupo Jujuy (Figura 4). Algunas estructuras anticlinales se habrían generado antes de los movimientos Quechua II y Diaguita (Jordan y Alonso, 1987). Sin embargo no ha sido posible aún demostrar la antigüedad de estos plegamientos, los cuales inclusive serían más antiguos, es decir contemporáneos con la fase Incaica.

La fase Diaguita

La inversión definitiva de la cuenca del Grupo Salta ocurrió durante la fase compresiva Diaguita, la más importante de los movimientos andinos, que plegó y falló tanto los depósitos cretácicos como los cenozoicos, y en muchos casos reactivó el basamento precretácico. Sus efectos alcanzaron, hacia el oriente, aproximadamente la línea del meridiano 64º (Figura 2), al este del cual la cuenca cretácica se mantiene sepultada por unos 3 km de espesor promedio de las secuencias del Grupo Orán (Figura 14).

La fase Diaguita provocó que ciertos tramos del occidente del alto de Salta-Jujuy se encuentren actualmente a unos 4.500 m s.n.m., donde la Formación Yacoraite se apoya sobre basamento precámbrico. Mientras que en el subsuelo, al nordeste del mencionado alto, algunas perforaciones alcanzaron el techo de la Formación Yacoraite a 6.100 m de profundidad.

Uno de los aspectos más singulares de la tectónica diaguita que afectó a la cuenca cretácica, a su basamento y a su cobertura del Terciario tardío, consistió en la reactivación de las fallas que delimitaron el antiguo rift cretácico, que habían iniciado su actividad compresiva durante la fase Quechua. Algunas de estas fallas constituyen clásicos ejemplos de la reactivación andina del rift cretácico, como la falla El Zorrito (Grier et al., 1991) (Figura 15), que delimitó el arco Traspampeano con el depocentro de Alemanía en el sur de la cuenca.

Otros ejemplos (Figura 16) son la falla Hornocal en el sur del arco de Cóndor; la falla Cachipunco en el borde oriental del alto de Salta-Jujuy; la falla Cauchari, sobre el alto de Huaytiquina; la falla San Agustín en el sur del alto de Salta-Jujuy; y la falla Las Chacras en el borde del arco Traspampeano en el sur de la cuenca. Una fosa neógena emplazada en el sur del alto de Salta-Jujuy, a lo largo del lineamiento de El Toro (Figura 16F), fue intensamente deformada por la fase Diaguita. Sin embargo, ese lineamiento estuvo inactivo durante el Cretácico y por lo tanto fue sellado por los depósitos de la Formación Yacoraite, la cual fue deformada también por la fase Diaguita.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BONAPARTE, J.F., 1984. El intercambio faunístico de vertebrados continentales entre América del Sur y del Norte a fines del Cretácico. Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Oaxtepec, Memoria, 438-450.

CARLE, R.J., DI PERSIA, O.E. y OLIVIERI, G.A., 1989. Análisis geológico y petrolero del sector noroeste de la provincia de Formosa, República Argentina. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas 1: 163-185.

CAZAU, L., CELLINI, N. y OLIVER G., J., 1976. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. Sexto Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca (1975), Actas 1: 341-355.

GALLISKI, M.A. y VIRAMONTE, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in north-western Argentina: A petrologic approach. Journal of South American Earth Sciences, 1: 329- 342.

GÓMEZ OMIL, R. J., BOLL, A. y HERNÁNDEZ, R. M., 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 43-64.

GORUSTOVICH, S. A., MARQUILLAS, R. A. y SALFITY, J. A., 1989. Depósitos estratoligados de uranio en el Cretácico superior del norte argentino. En: Brodtkorb, M. K. de y Schalamuk, I. B.(Eds): Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, B: Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina, GSGP-IGCP 242, 61-78, Buenos Aires.

GRIER, M.E., SALFITY, J.A. y ALLMENDINGER, R.W., l99l. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 4: 351-372.

JORDAN, T.E. y ALONSO, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20º - 28º South Latitude. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71: 49-64.

MARQUILLAS, R.A., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, Norte argentino: Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, Salta, 139 pp.

MARQUILLAS, R.A. y SALFITY, J.A., 1989. Dispersión regional de los miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el norte argentino. En: Spalletti, L.A. (Ed.): Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, A: Eventos y Registro Sedimentario, GSGP-IGCP 242, 253-272, Buenos Aires.

MARQUILLAS, R.A. y SALFITY, J.A. 1994. Relaciones estratigráficas regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico superior), norte de la Argentina. Séptimo Congreso Geológico Chileno 1:479-483, Concepción.

MORENO, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Asociación Geológica Argentina, Revista, 24: 9-44.

PASCUAL, R., 1984. La sucesión de las edades-mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el Cenozoico: fenómenos concurrentes. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 36: 15-36.

REYES, F.C. y SALFITY, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Quinto Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz (1972), Actas 3: 355-385.

REYES, F.C., SALFITY, J.A., VIRAMONTE, J.G. y GUTIÉRREZ, W., 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. Sexto Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca (1975), Actas 1: 205-223.

RUSSO, A. y SERRAIOTTO, A., 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 7º Congreso Geológico Argentino, Neuquén (1978), Actas 1:715-730.

SALFITY, J.A., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. Cuarto Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 2 (2): 119-237.

SALFITY, J. A. y MARQUILLAS, R. A., 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del Norte de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1:303-317, Buenos Aires.

SALFITY, J.A. y MARQUILLAS, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed): Cretaceous Tectonics of the Andes, Braunschweig/Wiesbaden, Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn, p. 266-315.

SALFITY, J. A. y ZAMBRANO, J. J., 1990. Cretácico. En:Bonaparte, J. F., Toselli, A. J. y Aceñolaza, F. G. (Eds.):Geología de América del Sur, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 2 (3): 185-284.

SALFITY, J.A., MONALDI, C.R., MARQUILLAS, R.A. y GONZÁLEZ, R.E., 1993. La inversión tectónica del umbral de los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la fase Incaica. Décimo Segundo Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Actas 3: 200-210.

TURIC, M., ARAMAYO FLORES, F., GÓMEZ OMIL, R., POMBO, R., SCIUTTO, J., ROBLES, D. y CACERES, A., 1987. Geología de las cuencas petroleras de la Argentina, en Evaluación de las Formaciones en la Argentina (Coord.: Felder, B.A.), Buenos Aires, Schlumberger, I/1-I/41.

TURNER, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Asociación Geológica Argentina, Revista, 13: 15-39.

TURNER, J.C.M., MÉNDEZ, V., LURGO, C., AMENGUAL, R. y VIERA, O., 1979. Geología de la región noroeste, provincia de Salta y Jujuy, República Argentina. Séptimo Congreso Geológico Argentino, Neuquén (1978), Actas 1: 367-387.

Recibido: agosto 1994

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (20):627-644, BUENOS AIRES, 1999

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE LA LLANURA CHACOPAMPEANA

Gualter A. Chebli [1,5], Marcos E. Mozetic [2, 3], Eduardo A. Rossello [2, 4] y Mariano Bühler [1]

INTRODUCCIÓN

En la República Argentina, al este del meridiano de 64º y al norte de la Patagonia, se extiende hasta la Mesopotamia y el océano Atlántico una gran llanura con altitudes por debajo de los 200 metros sobre el nivel del mar. Esta llanura, que ocupa más de 1.000.000 de km^2 en el territorio argentino, fue cubierta por una delgada y continua cubierta loéssica cuaternaria, que esconde varias cuencas de distintas edades y orígenes geológicos. Los procesos tectónicos recientes, que tanto han modificado desde el Mioceno el resto del territorio nacional, no han actuado mayormente en esta enorme superficie. La ausencia de inversiones tectónicas internas recientes ha provocado la falta de afloramientos de las principales secuencias contenidas en la región. Las secuencias sedimentarias del Paleozoico inferior afloran solamente a gran distancia, en la Cordillera Oriental, Paraguay, República Oriental del Uruguay y en Tandilia y Ventania. Para el Paleozoico superior existe una situación similar, con el agregado de algunos afloramientos relícticos en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales. El Mesozoico aflora en la Mesopotamia (Chebli et al., 1989) y República Oriental del Uruguay y la fuerte inversión de la Sierras Pampeanas ha expuesto al sur de las mismas una secuencia volcánico sedimentaria que corresponde al borde norte de una profunda fosa periférica a la cubeta principal de la región Chacopampeana. Esta falta de afloramientos limita este trabajo a la síntesis de las observaciones basadas en información de subsuelo, dentro del área enmarcada en la Figura 1.



Figura 1. Ubicación de la región Chacopampeana en América del Sur.

1. Phoenix Oil & Gas S.A. 2. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,Universidad de Buenos Aires.
3. BHP Minerals (actualmente en YPF S.A.), 4. CONICET, 5. Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires.

Esta información de subsuelo, que hoy consiste de 30 perforaciones y decenas de miles de km de líneas sísmicas, existía en su mayor parte al momento de las extensas síntesis de Russo et al. (1979 y 1986). Los grandes lineamientos estratigráficos de estos trabajos siguen vigentes, así como se han modificado poco a escala regional los mapeos de Pezzi y Mozetic (1989). La heterogénea densidad hace aún difícil la reconstrucción de la historia geológica de tan amplio sector, así como las correlaciones entre ciclos sedimentarios y la determinación de los bordes de las distintas cuencas que existieron. No obstante, es suficiente para dar los lineamientos generales de la estratigrafía, bosquejar las principales características estructurales y, en algunas áreas, se ha mejorado tanto la calidad de la información sísmica, que permite ahora localmente analizar con mejor soporte rasgos de los bordes de las cuencas, información profunda y distribución de los fenómenos intrusivos de edad mesozoica.

El presente trabajo tiene como objetivo hacer una reseña de los estudios realizados hasta el presente e incorporar la información obtenida en los últimos años y las conclusiones pertinentes, haciéndose hincapié en los aspectos estructurales, ya que estos han sido los que más han cambiado a la luz de los nuevos estudios geotectónicos de la región. Sin embargo, es de notar que la adición de información moderna en esta última década no ha sido acompañada por la publicación de trabajos al respecto, con excepción de las contribuciones de Lesta en sus conferencias. La única fuente de información geológica pre-cuaternaria es la que proviene de la exploración por hidrocarburos. La falta de éxito en la región ha causado que ahora pocos esfuerzos se dirijan a la misma.

En este trabajo se ha decidido omitir el tratamiento histórico de los estudios sobre esta cuenca, y se refiere al lector a las excelentes síntesis, tanto estratigráficas como bibliográficas de Russo et al., (1979 y 1986).

DESCRIPCIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

La llanura Chacopampeana se corresponde con una unidad geomorfológica mayor que pasa gradualmente, con límites imprecisos, a las unidades vecinas, y resulta difícil delimitar con precisión la comarca en consideración.

La llanura en cuestión se define en este trabajo como aquella de menos de 200 m de cota y sin elevaciones topográficas, que se extiende desde Bolivia y Paraguay hacia el sur, limitada al oeste por las Sierras Subandinas y Pampeanas, al sur de éstas por la cota de 200 m hasta el río Colorado, y al sudeste por Ventania, Tandilia y el litoral atlántico. Incluimos en este trabajo la escasa información de subsuelo de la Mesopotamia, no así los rasgos de superficie, que distinguen a esta última región por la presencia de afloramientos.

La llanura Chacopampeana, en sentido amplio, es parte de un gran antepaís, que recibió desde el Mioceno sedimentos provenientes del levantamiento andino y que hoy constituye mayormente el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlánticos. En este sentido comparte esos rasgos con otras llanuras subandinas de Venezuela, Colombia, Perú, Brasil y Bolivia. Aunque en la actualidad parece tener desde el punto de vista de dinámica cortical una tendencia negativa a probablemente neutra, ésta es el resultado de una transición entre la subsidencia mesozoica y la progresiva inversión andina. Esta aparente falta de movilidad tectónica, no fue permanente en el pasado, donde dominaron desde por lo menos el Paleozoico inferior varios episodios de subsidencia, con leves y localizados levantamientos tectónicos, que dieron origen a una columna estratigráfica bastante completa para un área de supuestamente poca movilidad, y algunas discordancias angulares notables. Estos episodios de subsidencia, aunque tuvieron un área general en común en el centro-norte de la provincia de Santa Fe (en lo que se consideró tradicionalmente el centro de la denominada cuenca Chaco Paranense), tuvieron también focos de subsidencia de diferentes edades y ubicados en la periferia de la llanura, que llevan a que este trabajo también se extienda fuera de lo que se consideró en Pezzi y Mozetic (1989), como estrictamente la cuenca Chacoparanaense de edad neopaleozoica.

La Figura 2 muestra el área que se consideró en este trabajo. Los círculos negros son los puntos de control de subsuelo. En esta figura se representan los espesores sedimentarios totales identificados por encima de lo que se interpreta en sísmica como basamento. Este basamento se correlaciona en general con niveles en los cuales algunas perforaciones han llegado a atravesar rocas ígneas plutónicas (desde gabros olivínicos hasta granitos), y rocas metamórficas, en general de alto grado. En Russo et al. (1979) se hace un detallado recuento de las intersecciones de basamento en subsuelo, aunque en términos generales se puede agregar que en un área tan extensa es muy probable que se encuentren varios ciclos y la transición entre el basamento transamazoniano y el brasiliano. Las edades registradas van desde 1.516 Ma en el centro de la cuenca hasta 441 Ma más al este hacia las Sierras Pampeanas.

La sucesión sedimentaria total muestra, aún a escala regional, diferentes fosas (Figura 2), que confieren al basamento una forma de grandes cubetas separadas por altos o dorsales. Estos altos (Figura 3), son de edad jurásica-cretácica en el caso Argerich-Guatrache, Junín-Las Cañas, Laboulaye y en parte Caburé, y de edad precarbonífera en el alto Pampeano-Chaqueño.

Antes de describir el relleno sedimentario, conviene mencionar que en algunas áreas de pobre información, aun cuando se ha señalado como relleno sedimentario solamente donde se puede definir claramente tal origen para las reflexiones sísmicas, existen dentro del "basamento" algunas reflexiones coherentes que podrían constituir sedimentitas. Como ejemplo, se puede mencionar un probable Paleozoico inferior plegado dentro del alto de Laboulaye.

Las diferentes cuencas sedimentarias identificadas corresponden a Las Breñas, Paleozoico inferior, Chacoparanense (Neopaleozoico y Mesozoico), que incluye la fosa de Rosario entre los altos de Camilo Aldao y Junín, cuenca de General Levalle, cuenca de Macachín y su probable continuación en el Colorado y la cuenca del Salado. No se ha publicado aún información sobre ella, pero entre Ventania y Tandilia habría una potente cuenca paleozoica (Lesta, com. verb.).

Para el Paleozoico, Russo et al. (1979) propusieron la existencia de 3 ciclos sedimentarios principales, uno del Cambro-Ordovícico, otro del Silúrico-Devónico y uno del Carbonífero-Pérmico. Sin embargo, Pezzi y Mozetic (1989) opinan que el primer ciclo en realidad podría ser más joven y componer un único ciclo con el segundo. La edad del relleno

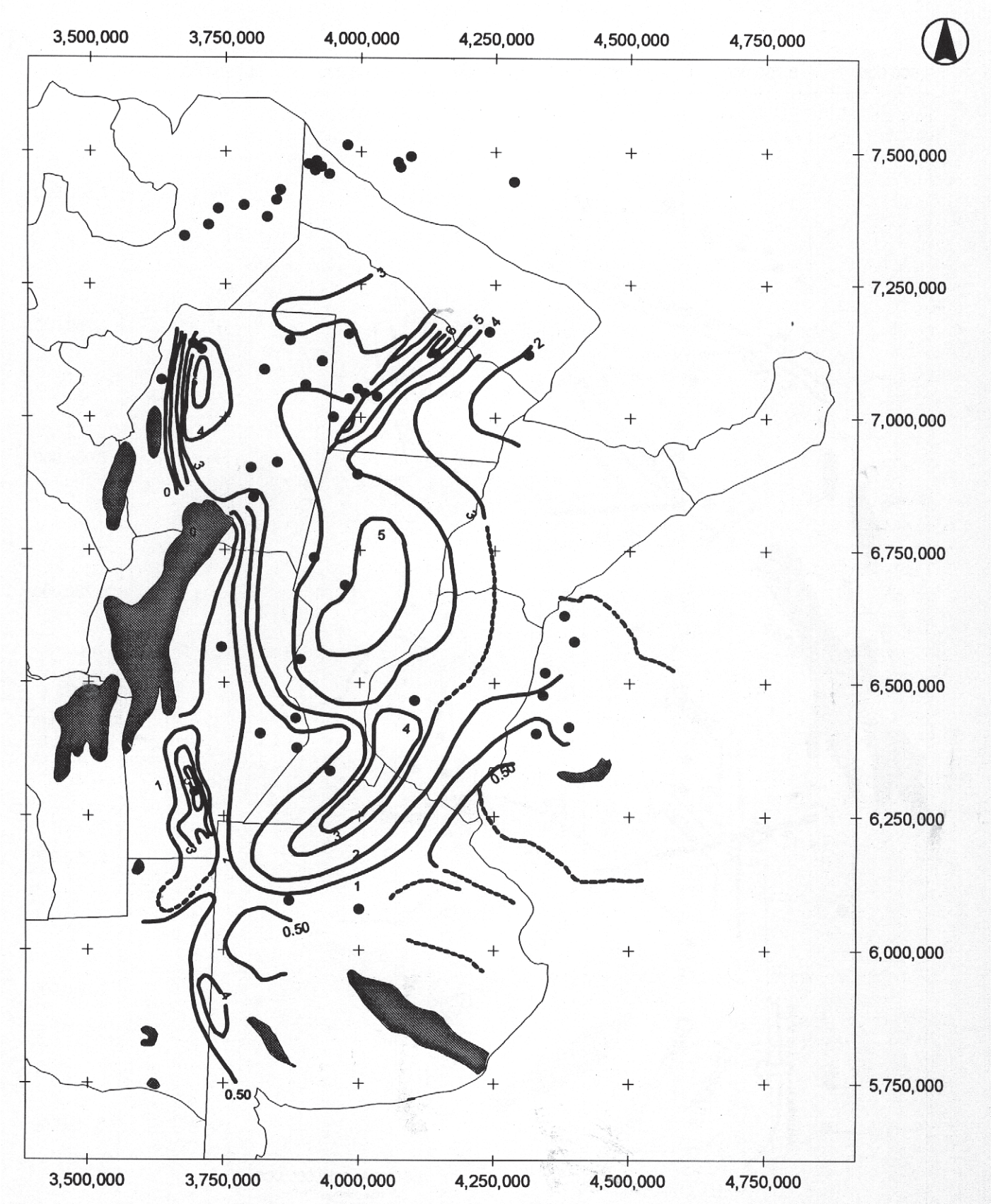


Figura 2. Espesores sedimentarios totales. Los redondeles negros son los puntos de control de subsuelo. Las áreas oscuras al oeste son afloramientos de basamento, y al sur y en Uruguay, afloramientos del Paleozoico inferior. Equidistancia 1000 metros.

de la cuenca de Las Breñas que aparentemente infrayace los términos más bajos de la secuencia del Paleozoico inferior, podría ser desde presilúrica hasta precámbrica, de acuerdo a esas interpretaciones.

CUENCA LAS BREÑAS

Pezzi y Mozetic (1989) destacan la presencia de la cuenca eopaleozoica Las Breñas, una fosa asimétrica elongada

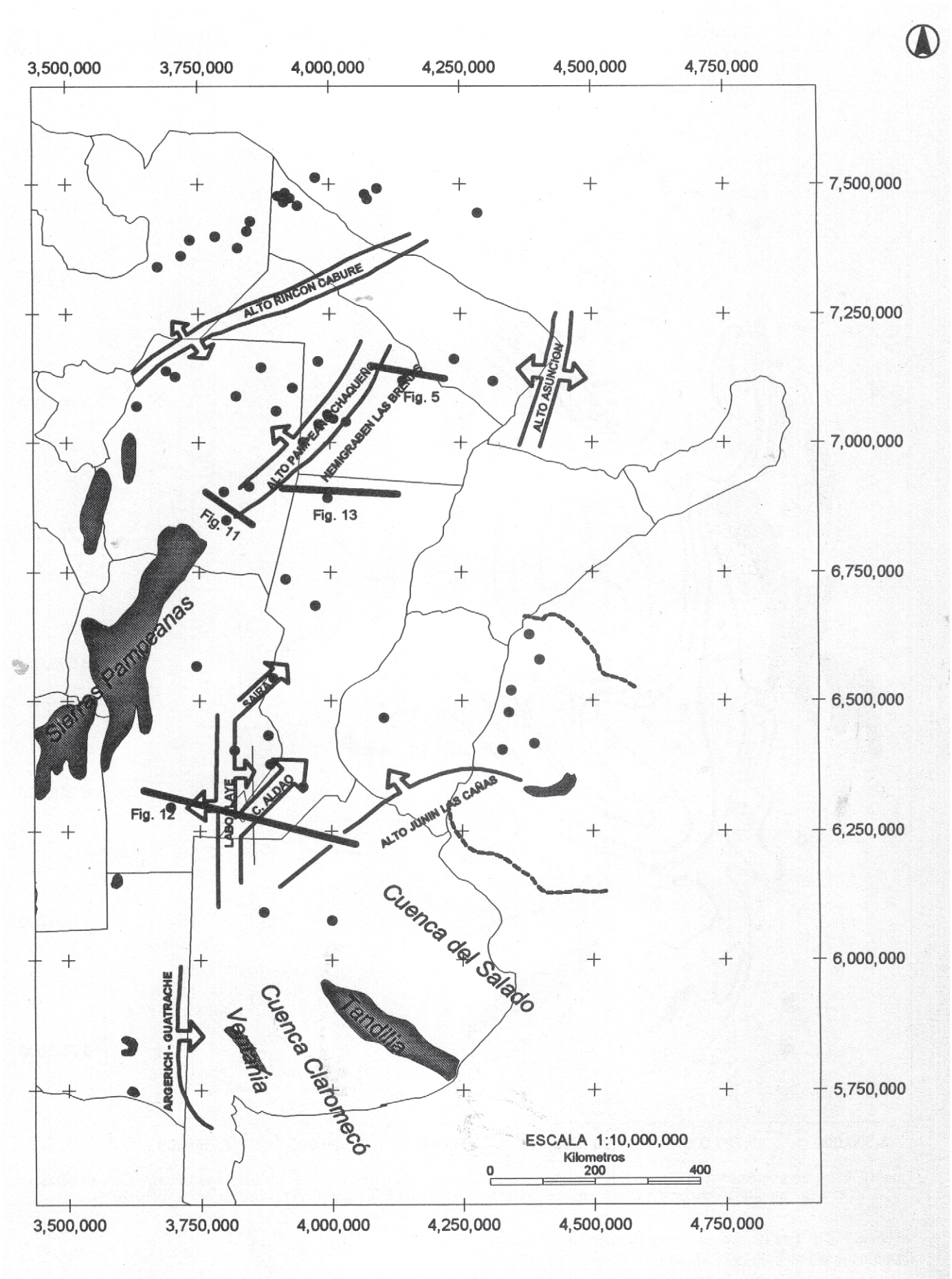


Figura 3. Principales rasgos tectónicos y ubicación de las figuras 5, 11, 12 y 13.

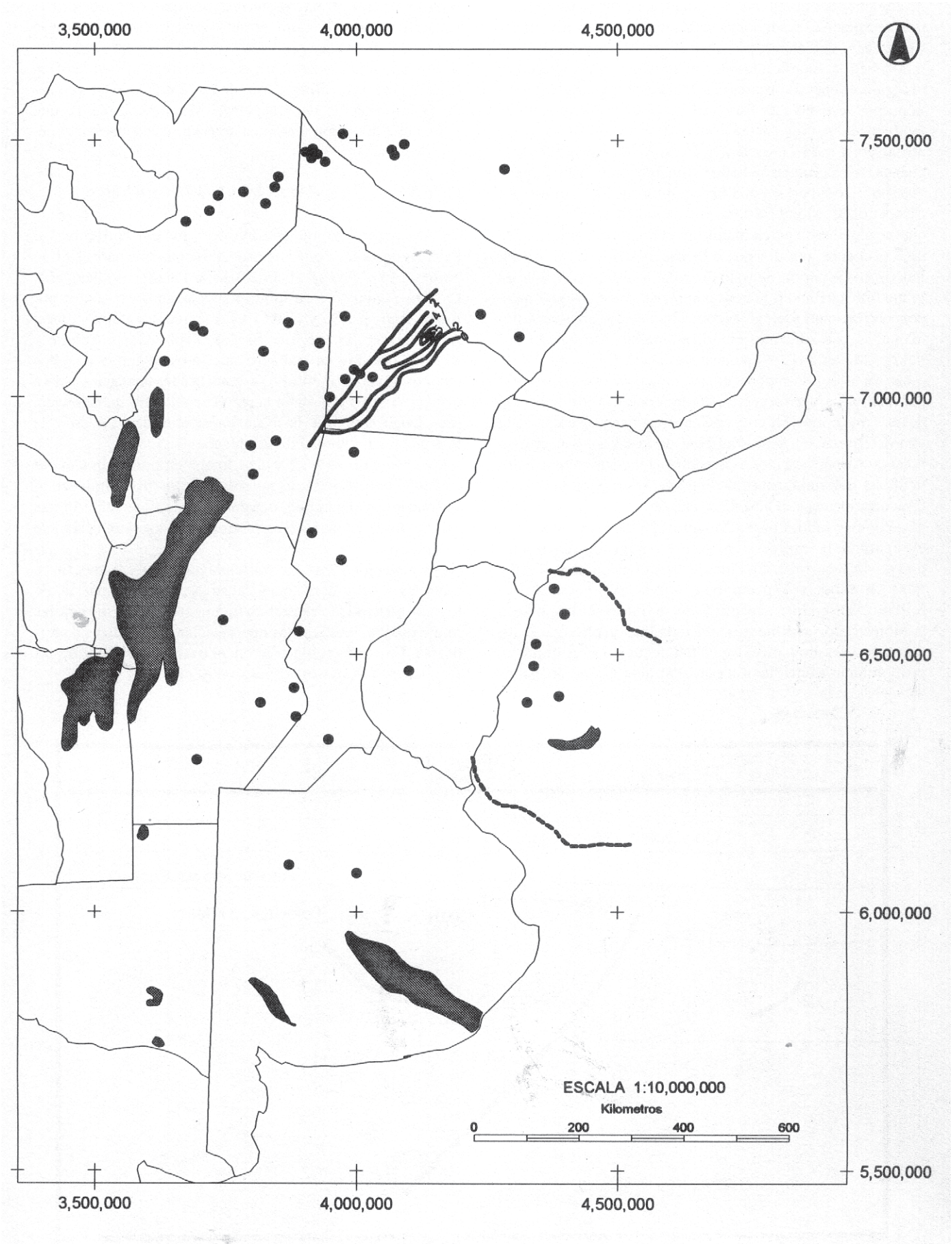


Figura 4. Isopáquico de la cuenca de Las Breñas.

en dirección NE-SO ubicada en el centro de las provincias del Chaco y Formosa (Figura 4). Si bien no poseían información litológica sobre el relleno de la cuenca, pudieron diferenciar dos secuencias basándose en las evidencias sismoestratigráficas y calcularon por sísmica un espesor máximo de 5.000 metros. Emplazada sobre el basamento más antiguo de la región, la cuenca infrayace en clara discordancia angular a la primer secuencia de Russo et al., (1986). Por lo tanto, si también tenemos en cuenta la edad silúrico - devónica que le atribuyen a toda la secuencia Pezzi y Mozetic (1989), la cuenca de Las Breñas se habría formado y rellenado entre el Precámbrico superior y el Silúrico. Información aportada por Pluspetrol (C. Mombrú, com. verb.), indica que esta secuencia fue atravesada parcialmente en el tope, en la mitad norte de esta cuenca, por debajo de la discordancia en la base del Paleozoico superior. Se trató de capas rojas, mayormente de grano fino, atribuidas por esa empresa al Silúrico-Devónico, por correlaciones litológicas con Paraguay. Esto descarta, por lo menos parcialmente, el origen marino especulado por Pezzi y Mozetic (1989) para su secuencia 2. Esta edad para estas capas rojas, supone un dramático cambio ambiental para el Silúrico con respecto a lo que se conocía en el subsuelo del extremo norte de la cuenca Chacopampeana. Aunque falta una determinación más confiable de la edad, es necesario notar que la perforación se encuentra a mitad de camino entre la última determinación fidedigna de Silúrico en la cuenca Chacopampeana y el alto de Asunción.

Por otro lado, Pezzi y Mozetic (1989) proponían, con el reparo de la imprecisión cronoestratigráfica existente, una posible correlación con el Grupo Lerma de la Cordillera Oriental, y especulaban con la existencia de un relleno clástico inicial seguido de sedimentación química y cubierto por sedimentos marinos más profundos (esto ahora descartado para el tope de la secuencia). Aunque ya proponían una correlación con el alto de Asunción, especularon más con una correlación de la sección basal con las calizas de Itapucumi, especulaciones que no han podido ser comprobadas por la investigación parcial de la secuencia y por la falta de un registro de edad para la secuencia atravesada.

A la geometría de hemigraben fuertemente asimétrico, controlado por la falla maestra de Las Breñas, se ha agregado la información de Pluspetrol (Mombrú, ibidem), que indica una inversión tectónica anterior al Paleozoico superior (Figura 5).

CUENCAS DEL PALEOZOICO INFERIOR

La presencia de sedimentos correspondientes al Paleozoico inferior está comprobada solamente para el tercio noroeste de la cuenca, al norte del alto Pampeano Chaqueño. En esta región, fueron descriptas y asignadas edades por Russo et al. (1979) y (1986) a las siguientes Formaciones: Árbol Blanco, Pirané, Las Breñas, Zapla, Copo, Caburé y Rincón, basados en trabajos anteriores, algunos de ellos inéditos. En primer término se describen las formaciones y su contenido fosilífero según la publicación antes mencionada, para luego sintetizar la discusión acerca de la edad y la interpretación regional de las mismas.

Formación Árbol Blanco: integrada por un monótono conjunto de cuarcitas muy tenaces de color gris blanquecino, ligeramente violado que, ocasionalmente, intercalan lutitas gris verdosas y rojizas. El espesor parcial medido ha sido de 234 metros.

Formación Pirané: constituida por areniscas muy finas, limolitas y fangolitas, todas calcáreas, muy compactas, de fractura concoidea y estructura finamente laminar, de colores rojo violados con delgadas intercalaciones de calizas amarillentas. En varios testigos se encontraron restos tubiformes semejantes a *Skolithos*. Espesor: 500 metros.

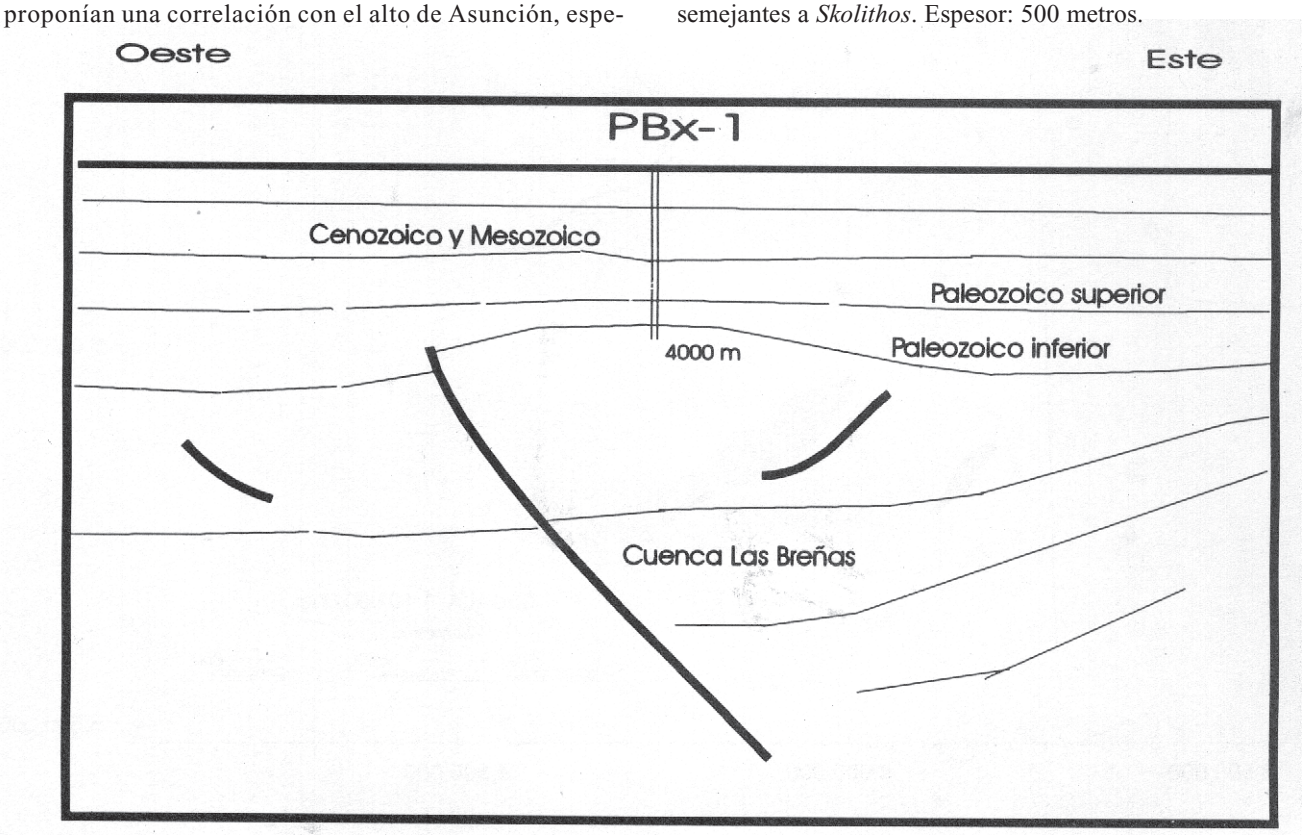


Figura 5. Esquema parcial de la cuenca de Las Breñas en la provincia del Chaco.

***Formación Las Breñas**:* constituida por ortocuarcitas medianas a gruesas, mal a moderadamente seleccionadas, blancas, con clastos muy redondeados a subangulosos, cemento silíceo y textura cerrada. Hacia su base pasan a limolitas cuarzo-micáceas, castaño oscuras y arcilitas micáceas de color verde grisáceo, rojizo en parte por presencia de óxidos

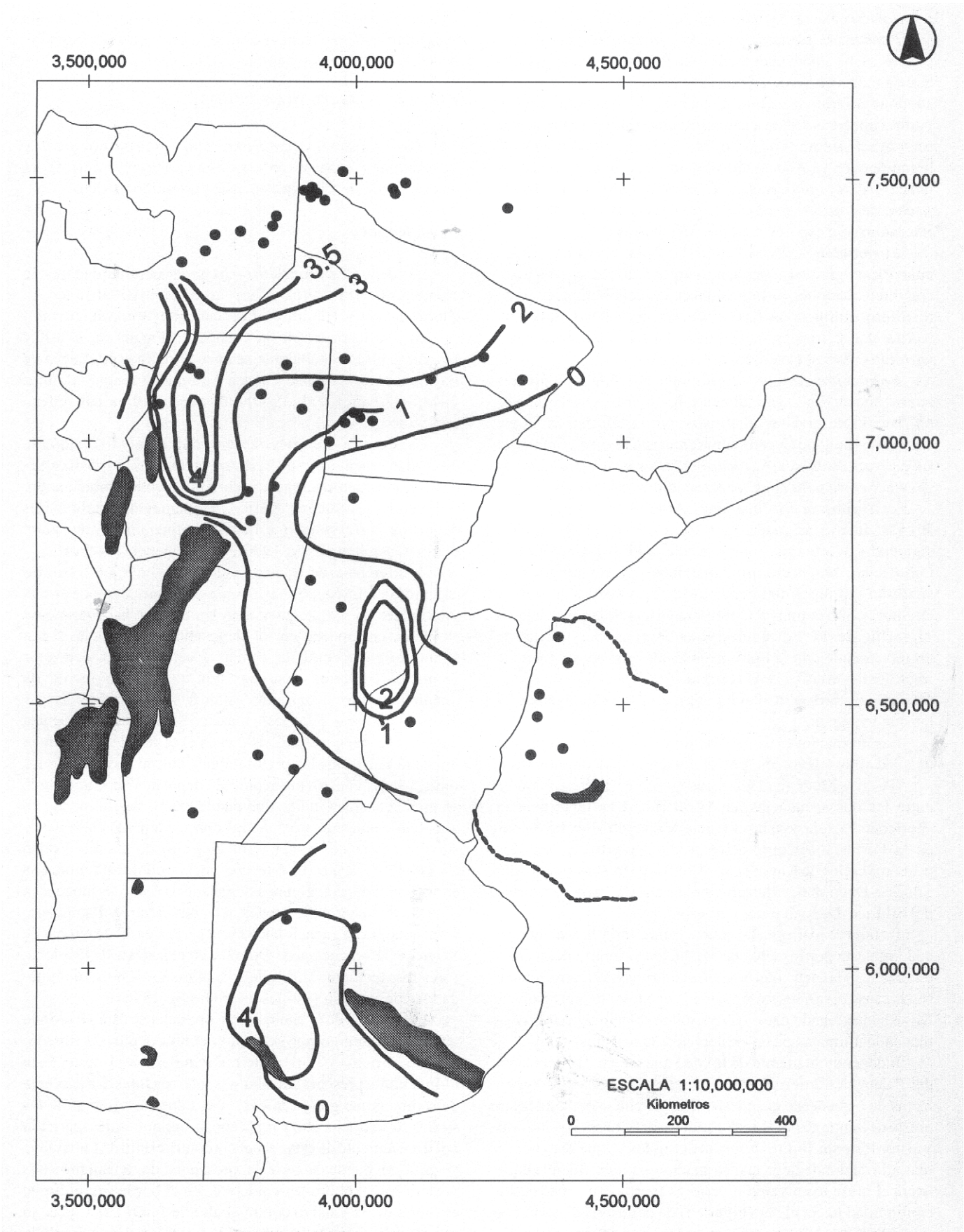


Figura 6. Isopáquico del Paleozoico inferior.

de hierro. El espesor parcial medido en Árbol Blanco fue de 319 metros.

***Formación Zapla**:* compuesta por diamictitas asociadas a areniscas y lutitas grises, con algunos niveles ferríferos intercalados, hasta 70 m de espesor.

***Formación Copo**:* constituida por arcilitas gris oscuras, piritíferas, finamente laminadas. En la parte superior intercala delgados niveles de areniscas cuarcíticas silicificadas. En su tramo inferior se encontró una microfauna silúrica. En su parte cuspidal asociada a la microfauna silúrica, se encuentra una macrofauna eodevónica. Se trata de trilobites, braquiópodos y orthocerátidos, entre los que se pudo identificar: *Metacryphaeus* sp., *Calmonia subcesiva* Clarke, *Acasfoides* sp., *Australocoelia tourteloti* Boucot et Gill y *Pholidops* sp.; espesor medido: 350 metros.

***Formación Caburé**:* integrada por areniscas finas, cuarcíticas, gris blanquecinas, muy silicificadas y tenaces, con intercalaciones de lutitas micáceas negras. El contenido fosilífero: quitinozoos, *Tasmanites* sp., organismos del grupo Acritarcha y formas relacionadas a *Archaezonotriletes variabilis*. Espesor medido: 500 metros.

***Formación Rincón**:* constituida por lutitas laminares negras, micáceas y parcialmente fosilíferas. Ofrece mayor proporción de niveles limolíticos que la Formación Copo. Los fósiles hallados en ella son *Metacryphaeus* sp., *Calmonia subcesiva*, *Acastoides* sp., *Australocoelia tourteloti*, *Pholidops* sp. y *Schelwienella* sp. Espesor medido: 600 metros.

La tres primeras formaciones, Árbol Blanco, Pirané y Las Breñas, fueron asignadas por Russo et al. (1979, 1986), siguiendo a trabajos anteriores de YPF, al Cámbrico y Ordovícico, basándose principalmente en tres criterios: la similitud litológica con depósitos de esas edades aflorantes en Sierras Subandinas y Cordillera Oriental, la presencia en el techo de la Formación Las Breñas del horizonte correlacionado con la Formación Zapla y en la presencia de microfósiles silúricos en la Formación Copo. Describen además una discordancia angular entre estas tres formaciones y las que le siguen.

Las Formaciones Copo, Caburé y Rincón son claramente de edad siluro-devónica, por su contenido paleontológico.

Pezzi y Mozetic (1989), basándose en la concordancia entre las dos secuencias, en la dificultad en identificar el "horizonte" Zapla, y en la presencia de macrofósiles devónicos en la Formación Copo, asignan los depósitos de los dos primeros ciclos de Russo et al. (1979) a un mismo evento, del Silúrico-Devónico, extensión en la región Chaco-Paranense del Silúrico-Devónico del noroeste.

La falta de fósiles en la secuencia inferior, y la discontinuidad impuesta por los altos de Michicola y Quirquincho entre esta cuenca y la cuenca del Noroeste con la que se la correlaciona, son la causa para que este siga siendo un problema sin resolver. No se han agregado datos que permitan solucionar esta incógnita en la última etapa de exploración de los años 90.

Independientemente de la edad que tengan los depósitos del Paleozoico inferior, éstos se extienden unos 400 km en forma de cuña desde el sudeste de la provincia de Salta hasta el este de Santiago del Estero y sudeste del Chaco. Hacia el sur y al nordeste sus límites no están definidos ya que se extiende más allá de donde llega la información sísmica, mientras que hacia el norte los niveles superiores fueron erosionados. La continuidad hacia el sur (Figura 6) de depósitos de edad por lo menos devónica, está soportada por la presencia de microfósiles de esa edad redepositados en secciones basales del Paleozoico superior, y por la presencia de potentes secuencias que se agregan por debajo de sedimentos del Gondwana. Esta presencia, sugerida por otros autores (Pezzi y Mozetic, 1989), se fundamenta ahora con sísmica de mejor calidad. El depocentro indicado en la Figura 6 con límites aún especulativos, en el centro-este de la provincia de Santa Fe, podría extenderse con continuidad hasta el noroeste.

CUENCA CHACOPARANENSE

Esta cuenca, principalmente neopaleozoica y subsidiariamente mesozoica, es la única a la que le corresponde el nombre de Chacoparanense, en sentido estricto.

Neopaleozoico

Los depósitos neopaleozoicos tienen continuidad y están claramente limitados a un área identificable como Chacoparanense (Figura 7). Forman parte de una única cuenca con los depósitos de la cuenca de Paraná en Brasil y Uruguay, y es probable que se encuentren con la cuenca de Paganzo a través de la cuenca Saliniana, aunque algunos trabajos (Álvarez et al., 1990) limiten esta última a un relleno mesozoico.

La cuenca neopaleozoica, cubierta y traslapada discordantemente por sedimentos cretácicos y triásicos según algunos autores, yace discordantemente también sobre sedimentos devónicos y silúricos y basamento cristalino. Los depósitos corresponden a facies continentales y en parte marinas (Archangelsky, 1976), con influencia glaciaria.

A diferencia de la cuenca de Tarija, que en territorio argentino se inicia con sedimentos transgresivos de facies proximales, la sedimentación en la cuenca Chacoparanense se inicia, en especial en los depocentros, con facies finas. Como rasgo general, le siguen a estas pelitas depósitos arenosos, cubiertos a su vez por un extenso manto de diamictitas. Las diamictitas están a su vez cubiertas por pelitas y areniscas. El espesor máximo interpretado de sísmica para esta secuencia es de 2.500 m en el centro de la provincia de Santa Fe. Todas las perforaciones ubicadas dentro de los límites de la cuenca han encontrado depósitos del Gondwana, aunque la sísmica indica que puede existir por lo menos un alto donde han sido erosionados completamente estos depósitos. Se trata del sector norte del alto de Camilo Aldao (Figuras 3 y 7). Fuera de éste, la cuenca se conforma como una enorme cubeta, con algunos depocentros como la subcuenca de Alhuampa entre los altos de Rincón-Caburé y Pampeano-Chaqueño, la ya mencionada en el centro de la provincia de Santa Fe, la subcuenca de Ordoñez en el sudeste de Córdoba, y una fosa tectónica elongada en sentido nordeste, denominada fosa de Rosario (Robles y Caporossi, 1996).

Los límites de la cuenca Chacoparanense están dados en territorio argentino por la erosión contra el alto de Rincón-Caburé al norte y por la Sierras Pampeanas al oeste. Este último límite presenta aún algunos interrogantes. La ausencia de sedimentitas gondwánicas en el extremo oriental de las sierras sugeriría un alto para la época, aunque la desaparición por truncamiento de esta secuencia contra el alto de Laboulaye (Figura 3) puede sugerir la presencia de levantamientos posteriores en el límite occidental. En el borde sur, el límite es fuertemente erosivo contra el alto de Junín-Las Cañas, lo que impide analizar la continuidad con los depósitos de la misma edad de Ventania.

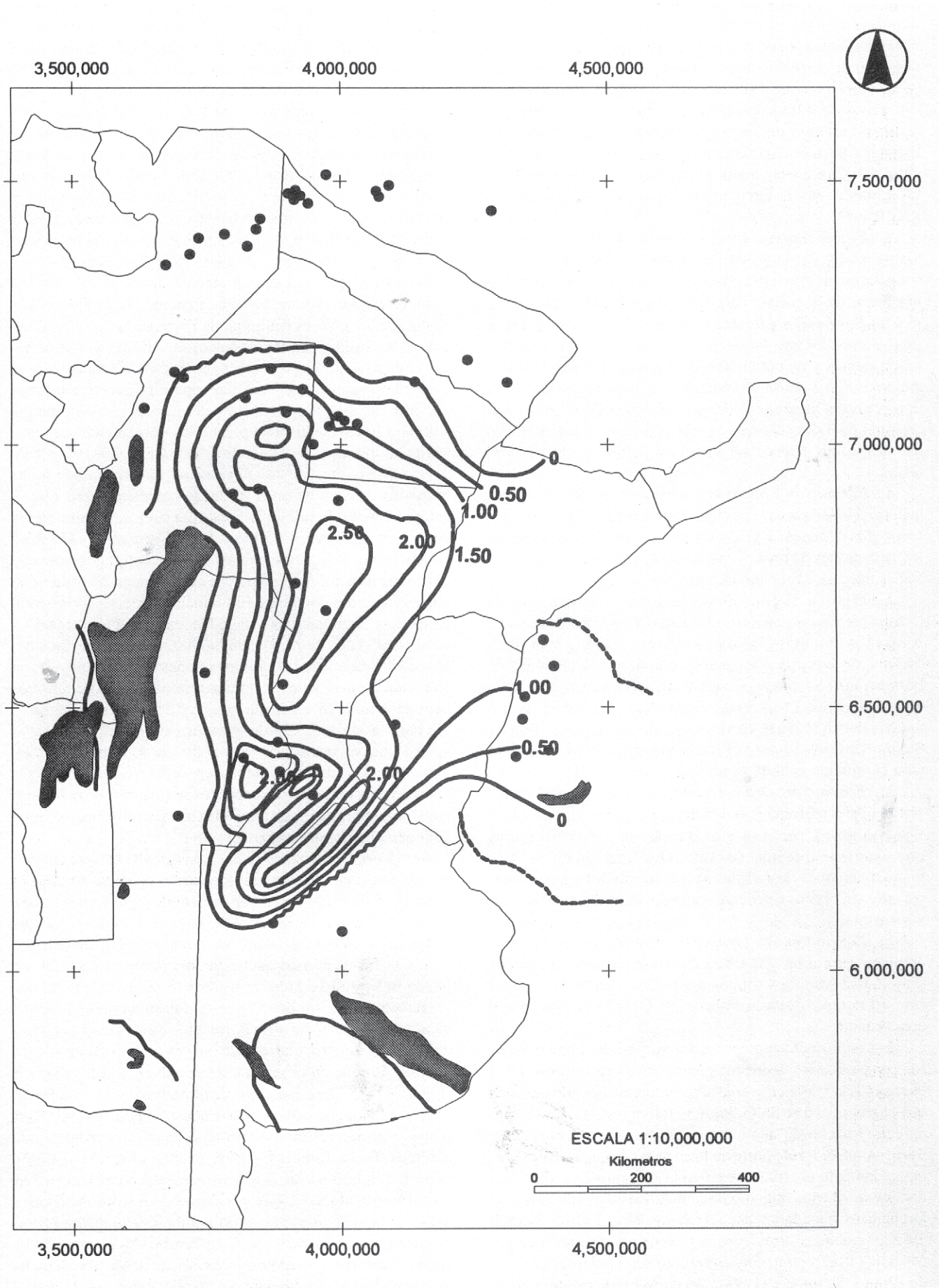


Figura 7. Isopáquico del Paleozoico superior. El contorno ondulado marca los bordes fuertemente erosivos. Equidistancia 500 metros.

La estratigrafía formal de la cuenca Chacoparanense está íntimamente ligada a la concentración de pozos. Las grandes distancias entre pozos, y cierta variabilidad de las formaciones, permite correlaciones solamente en el sentido local. Así, se reconocen ciertas formaciones en el núcleo de pozos de la subcuenca de Alhuampa (Chaco y Santiago del Estero), y otras en la región de Córdoba y Santa Fe. En Santiago del Estero y Chaco se las ha denominado Formaciones Sachayoj, Charata y Chacabuco, mientras que en Córdoba y Santa Fe se las conoce como Formaciones Ordóñez y Victoriano Rodríguez.

La ***Formación Sachayoj*** es una asociación de areniscas blanquecinas, por lo general medianas, friables, que alternan irregularmente con lutitas laminares negras. En las partes más profundas de la cuenca comienza con pelitas negras.

La ***Formación Charata*** es principalmente diamictítica, éstas formadas por fragmentos subangulosos de cuarcita, lutitas negras y metamorfitas incluidos en una matriz limo–arcillosa algo arenosa. Presenta intercalaciones arenosas (de tipo grauvaca lítica) gradadas y de lutitas negras. Los miembros arenosos son comunes en la base de la sucesión, mientras que las lutitas negras aumentan su participación hacia el techo.

La ***Formación Chacabuco*** sobreyace en concordancia a la Formación Charata, y pasa gradualmente a pelitas (arcilitas y limolitas) grises a gris oscuras, a veces bituminosas e intercalaciones de bancos calcáreos (lenticulares) y arenosas finas a medias de tonalidades grises.

En la porción austral de la cuenca se reconocen, aunque localmente, las Formaciones Ordoñez y Victoriano Rodríguez. Aunque en términos generales Russo et al. (1986) citan cierta correlación entre la Formación Ordoñez y el conjunto de Formaciones Sachayoj, Charata y Chacabuco, asignándole una edad menor a Victoriano Rodríguez, estas conclusiones todavía deben tomarse con precaución. Localmente, Winn y Steinmetz (1998) han publicado una correlación moderna para la mitad austral de la cuenca.

La ***Formación Ordóñez*** está integrada esencialmente por areniscas feldespáticas, micáceas y algo conglomerádicas y pelitas grises, verdosas y negruzcas, en parte carbonosas, que contienen restos de vegetales carbonizados. Las diamictitas son escasas, finas y gruesas, grises a blanquecinas y contienen clastos de cuarzo, calcedonia, rocas carbonáticas y rocas graníticas.

La ***Formación Victoriano Rodríguez*** se compone de areniscas, limolitas y arcilitas de colores rojizos, grisáceos y morados; los tonos rojizos predominan en la parte superior. El contacto con la Formación Ordóñez es gradual y concordante.

Las similitudes litológicas durante mucho tiempo hicieron pensar que los depósitos gondwánicos atravesados en la cuenca Chacoparanense eran sincrónicos o equivalentes a los que se reconocen en Salta, Jujuy y Bolivia. A esta similitud se agrega el hecho de que tanto el límite sur de la cuenca de Tarija como el límite norte de la cuenca Chacoparanense son marcadamente erosivos, sugiriendo una probable continuidad previa al truncamiento de ambas. La edad más joven de la cuenca Chacoparanense (Archangelsky, 1976 y Vergel, 1998), sumado a otras consideraciones que hacen Pezzi y Mozetic (1989), junto con las conclusiones paleogeográficas de Winn y Steinmetz (1998), alertan sobre la posibilidad de que se trate de cuencas separadas durante la mayor parte de su historia.

Mesozoico

La columna mesozoica de la cuenca Chacoparanense puede comenzar con sedimentos de edad triásica, tal como ocurre en las vecinas cuencas de Brasil y Uruguay. La falta de discordancias internas y la ausencia de otros criterios para diferenciarlas de los sedimentos más jóvenes ha impedido asignarle esa edad a alguna parte de la secuencia basal mesozoica. El mapa isopáquico de la Figura 8 muestra una cuenca prácticamente coincidente con la cuenca neopaleozoica, con una probable conexión con la cuenca Saliniana (Álvarez et al., 1990), y una separación parcial de las fosas mesozoicas de Levalle y Macachín. Dentro de la cuenca Chacoparanense propiamente dicha, el relleno está compuesto por sedimentos continentales de la Formación Tacuarembó, a veces denominada Formación San Cristóbal, que se interdigita con las efusiones volcánicas de la Formación Serra Geral. Las efusiones basálticas de extensión continental ocurridas en el Jurásico superior-Cretácico inferior alcanzan al este hasta 1500 m de espesor. La Formación Mariano Boedo se dispone paraconcordantemente por encima de las anteriores culminando el ciclo Cretácico-Paleoceno.

Los depósitos de la ***Formación Tacuarembó***, interdigitados con los basaltos de la ***Formación Serra Geral***, están compuestos principalmente por areniscas varicolores con intercalaciones de lutitas. La ***Formación Mariano Boedo*** comienza generalmente con un conglomerado con clastos de basalto, seguido por areniscas que hacia el techo se ven intercaladas por pelitas, culminando en el sector oriental con rocas carbonáticas. La edad es cretácica superior-paleocena. Toda la región, incluidas las fosas de Levalle, Macachín, Salado y las prolongaciones hacia el sur, estuvo sometida a un régimen tectónico extensional. El control lo ejercieron fallas directas, que actuaron a su vez como conductos para la introducción de grandes cantidades de material ígneo, que se interdigitó con sedimentos depositados en ambientes fluviales, fluviolacustres y eólicos. Una vez aquietada la extensión, se depositaron los sedimentos de la Formación Mariano Boedo, que marcan la transición de un ambiente continental a marino costero.

La Formación Serra Geral constituyó durante mucho tiempo una pantalla para la información sísmica. Aunque la sísmica ha logrado atravesar la pantalla que representaba esa unidad y se logra identificar por el carácter de las reflexiones cuando esta última tiene un gran desarrollo, donde la formación se adelgaza solamente la perforación puede indicar si ha sido o no reemplazada totalmente por sedimentos. Otro problema que se presenta con la determinación de la presencia de la Formación Serra Geral es el tipo de emplazamiento que tienen las fases intrusivas de la misma. Aunque en el mapa correspondiente al Mesozoico (Figura 8) se representa el límite tentativo de las coladas de esta formación, hay que destacar que gran parte del material ígneo se alojó en forma de filones capa en horizontes más antiguos. En las figuras 9 y 10 se pueden observar distintos tipos de emplazamiento. En la primera se define un intrusivo en forma escalonada, que pasa sucesivamente de filón a dique de bajo ángulo, para terminar de ubicarse como filón por debajo de la Formación Tacuarembó. En el segundo se ven dos intrusivos paralelos que arrancan desde el basamento para alojarse en forma de cúpula cerca de la paleo superficie. Esta muy variable ubicación en la columna hace sospechar que algunas de las intersecciones de rocas volcá-

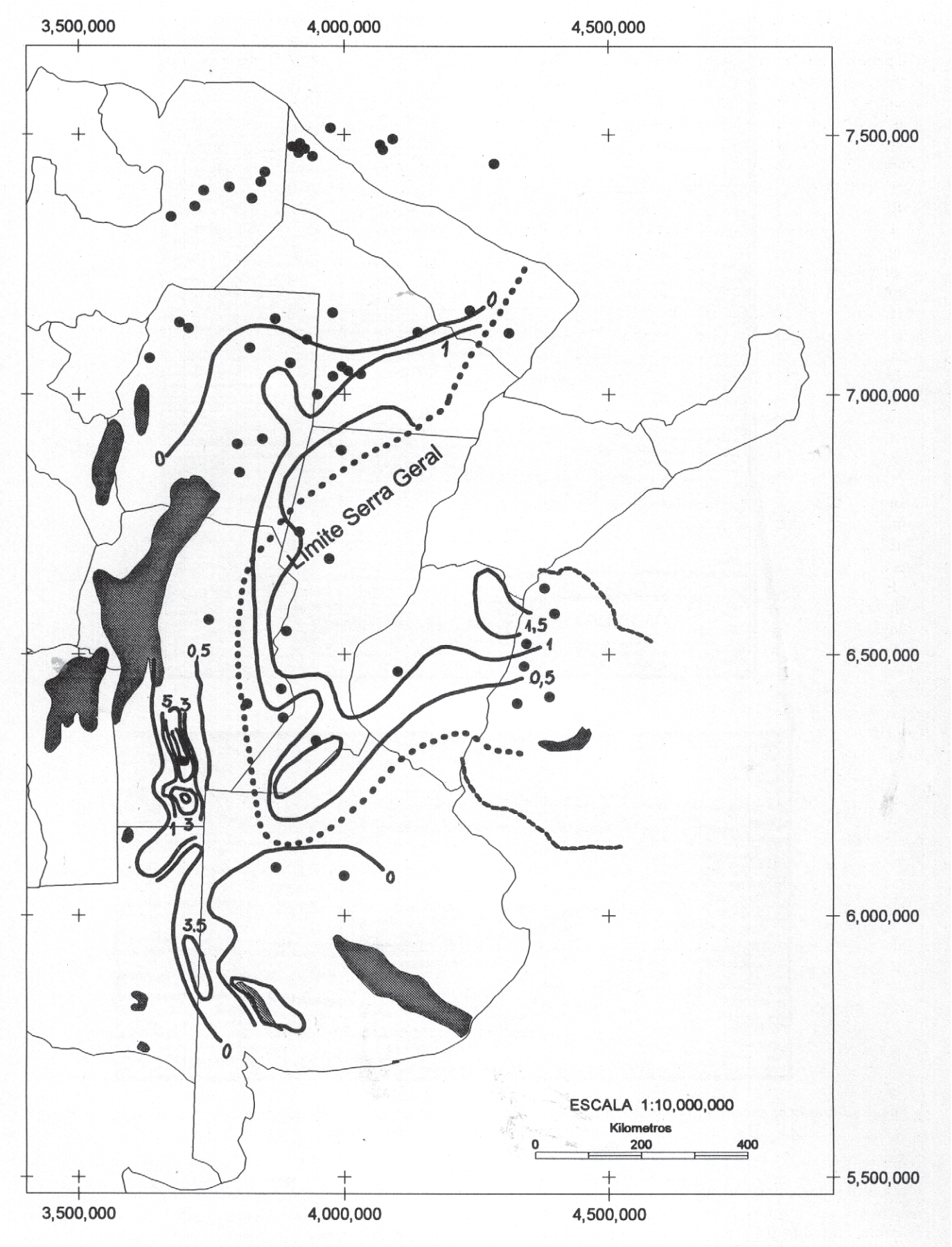


Figura 8. Isopáquico del Mesozoico. Equidistancia variable. La línea de puntos representa el límite más conspicuo de las coladas de Serra Geral.

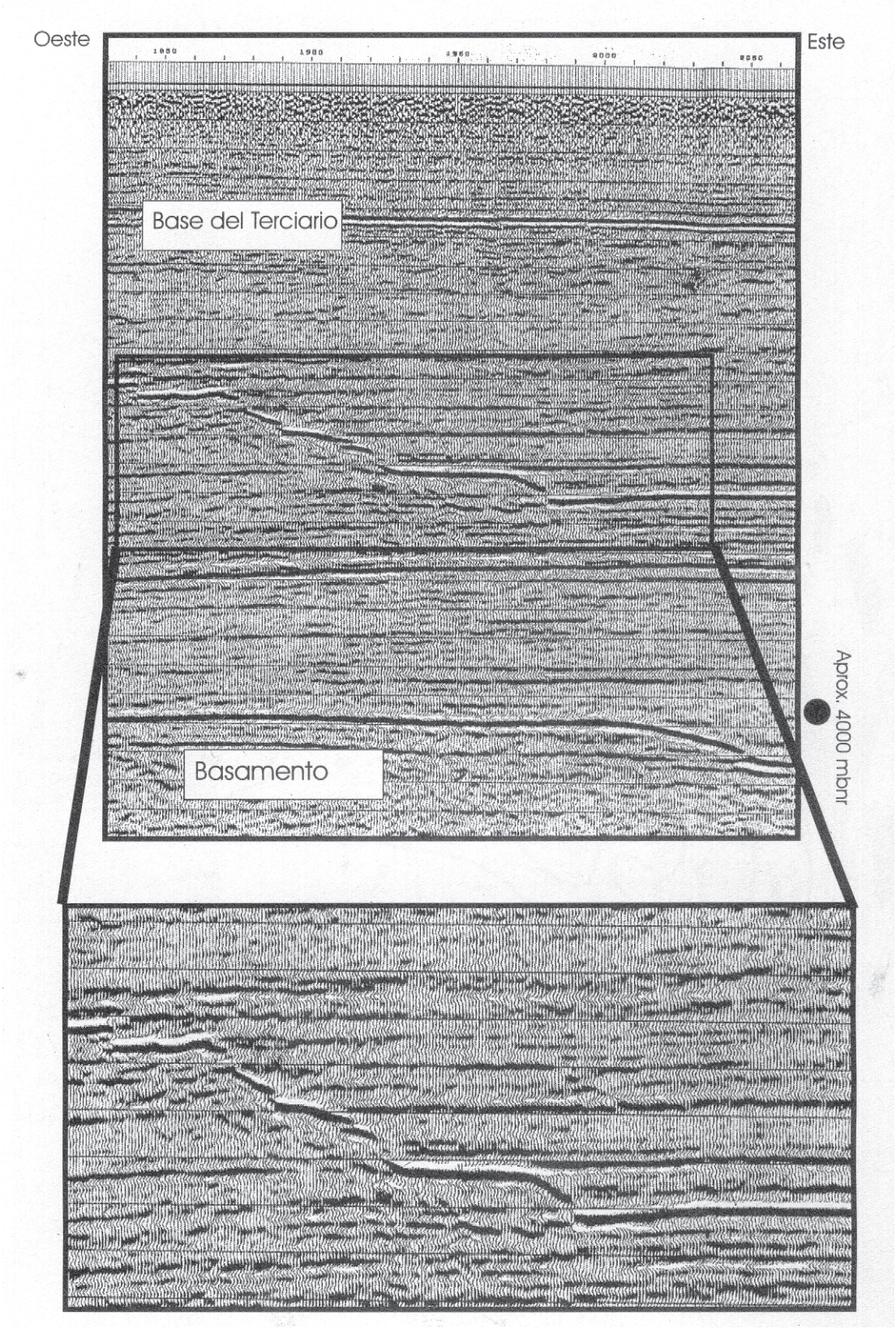


Figura 9. Intrusiones basálticas mesozoicas en capas del Paleozoico superior. La intrusión, del tipo escalonado, se origina en un filón capa y termina también en otro más somero.

nicas, atribuidas anteriormente a otros ciclos volcánicos, se deban a estos mismos fenómenos, como la Formación Josefina, atribuida al Carbonífero medio por subyacer a la Formación Ordóñez en Córdoba. Las edades determinadas (entre 120 y 140 Ma) de estas efusiones e intrusiones, ubican a la mayoría dentro del Neocomiano. Las sedimentitas intercaladas y coetáneas de Tacuarembó (neocomianas) se correlacionan con las Areniscas de Botucatú en Brasil. Aunque en trabajos anteriores se mencionaba la probable vinculación de estas coladas con fracturas de la corteza de extensión regional, no se podían mostrar evidencias directas de la misma. Como se verá más adelante, en Marco Tectónico,

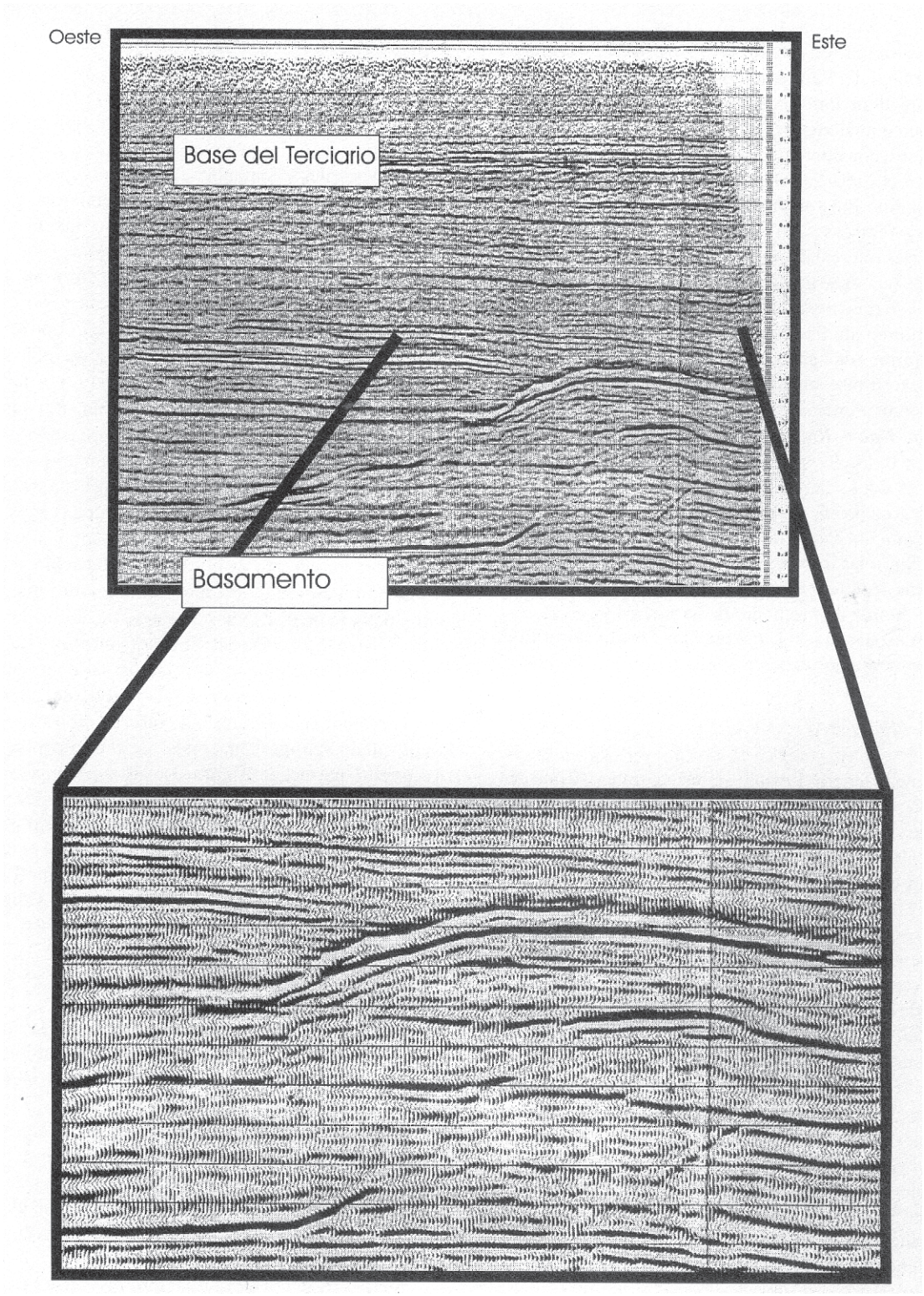


Figura 10. Intrusiones basálticas mesozoicas en capas del Paleozoico superior. Intrusiones paralelas que se originan en basamento, atraviesan la secuencia en forma diagonal evidenciando un control estructural y terminan conformando un domo subsuperficial.

algunas de las figuras sísmicas pueden interpretarse como evidencia de este campo extensional regional.

La Formación Mariano Boedo, compuesta por areniscas, que en su parte superior intercala pelitas y bancos calcáreos, tiene una edad cretácica hasta paleocena. En su base suele presentar un conglomerado que incluye rodados de rocas basálticas. En el oeste, la Formación Mariano Boedo está constituida preferentemente por areniscas varicolores, grises, verdosas, amarillentas y castañas, de grano fino a mediano, con escasa matriz, poco consolidadas, con los clastos de cuarzo muy desgastados y pulidos, ocasionalmente rojizos en superficie. En menor proporción se encuentran arcilitas grises, verdosas y rosadas y bancos de yeso cristalino y terroso. Esta formación traslapa largamente los bordes de la cuenca Chacoparanense, y se vincula con formaciones coetáneas de las cuencas de Salta y del Salado.

Cenozoico

La Formación Mariano Boedo, mencionada en el Mesozoico, es terciaria (paleocena) cerca de su techo. Está

cubierta, en probable discordancia erosiva, debida a la fuerte regresión al final del Paleoceno, por la ***Formación Chaco***. En esta unidad predominan las areniscas de grano fino, ocasionalmente medianas o gruesas, de colores amarillentos o blanquecinos, con intercalaciones delgadas de conglomerados, limolitas castañas, arcilitas limosas verdes y yeso cripto y microcristalino que, en algunos casos, se presenta como cemento de areniscas arcillosas. Hacia el oeste tienden a desaparecer las intercalaciones de material fino, siguiendo la evolución de una gran llanura aluvial.

Una nueva transgresión, en este caso somera y de mares cálidos, denominada Paranense, dejó dos registros diferentes, uno inferior transgresivo (***Formación Paraná***), compuesto por arcilitas verdosas, y otro superior, regresivo, compuesto por areniscas, a veces calcáreas y fosilíferas (***Formación Entre Ríos***). Ambas formaciones no están presentes en todos los pozos. Por arriba de la Formación Entre Ríos se depositaron las areniscas continentales de la ***Formación Ituzaingó***.

La ***Formación Puelches*** (Cuaternario) cubre en aparente discordancia a las formaciones anteriores. Está compuesta por areniscas friables, con espesores que varían entre un máximo de 80 m a un promedio de 35 metros.

Remata la cuenca con la ***Formación Pampa***, constituida fundamentalmente por depósitos loéssicos y limoarenosos.

CUENCA GENERAL LEVALLE

La cuenca General Levalle se encuentra en el subsuelo austral de la provincia de Córdoba. Recientemente se separó a esta cuenca del resto debido a la información obtenida por un pozo exploratorio profundo perforado en las cercanías de la localidad epónima. El sondeo alcanzó una profundidad final de 5.179 m, sin alcanzar a tocar el basamento. Esta cuenca corresponde a un rift intracratónico, de edad cretácica, probablemente también relacionado con la apertura del océano Atlántico. Este rift se dispone de manera alargada en sentido norte sur, con unos 150 km de largo y un ancho de 5 a 50 kilómetros.

La cuenca esta delimitada por fracturas tensionales correspondientes a zonas de debilidad cortical de escala regional que se desarrollan desde el oeste de la cuenca del Colorado hacia el nornoroeste, pasando por las cuencas de Macachín y General Levalle, el este de las Sierras Pampeanas, y es probable que alcance hacia el norte la cuenca cretácica del Noroeste en las provincias de Salta y Jujuy (Uliana et al., 1989; Schmidt et al., 1995).

El relleno de la cuenca General Levalle comienza en el Cretácico inferior y se desarrolla hasta el superior, con conglomerados seguidos inmediatamente por las llamadas areniscas inferiores del rift con intercalaciones frecuentes de limolitas. Sigue un miembro evaporítico y luego uno de limolitas yesíferas. El tamaño de grano se va incrementando hasta llegar a las areniscas superiores del rift. Esta secuencia es continua y representa un ciclo sedimentario de una cuenca árida con sistemas lacustres restringidos. Por encima de este ciclo se encuentran coladas basálticas, de las cuales una se asigna a los basaltos de Serra Geral. Desde ahí en adelante, la secuencia es común con el resto de la región Chacoparanense, apareciendo las Formaciones Tacuarembó, Mariano Boedo, y otras que se describen a continuación.

CUENCA DE MACACHÍN

Fue propuesta por Russo et al., (1979). Inicialmente registros de refracción, y posteriormente reflexión, identificaron una potente secuencia sedimentaria al oeste de las Sierras Australes (Ventania). El relleno superficial de esta cuenca corresponde a las unidades terciarias que fueron diferenciadas por Salso (1966) como las Formaciones Macachín, Arroyo Chasicó y "Pampeano".

Formación Macachín (oligo-miocena). Se describieron dos secciones: una inferior, arenosa y otra superior, limoarcillosa, marina, de color verde. En el pozo Epecuén niveles arenosos reemplazan parcialmente a los limos y arcillas de la sección superior sugiriendo, por la forma de presentarse, una rápida regresión del mar. Por sus características litológicas y su origen marino, la sección superior de la Formación Macachín debe correlacionarse con las Formaciones Paraná y Entre Ríos. Los niveles basales, arenosos, quizá puedan vincularse con unidades más antiguas (Formación Chaco). Espesor de la formación: 500 metros. A los bancos marinos de la Formación Macachín se le superponen 150 ó 200 m de estratos continentales que, según el autor mencionado, deben correlacionarse con la ***Formación Arroyo Chasicó***, del Plioceno inferior. La sucesión terciaria se complementa con depósitos continentales del Plioceno medio, incluidos por Salso dentro del "Pampeano".

Por debajo del Terciario, la información sísmica revela un profundo hemigraben, con borde activo contra el alto de Argerich-Guatrache (Figura 3). El espesor sedimentario total podría llegar a los 4.000 metros. Esta cuenca se vincula a la extensión cretácica que dio origen también a la cuenca de General Levalle, aunque por la extrema cercanía con Ventania no se descarta la presencia del mismo Paleozoico superior que se encontró en la cuenca del Colorado por debajo del Mesozoico.

MARCO TECTÓNICO

La llanura Chacopampeana, notable por la ausencia de cualquier rasgo superficial de actividad tectónica en tan grande extensión, presenta sin embargo en subsuelo una rica historia de episodios tectónicos.

Estos eventos, no obstante haber ocurrido en tiempos geológicos diferentes, tienen orientaciones similares, coherentes con otros rasgos mayores de la geología argentina. Los altos o dorsos internos de la cuenca se orientan en dirección NE-SO. El margen occidental de la cuenca respeta líneas orientadas en sentido norte - sur.

Se describen a continuación los principales rasgos tectónicos presentes en la cuenca, ordenados por edad de ocurrencia, y breve discusión regional.

Eventos del Paleozoico inferior

Un fuerte evento extensional dio origen al hemigraben, probablemente presilúrico, de Las Breñas. Este hemigraben fue luego parcialmente invertido, previo a la depositación de los sedimentos del Paleozoico superior (Figura 5). La orientación de esta fosa es paralela al posterior alto Pampeano-Chaqueño, que se elevó antes de la depositación del Paleozoico superior causando el acuñamiento de la secuencia inferior, sobre la que se deposita la secuencia paleozoica superior.

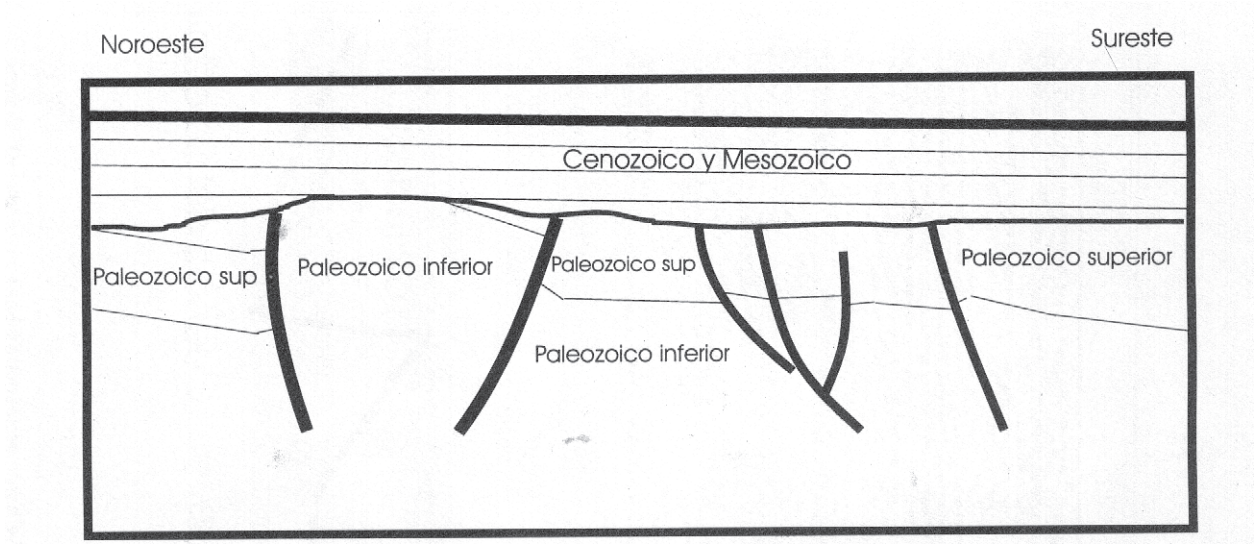


Figura 11. Rasgos tectónicos del relleno sedimentario en el borde norte de las Sierras Pampeanas Orientales. Ubicación en Figura 3.

Eventos paleozoicos superiores - mesozoicos tempranos

La inversión antes citada se reactivó al final del Paleozoico superior, plegando levemente esa secuencia. En el borde norte de las Sierras Pampeanas Orientales se produjo un episodio compresivo (transpresivo?) antes del Mesozoico, que falló y plegó las secuencias paleozoicas (Figura 11). Estas estructuras tienen una orientación ENE-OSO, y están limitadas por fallas inversas de alto ángulo. Los altos de Rincón-Caburé, Laboulaye, Saira, Camilo Aldao y Junín-Las Cañas se elevaron antes del Neocomiano, erosionando totalmente la cobertura paleozoica superior (Figura 12 C).

Eventos tectónicos mesozoicos

La separación de África y Sudamérica como consecuencia del desmembramiento del Gondwana ocurrido a partir del Jurásico tiene su reflejo en la generación de cuencas de rifts periféricos a la porción austral de la comarca estudiada (cuenca del Salado, cuenca Santa Lucía, cuenca Macachín, etc.). Además, la extensión generalizada del continente está remarcada por la presencia de diferentes tipos de coladas, filones capa, diques y cuerpos subvolcánicos. Entre ellos, las coladas basálticas de la Formación Serra Geral (Uliana et al., 1989; Peate, 1997) que observan desde potencias máximas del orden de los 1.200 m en el litoral argentino hasta desaparecer progresivamente a medida que se avanza hacia el oeste.

Debido a que los principales depocentros cretácicos de la porción centro-occidental de la Argentina están totalmente cubiertos por una carpeta potente y continua de sedimentos loéssicos cuaternarios (Uliana y Biddle, 1988), su conocimiento geológico está determinado únicamente por los trabajos de exploración de hidrocarburos. En este sentido, los trabajos realizados en los últimos años han proporcionado nuevos relevamientos sísmicos y algunos sondeos que permiten ajustar las interpretaciones realizadas.

Los principales eventos de rift asociados a esta llanura son las cuencas de General Levalle, de Macachín y Saliniana, y el episodio de extensión correspondiente a Serra Geral en la cuenca Chacoparanense.

General Levalle es un rift intracratónico profundo y estrecho generado por fracturas normales de crecimiento, localizado en el subsuelo austral de Córdoba, que se dispone de manera alargada N-S (150 km por anchos variables de 5 a 50 km). Los bordes han traslapado sobre los hombros del hemigraben (Figura 12 B), en este caso el alto de Laboulaye. Un sondeo ha comprobado casi 5.000 m de sedimentos cretácicos continentales.

La cuenca Macachín (Salso, 1966; Zambrano, 1974; Yrigoyen, 1975) es también un rift estrecho y profundo que se localiza sobre el límite entre las provincias de Buenos Aires y La Pampa y está representada por unos 4.000 m de sedimentos cretácicos que se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino o paleozoico que aflora inmediatamente al este en las Sierras Australes de Buenos Aires.

La cuenca Saliniana (Álvarez et al., 1990) se localiza en las Salinas Grandes, entre las provincias de Córdoba, Santiago del Estero, Catamarca y La Rioja. Constituye un depocentro de unos 2.500 m de potencia incluido entre las Sierras Pampeanas de Córdoba y La Rioja con un relleno subhorizontal atribuido sísmicamente al Cretácico-Terciario y sin información de subsuelo de su relación estructural con los bloques de basamento que los limitan.

La cuenca Chacoparanense (Russo et al., 1979; Pezzi y Mozetic, 1989) incluye, en la sedimentación mesozoica, los episodios volcánicos de Serra Geral. Aunque se sospechaba un mecanismo regional de extensión para el emplazamiento de estos eventos volcánicos (Russo et al., 1986), solamente la adquisición de sísmica moderna ha permitido armar un esquema que lo explique. La Figura 13 muestra esquemáticamente una línea este-oeste en el extremo norte de Santa Fe (ubicación en la Figura 3), en la cual se ve la disposición antitética del los intrusivos, convergentes hacia el centro de la cuenca, probablemente paralelos a líneas de ruptura extensional, y asociados a una figura dómica muy profunda, levemente desplazada hacia el este.

El origen de esta faja de depocentros profundos está temporoespacialmente asociado a la creación del Océano Atlántico (Uliana et al., 1989; Urien et al., 1995) ya que podría expresar una extensión localizada intracontinental abortada hacia fines del Cretácico que determina extensiones. Sobre esta faja pueden reconocerse rasgos transcurrentes a partir de la particular disposición en planta y perfil de la arquitectura externa de los rellenos y estructuras con res-

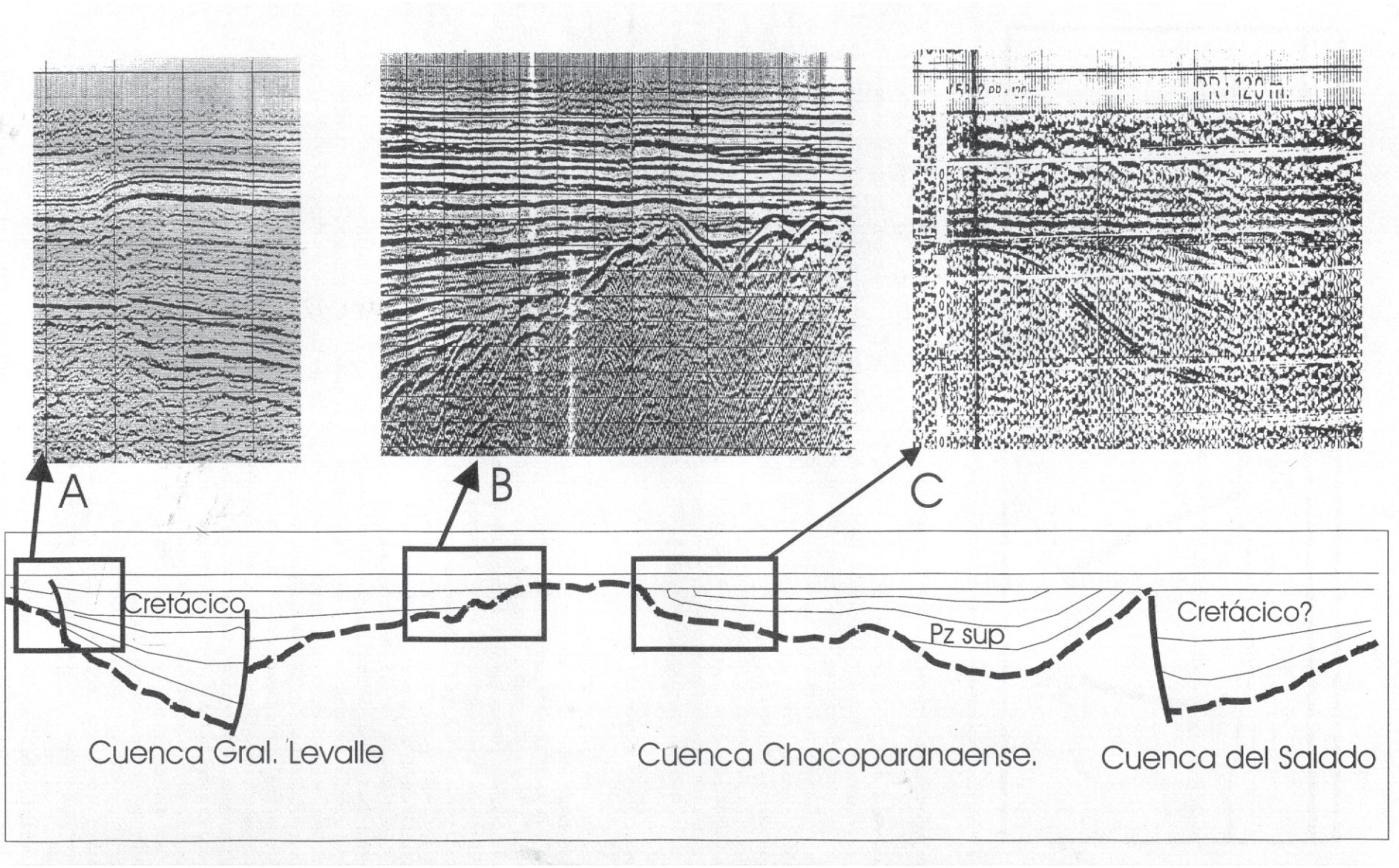


Figura 12. Corte esquemático Oeste-Este desde la cuenca General Levalle hasta el extremo occidental de la cuenca del Salado. A) Inversión en el borde occidental de General Levalle; B) Traslape del Mesozoico sobre el alto de Laboulaye; C) Truncamiento del Paleozoico superior en el borde occidental de la cuenca Chacoparanense. Ubicación en Figura 3.

puesta sísmica (Christie-Blick y Biddle; 1985; Nielsen y Sylvester, 1995).

Luego, a partir de la influencia de la tectónica andina que involucra al conjunto del continente sudamericano y en particular sobre discontinuidades preexistentes (Cobbold et al., 1996) estas estructuras normales lístricas de crecimiento (especialmente las que limitan por el Oeste a los rifts) fueron invertidas. La intensidad de estas reactivaciones se incrementa a medida que se aproximan a la cordillera de los Andes y se interrelacionan con bloques de basamento cristalino que constituye su antepaís. Así, en las sierras de Córdoba la inversión fue más notable, al punto que aflora el basamento cristalino precarbonífero con retazos de niveles volcanoclásticos cretácicos en depresiones terciarias norte-sur profundas protegidas de la erosión (Schmidt et al., 1995).

La cuenca Saliniana exhibe un depocentro dispuesto NE-SO oblicuamente a la tendencia regional de los bloques cristalinos de las Sierras Pampeanas. Esta disposición diferencial puede acusar la acción de estructuras preexistentes y/o la sobreimposición de la tectónica andina.

Eventos cenozoicos

Como resultado de la convergencia originada por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la continental de Sudamérica en una dirección general ENE-OSO durante los últimos 49 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987), se han producido importantes deformaciones próximas al borde occidental, como la Cordillera de los Andes y la reactivación de las Sierras Pampeanas. Los acortamientos horizontales producidos se han propagado por todo el continente, incluso su borde atlántico (Cobbold et al., 1996). En la llanura en cuestión, la única manifestación de inversión cenozoica en subsuelo corresponde al borde occidental de la cuenca de General Levalle (Figura 12 A).

PERSPECTIVAS ECONÓMICAS

Si bien el actual interés geoeconómico de la llanura Chacopampeana se caracteriza por los sedimentos loéssicos que sostienen el desarrollo edáfico que determina la región agrícola-ganadera más importante del país, apoyadas por la explotación de sus recursos hídricos, presenta algunas actividades mineras y fue objeto de numerosos planes de exploración de hidrocarburos por parte de YPF desde la década de los ´60 y por parte de otras empresas a partir de 1985.

Recursos hídricos

Según Sosic (en Russo et al., 1979), en las provincias del Chaco, Formosa, Santiago del Estero y en el norte de Santa Fe, las posibilidades de hallar acuíferos de importancia son muy escasas, excepto al oeste de las dos primeras, donde mejoran substancialmente las condiciones hidrogeológicas por la proximidad de las Sierras Subandinas. En la provincia de Córdoba, el sector de las sierras representa una extensa superficie de captación de lluvias que, reunidas por numerosos ríos y arroyos, fluyen hacia la llanura donde se extiende una cuenca hidrogeológica de límites no muy bien definidos. En general el agua es de buena calidad.

El sur de San Luis y Córdoba, La Pampa y el oeste de Buenos Aires se caracterizan por la presencia de sedimentos eólicos que constituyen buenos depósitos de agua. Sus caudales son pobres y la calidad desmejora cuando se los somete a explotación intensiva.

En el este de Santa Fe y Buenos Aires se presentan las más variadas condiciones hidrogeológicas. Desde aguas alojadas en médanos y sedimentos loéssicos, hasta las que se encuentran en formaciones terciarias como son la Formación Puelches (franja de 20 a 30 km que bordea el río Paraná) y la Formación Roja del Mioceno de la cuenca hidrogeológica de

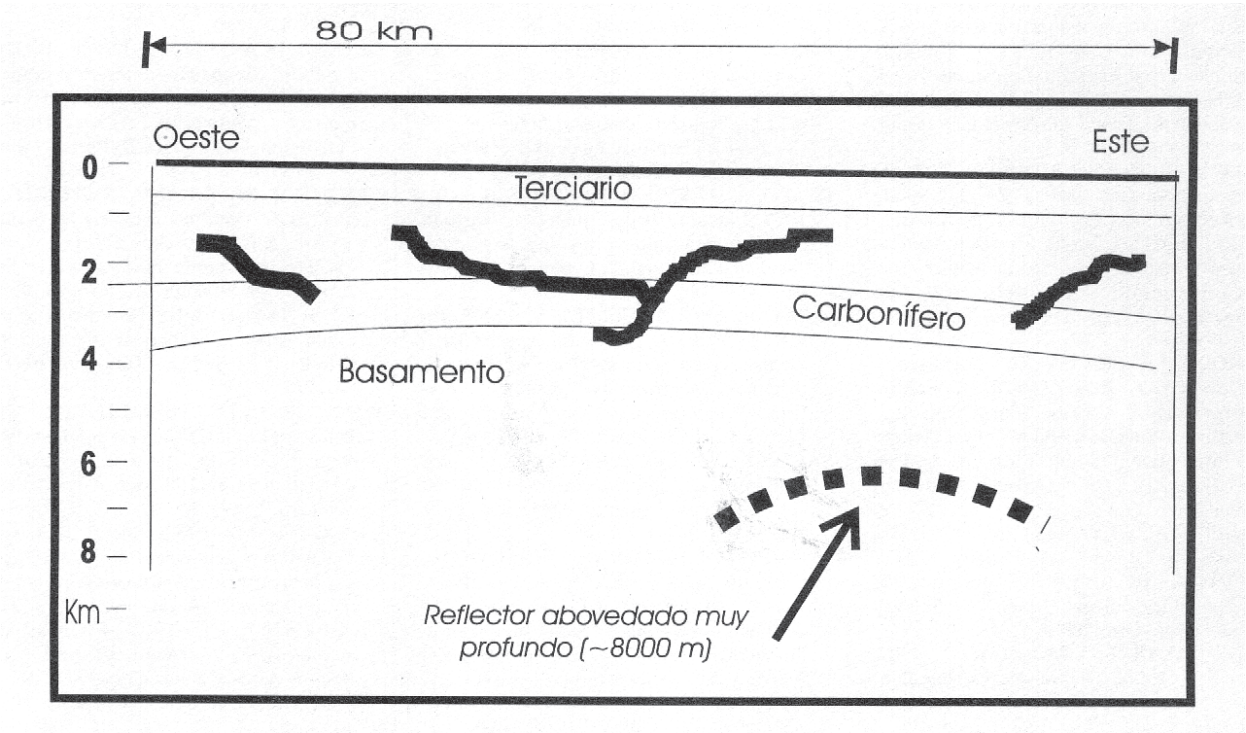


Figura 13. Esquema del control estructural de las intrusiones en el norte de la provincia de Santa Fe. Ubicación en Figura 3

Bahía Blanca. Las aguas son de inmejorable calidad y los registros de producción generalmente son superiores a los 100 m^3/hora.

Yacimientos de minerales

Los yacimientos minerales de esta comarca son actualmente de muy reducida importancia económica. Se trata, principalmente, de canteras de cuarcitas y areniscas localizadas en las cercanías del límite entre las provincias del Chaco y Santiago del Estero; yeso, sal, arena, canto rodado y arcillas en la provincia últimamente citada, y salinas con carbonato de sodio y materiales arcillosos cerámicos explotados en la provincia de La Pampa.

Posibilidades de hidrocarburos

Los planes de exploración denominados Plan Houston (1985) y Plan Argentina (1990) permitieron actualizar la información disponible en algunas regiones, en especial al realizar 7 pozos nuevos y varios miles de kilómetros de relevamientos sísmicos y relevamientos gravimétricos y magnetométricos.

Si bien aún no han sido halladas reservas de hidrocarburos, a partir de los estudios realizados se han determinado algunas regiones con interés para continuar con las tareas exploratorias e, incluso, detectar reservorios naturales de gas (gas storage) cercanos a grandes centros urbanos.

Recientemente, Petrobrás descubrió un yacimiento de gas próximo a la ciudad de Guarapuava (Chapéu do Sul y Palmital) en el Estado de Paraná: son tres pozos con gas que tienen una producción en conjunto de casi un millón de metros cúbicos. Se está perforando un cuarto pozo en este momento, en otra estructura a pocos kilómetros de los anteriores. Produce de la Formación Iratí y del Devónico a unos dos mil metros debajo del basalto de Serra Geral.

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar constancia de nuestro agradecimiento a los numerosos colegas tanto de ámbitos académicos como industriales, en especial a P. Lesta por las discusiones críticas sobre diferentes tópicos de esta región, a C. Mombrú (Pluspetrol) que ha proporcionado valiosas informaciones y finalmente, a J. Mendía por su tolerancia y sugerencias en la preparación del presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ÁLVAREZ, L.A., FERNÁNDEZ-SEVESO, F., PÉREZ, M.A. y BOLATTI, N.D., 1990. Estratigrafía de la Cuenca Saliniana. Actas 11º Congreso Geológico Argentino (San Juan), 2: 145-148.

ARCHANGELSKY, S., 1976. Informe Palinológico del Pozo YPF. Cd. O.Es-1 (Ordóñez, Córdoba). YPF, Bs. As., Informe inédito.

CHEBLI, G.A., TÓFALO, O.R. y TURAZZINI, G.E., 1989. Mesopotamia. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior De Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6: 65:78

CHRISTIE-BLICK, N. y BIDDLE, K.T., 1985. Deformation And Basin Formation Along Strike-Slip Faults. En: Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. (Eds.): Strike-Slip Deformation, Basin Formation And Sedimentation. Soc. Of Economic Paleontologists And Mineralogists (Tulsa), Special Publication 37: 1-34.

COBBOLD, P.R., SZATMARI, P., LIMA, C. y ROSSELLO, E.A., 1996. Cenozoic Deformation Across South America: Continent-Wide Data And Analogue Models. 3º International Symposium On Andean Geodynamics, Orstom-Géosciences Rennes (Saint Maló, Francia): 21-24.

NIELSEN, T.H. y SYLVESTER, A.G., 1995. Strike-Slip Basins. En: Busby, C.J. y Ingersoll, R.V. (Eds.): Tectonics Of Sedimentary Basins. Blackwell Science (Cambridge, Usa), 549p.

PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P., 1987. Relative Motion Of The Nazca (Farallón) And South American Plates Since Late Cretaceous Time: Tectonics, 6: 233-248.

PEATE, D. W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. En: Mahoney, J. J. y Coffin, M. F. (Eds.): Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph 100: 217-245. American Geophysical Union.

PEZZI, E.E. y MOZETIC, M.E., 1989. Cuencas Sedimentarias de la Región Chaco-paranaense. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional De Tucumán. Serie Correlación Geológica 6: 65-78

ROBLES, D.E. y CAPOROSSI, C.E., 1996. Lincoln Block Cne-44, A Frontier Exploration Area, Northeast Basin, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1: 309-328.

RUSSO, A., FERELLO, R. y CHEBLI, G.A., 1979. Llanura Chaco Pampeana. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 139-163.

RUSSO, A., ARCHANGELSKY, S., ANDREIS, R.R. y CUERDA, A., 1986. Cuenca Chaco Paranense. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Subcomisión Internacional del Carbonífero (Córdoba): 183 - 198.

SALSO, J., 1966. La Cuenca de Macachín, provincia de La Pampa**.** Nota Preliminar. Revista Asociación Geológica Argentina 21(2): 107-117.

SCHMIDT, C.J., ASTINI, R.A., COSTA, C.H., GARDINI, C.E. y KRAEMER, P.E., 1995. Cretaceous Rifting, Alluvial Fan Sedimentation, And Neogene Inversion in Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.):Petroleum Basins Of South America. American Association Of Petroleum Geologists (Tulsa), Memoir Nº 62: 341-358.

VERGEL, M. del M., 1998. Palinología del Paleozoico Superior (Fm. Sachayoj) en tres perforaciones de la Subcuenca de Alhuampa, Cuenca Chacoparanaense (Argentina). Parte I: Esporas. Ameghiniana 35 (4): 387-403.

ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic And Geodynamic Evolution Of Southern South America. Revista Brasileira de Geociéncias, 18 (2): 172-190.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T. y CERDAN, J.,1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 46: 599-614.

URIEN, C.M., ZAMBRANO, J.J. e YRIGOYEN, M.R., 1995. Petroleum Basins Of Southern South America: An Overview. En: Phanerozoic Correlation In Southern South America. En Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. y Welsink, H. (Eds.): Petroleum Basins Of South America. American Association of Petroleum Geologists (Tulsa), Memoir 62: 63-77.

WINN Jr, R.D. y J.C.STEINMETZ, 1998. Upper Paleozoic Strata Of The Chaco-Parana Basin, Argentina, And The Great Gondwana Glaciation. Journal Of South American Earth Sciences, 11 (2): 153-168.

YRIGOYEN, M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio: Geología de la provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino, 139-168.

ZAMBRANO, J.J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. Revista Asociación Geológica Argentina 29 (4): 443 - 469.

Recibido: agosto 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (21):645-649, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 21

LOS DEPÓSITOS CRETÁCICOS Y TERCIARIOS DE LAS CUENCAS DEL SALADO Y DEL COLORADO

Marcelo R. Yrigoyen†

Las cuencas del Salado y del Colorado son por antonomasia las cuencas características de la provincia de Buenos Aires. Ambas pertenecen a aquella extensa orla de cuencas marginales que como engolfamientos aulacogénicos intersectan transversalmente el borde continental atlántico de Sudamérica. El origen de estos importantes depocentros cretácico - terciarios está vinculado a procesos de fracturación extensional que tuvieron lugar sobre primitivas zonas de debilidad (fracturas basamentales transcurrentes y/o viejas zonas de sutura de preexistentes sistemas arco-fosa precámbricos - paleozoicos) rejuvenecidos durante la apertura del Atlántico Sur en el Mesozoico tardío (Yrigoyen, 1975; Stoakes et al., 1991). Aquellas zonas de debilidad constituyeron focos de puntos triples donde se concentró el mecanismo de apertura inicial del primitivo continente de Gondwana. A medida que continuó la deriva continental y cuando la separación de las placas tomó un dominante rumbo meridiano, algunos puntos triples, así como sus ramas occidentales tierra adentro, se fueron desactivando. Estos brazos abortados y los abandonados centros de expansión se transformaron entonces en áreas de subsidencia con su eje orientado transversalmente al margen del *pull-apart* continental (Burke, 1976).

El cuadro anterior es en un todo aplicable a una amplia región del borde sudamericano, especialmente para la que va desde el alto de Cabo Polonio, en Uruguay, hasta la boca del río Negro, en el sur de la provincia de Buenos Aires. Como se aprecia en la Figura 1, (mayormente basada en Urien et al., 1981) los elementos estructurales principales delimitan una serie de cuencas sedimentarias que pueden sintetizarse así: entre el arco de Polonio hasta el arco de Torres, se extiende hacia el NE la cuenca de Pelotas; entre el alto de Polonio y el alto de Martín García, la cuenca de Punta del Este, también llamada cuenca del Plata Oriental; entre el alto de Martín García y el alto de Tandil (y su extensión en la plataforma Mogotes), la cuenca del Salado y siguiendo hacia el suroeste, entre el positivo de las sierras bonaerenses (Yrigoyen, 1975) y el Macizo Nordpatagónico, la cuenca del Colorado. Por último se completa este cuadro regional con la relativamente aislada cuenca de Santa Lucía, entallada íntegramente en el cratón de Rivera, segmento uruguayo del escudo brasileño. Todas las cuencas presentan fuertes similitudes en su desarrollo tectónico y deposicional, lo que permite su tratamiento descriptivo conjunto y su resumen sinóptico como se presenta en el Cuadro 1.

Estas cuencas aulacogénicas, como la mayoría de las cuencas de tipo rift, pueden caracterizarse por una evolución tectónica y sedimentaria desarrollada cronológicamente en tres etapas distintivas: una fase prerift, una fase de rift y una fase de cuenca interior, tal como postulara Harding (1984). Cada una de estas fases ostenta geometrías, estilos estructurales y sucesiones estratigráficas individuales, las que son seguidas por una fase final de relleno de margen pasivo, cuando al finalizar la tectónica de rift, el nuevo borde continental del recién abierto Atlántico Sur es sepultado gradualmente por múltiples secuencias traslapantes derivadas del vecino *hinterland*.

ESTADIO PREFOSA (PRERIFT PHASE)

Se agrupan aquí las rocas que constituyen el basamento sobre el que están desarrolladas las cuencas deposicionales que tratamos. Estos terrenos se los reconoce aflorando en los bordes de las mismas, incluyéndose aquí los afloramientos precámbricos y paleozoicos de Ventania y Tandilia, del nordeste del Macizo Nordpatagónico, así como del escudo brasileño (Cratón de Rivera) en el suroeste uruguayo y aun en el pequeño asomo de la isla Martín García, dentro del estuario del río de la Plata. En líneas generales están compuestos por metasedimentos de bajo grado, incluyendo cuarcitas y argilitas en contacto tectónico con brechas, esquistos y gneises con intrusiones granitoideas.

Costa afuera estos terrenos antiguos han sido alcanzados por las perforaciones profundas realizadas sobre el alto de Martín García, en la porción externa de la cuenca del Salado así como en la cuenca del Colorado donde algunos pozos fueron completados en granito o en sedimentos neopaleozoicos. Tal es el caso del sondeo YPF. Puelche x-1, que por debajo de capas rojas neocomianas atravesó 1140 m de lutitas negras y 483 m de diamictitas, al parecer correspondientes a depósitos lagunares intracratónicos de edad pérmica. Las perforaciones marinas de la cuenca de Punta del Este no llegaron a alcanzar estos terrenos prerift, los que, por otro lado, fueron atravesados parcialmente en algunos pozos de la cuenca de Santa Lucía.

ESTADIO DE FOSA (RIFT PHASE)

Como se bosqueja en el esquema estratigráfico (Figura 2), luego de un largo período de erosión, mediante fuerte discordancia angular se depositaron en todas las cuencas sedimentos correspondientes al estadio de fosa, los que en las cuencas del Salado, Punta del Este y Santa Lucía suelen iniciarse con las volcanitas suprajurásicas - eocretácicas del ***Grupo Serra Geral***. Este episodio volcánico ha sido sincrónico con los primeros procesos tensionales de la deriva continental que provocaron fracturas profundas que alcanzaron las cámaras magmáticas de la tectonósfera permitiendo la efusión de lavas basálticas tholeíticas e ignimbritas. Continúa una segunda secuencia de depósitos continentales *red beds* con tendencia grano-decreciente constituida por conglomerados, areniscas y fangolitas pardo-rojizas que

rellenan los graben subsidentes. Los espesores de la secuencia del rift son bastante variables debido a escalonamientos del fondo y a la discordancia de su techo, pudiendo superar los 3500 m en el depocentro del Salado, quizá mucho menores en la cuenca del Colorado (+395 m en pozo Ranquel x-1 según Lesta et al., 1979), y aproximadamente unos 1500 m en la cuenca de Punta del Este. Los depósitos del estadio de fosa son conocidos como ***Formación Río Salado*** en la cuenca homónima y como ***Formación Fortín*** en la del Colorado, ambas asignadas al Cretácico temprano pero pudiendo llegar su techo al Turoniano. Todo el estadio de fosa se caracterizó por una fuerte convección térmica en la litósfera.

ESTADIO DE RELLENO DE CUENCA (SAG BASIN PHASE)

Al cesar el aporte calórico, la litósfera enfriada y fracturada entró en paulatina subsidencia enmarcada dentro de fosas limitadas por zonas de fallas gravitacionales reactivadas por el diastrofismo intersenoniano. Esto dio lugar a la iniciación del relleno de cuenca subsidente con la individualización de dos litofacies características. La primera de ellas, con neto carácter de *red beds*, constituye las sincrónicas ***Formaciones General Belgrano*** en la cuenca del Salado, y ***Colorado***, en la cuenca homónima. Si bien sus espesores varían de acuerdo a su posición dentro de cada depocentro, los valores máximos registrados son 886 m en el Salado (pozo Las Chilcas x-1) y 1925 m en el Colorado (pozo Ranquel x-1), en donde muestra en su sección superior una intercalación parcialmente marina con microfauna. En ambos casos estos depósitos mayormente continentales se asientan sobre los sedimentos del estadio de fosa con discordancia angular bien marcada en las secciones sísmicas aunque no tan evidente en la diferenciación litológica de muestras de pozos.

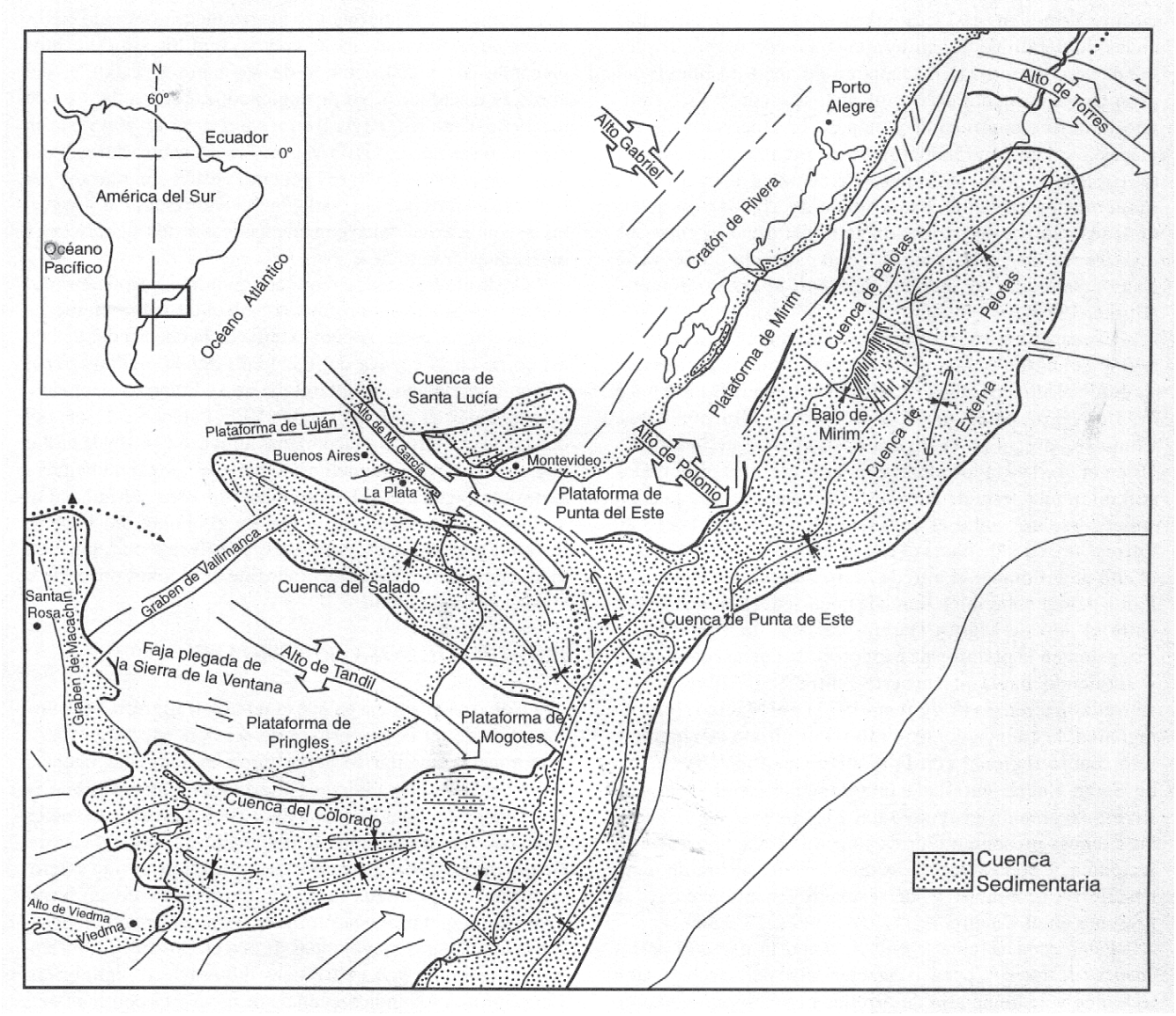


Figura 1. Elementos estructurales principales (modificado de Urien et al. (1981)

CUADRO 1. CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS DE PELOTAS, PUNTA DEL ESTE, SANTA LUCÍA, SALADO Y COLORADO (MODIFICADO DE YRIGOYEN Y URIEN, 1988)

Cuenca Sedimentaria	Extensión (Mkm^2)	Volumen Sedimentario (Mkm^3)	Espesor Sedimetario (km)		Forma y Geometría	Rumbo del Depoeje	Relleno Sedimentario (edad)	Basamento (edad)	Deformación por:	
			promedio	máximo					Plegamiento	Fracturación
Pelotas	165	412	2,5	6,4	Oval elongada	NNE-SSO	C+T	PrE	Mínima	moderada
Punta del Este	15	53	3,5	7	Triangular	NO-SE	(Jv) +C+T	PrE	Leve	intensa
Sta. Lucía	12	25	2	2,8	Rectangular elongada	ENE-OSO	Jv+C+T	PrE	Mínima	intensa
Salado	90	290	3	8,5	Oval elongada	NO-SE	(Jv) +C+T	PrE-P	Mínima	moderada (localmente intensa)
Colorado	126	425	2,5	7	Rectangular elongada	O-E	C+T	PrE-P	Mínima	moderada (localmente intensa)

PrE. Precámbrico; P. Paleozoico; Jv. Volcanitas Serra Geral; C. Cretácico; T. Terciario.

La segunda litofacies del relleno de cuenca está constituida por sedimentos deltaicos y transicionales de alcance regional que tuvo lugar en el Maastrichtiano - Daniano, certificado por su elevado contenido micro y macropaleontológico diagnóstico. Se trata de limolitas grises verdosas y arcilitas varicolores, con areniscas, yeso y anhidrita subordinadas. El espesor máximo conocido es de 1190 m para la ***Formación Las Chilcas*** en la cuenca del Salado (pozo Signal Los Cardos x-1), en tanto que en la cuenca del Colorado, la homóloga ***Formación Pedro Luro*** sólo ha demostrado un máximo de 288 m en el pozo Ballena x-1, llegando a estar ausente en otros sondeos vecinos más cercanos a la costa. El contacto entre Formaciones Colorado y Pedro Luro corresponde a una discordancia erosiva regional.

La edad de los depósitos de relleno de cuenca es cretácica tardía en su sección continental y maastrichtiana - daniana en su sección marina.

A diferencia de las otras cuencas marginales atlánticas, en la porción media de la cuenca del Colorado los pozos YPF. Ranquel y Puelche han puesto de manifiesto la presencia de un episodio efusivo localizado que se denomina ***Formación Ranquel***. Se trata de tobas y coladas basálticas que se expanden sobre la Formación Pedro Luro, alcanzando espesores sumados entre 340 y 380 metros. Dataciones radimétricas del INGEIS sobre un testigo corona del basalto Ranquel han certificado una edad de 66 ± 3 Ma (Lesta et al., 1979), edad paleocena que coincide por su posición y relaciones estratigráficas con la geocronología de las unidades supra e infrayacentes. Es de destacar que dentro del espesor basáltico, amígdalas, diaclasas y microfracturas, rellenas por carbonato y sílice amorfa, encierran gran cantidad de microfósiles, y hasta llegan a constituir intercalaciones de caliza fosilífera. A este interesante fenómeno caben dos interpretaciones: efusiones subácueas relativamente frías que englobaron fragmentos de fangos calcáreos fosilíferos, o bien efusión, diaclasamiento y posterior precipitación de carbonato y sílice que incluyó la biocenosis de la fauna del mar transgresivo que sucede al basalto en el Eoceno (Menzel, 1977).

ESTADIO DE MARGEN PASIVO

Completa la colmatación de las cuencas marginales una serie de secuencias tanto continentales como marinas, de disposición transgresiva - regresiva, que constituyen los depósitos característicos de un margen pasivo correspondiente a la continua expansión del fondo atlántico, que abarca todo el Cenozoico y continúa en nuestros días.

Por sobre las unidades marinas de la transgresión larámica tierra adentro siguen depósitos transicionales y luego capas rojas continentales de carácter regresivo. A éstos se los conoce como ***Formaciones Olivos - Los Cardos*** en la cuenca del Salado, y ***Formaciones Elvira - Ombuctá***, en la cuenca del Colorado, conjuntos que alcanzan hasta unos 800 m de potencia y que hacia el naciente pasan transicionalmente a depósitos deltaicos y marinos, los que se hacen totalmente dominantes ya antes de alcanzar el talud continental (Figura 3).

El análisis de las secciones sísmicas costa afuera permite reconocer un ordenamiento que se inicia con depósitos eocenos de plataforma proximal y que progresivamente hacia arriba cambian a facies deltaicas hasta pasar a depósitos de planicie aluvial, en el Oligoceno cuspidal. En el Mioceno temprano a medio se produce otro gran avance marino que, como el anterior maastrichtiano-paleoceno,

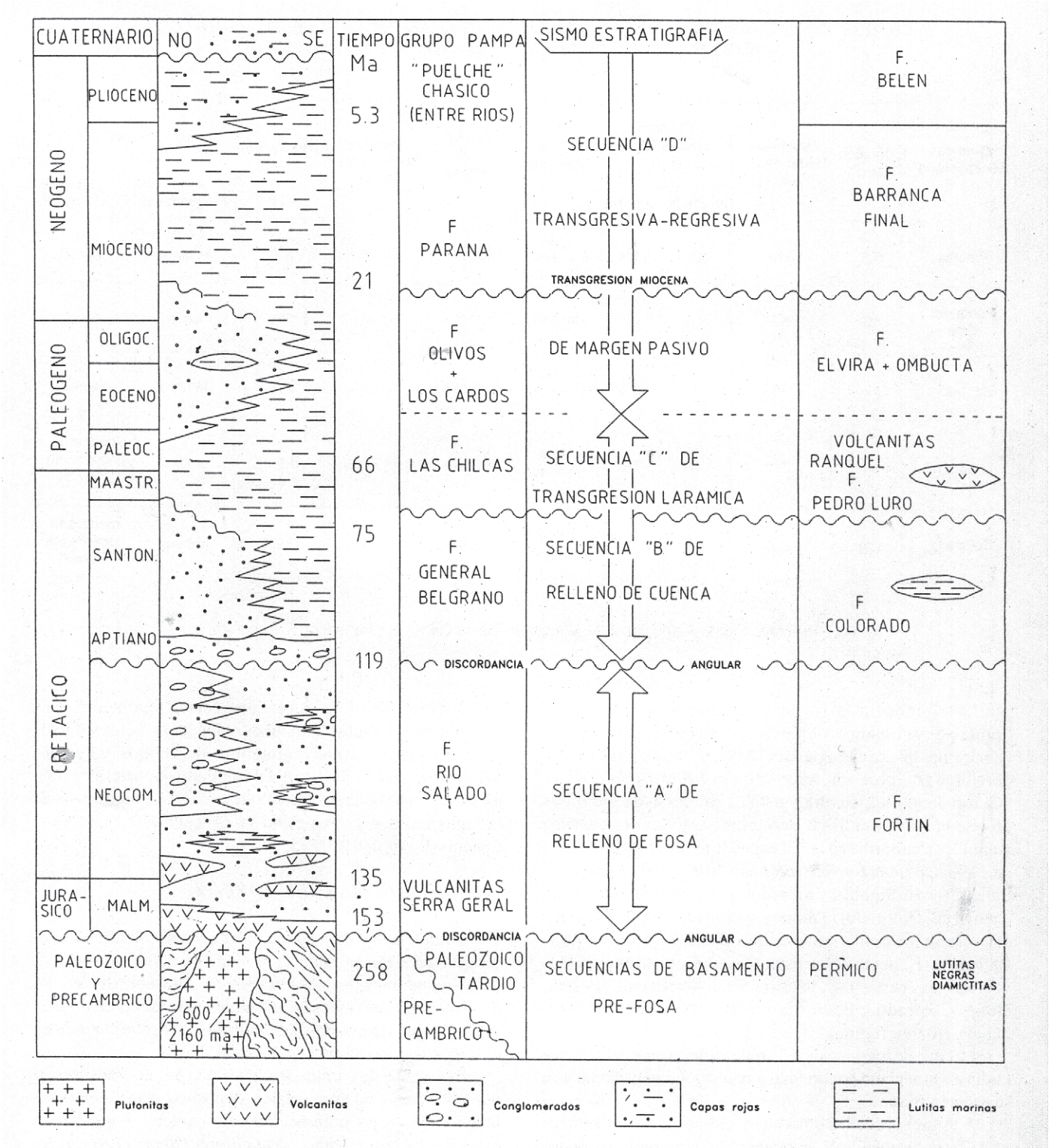


Figura 2. Esquema estratigráfico de las cuencas del Salado-Punta del Este y del Colorado.

vuelve a transgredir profundamente en esta parte del continente, representado por la ***Formación Paraná***, en la cuenca del Salado y hacia el norte, y por la ***Formación Barranca Final*** en la cuenca del Colorado, con espesores máximos registrados de 815 m y 792 m respectivamente. En la cuenca del Colorado, así como en la parte externa de la cuenca del Salado, existe un pasaje gradual entre los depósitos marinos miocenos y las unidades infrayacentes, pero acercándose hacia la costa dicha relación es de pseudo-concordancia, ya que existen claras evidencias de un episodio de fracturamiento que disloca la Formación Olivos sin llegar a afectar a la Formación Paraná que traslapa holgadamente los límites de los depósitos continentales anteriores (Yrigoyen, 1975).

El proceso sedimentario cenozoico termina durante el Plioceno con acumulaciones clásticas continentales tierra adentro pero que muestran siempre progresiva influencia marina a medida que se avanza hacia el océano. En la cuenca del Salado se han diferenciado depósitos terrígenos pardo rojizos correlacionables con la ***Formación Arroyo Chasicó***, pliocena

inferior por su rico contenido faunístico, la que remata en el Plioceno superior con las ***«Areniscas Puelches»***, conspicuo depósito de arenas cuarzosas, claras y pardo amarillentas, de pocas decenas de metros de potencia. Limos y loess del ***Grupo Pampa*** culminan la columna estratigráfica en el Cuaternario. En el caso de la cuenca del Colorado se encuentran también terrenos semejantes que han sido agrupados como ***Formación Belén*** (***o Formación Río Negro***). Son acumulaciones de planicie aluvial que gradan mar adentro a depósitos deltaicos y estuarianos, con intervalos epineríticos en su base. Los espesores varían de 100 a 480 m en tierra firme, estando rematados por el Grupo Pampa en el norte de la cuenca.

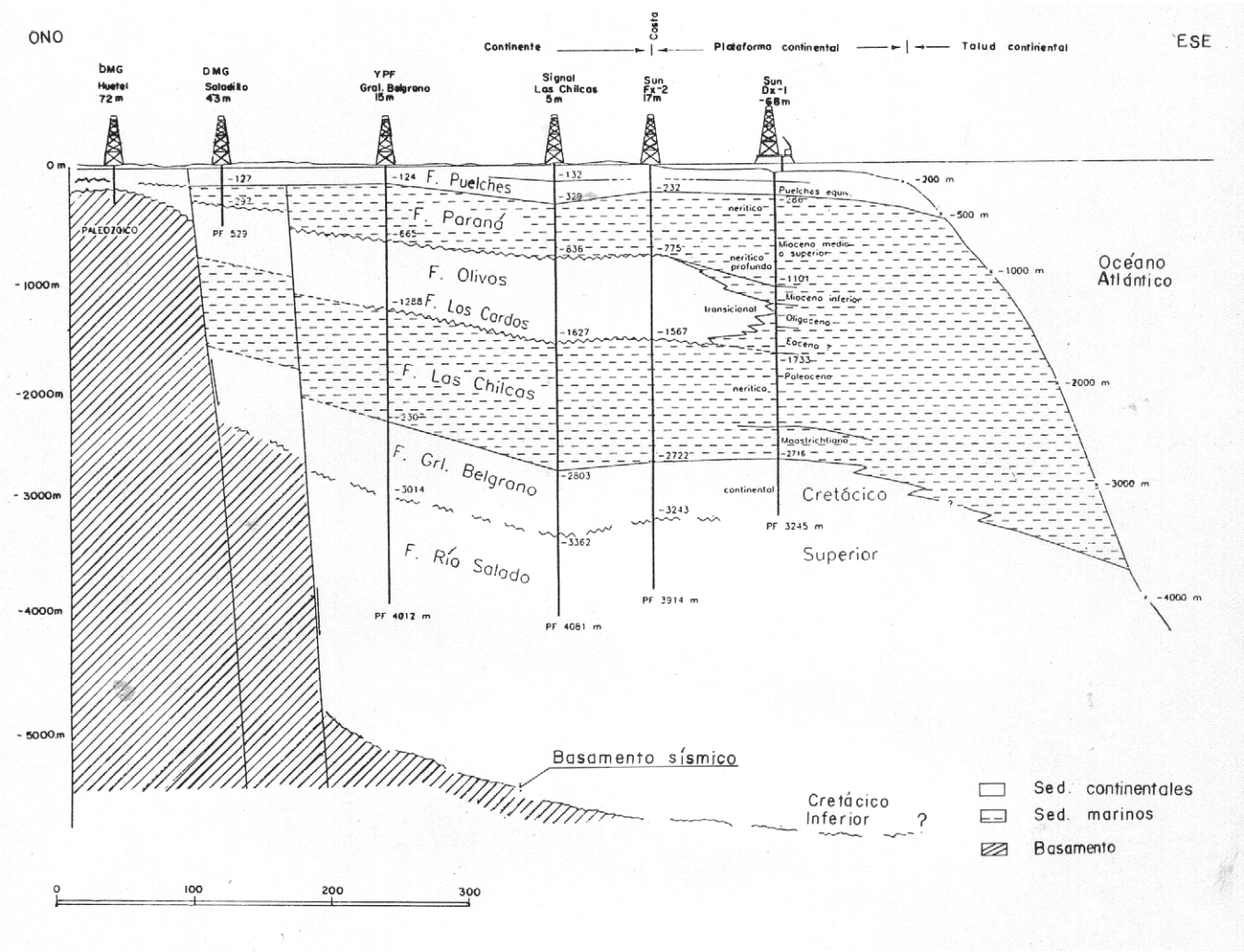


Figura 3. Corte estratigráfico longitudinal de la cuenca del Salado (tomado de Yrigoyen, 1975).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BURKE, K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. Tectonophysics, 36: 93-112.

HARDING, T., 1984. Graben hydrocarbon occurences and tectonic style. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 68: 333 - 363.

LESTA, P.J., TURIC, M.A. y MAINARDI, E., 1979. Actualización de la información estratigráfica en la Cuenca del Colorado. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 701 - 713.

MENZEL, M., 1977. Magmatismo alcalino en la plataforma continental argentina, cuenca del Salado, provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 8 (3-4): 51 - 58.

STOAKES, F.A., CAMPBELL, C.V., CASS, R. y UCHA, N., 1991. Seismic Stratigraphic Analysis of the Punta del Este Basin, Offshore Uruguay, South America. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 75 (2): 219 - 240. U.S.A.

URIEN, C.M., ZAMBRANO, J.J. y MARTINS, L.R., 1981. The basins of southeastern South America (southern Brazil, Uruguay and southern Argentina) including the Malvinas Plateau and South Atlantic: Paleographic evolution. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 45 - 125, Buenos Aires.

YRIGOYEN, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. en: Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, 6º Congreso Geológico Argentino, 139 - 168.

YRIGOYEN, M.R. y URIEN, C.M., (1982) 1988. Cuadro geoestructural de América del Sur, en: Geología de América del Sur, Serie Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 1: 17 - 157.

Recibido: abril 1996

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (22): 651-682, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 22

LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS TERCIARIOS DE LA REGIÓN ANDINA

Victor A. Ramos

INTRODUCCIÓN

Se han realizado diversos intentos para sistematizar las secuencias terciarias de la región andina. Entre ellos merece destacarse la excelente propuesta de Yrigoyen (1969), quien analizó de norte a sur el desarrollo de los depósitos terciarios y sus rocas volcánicas asociadas. La mayor parte de las propuestas posteriores de ordenamiento estratigráfico tuvieron un fuerte peso paleontológico y valor más local.

Los escasos intentos de analizar este conocimiento longitudinalmente a través de los Andes, han tropezado sistemáticamente con la naturaleza sinorogénica de los depósitos. El esquema tradicional de dividirlos en dos o tres grandes grupos, separados por discontinuidades regionales, asumía la relativa sincroneidad de las fases de deformación. Sin embargo, los estudios magnetoestratigráficos realizados mostraron sin lugar a dudas el carácter intermitente y diacrónico del levantamiento andino y por ende de los depósitos molásicos resultantes (Reynolds, 1987; Jordan, 1995).

Sobre la base de esta problemática, en el presente capítulo se tratará de reconstruir a lo largo de segmentos específicos la evolución de estos depósitos en sus respectivas cuencas, relacionándolos con las unidades estratigráficas en uso. La premisa que guiará esta síntesis es la imposibilidad de establecer fases diastróficas con asignaciones temporales a nivel extraregional, dado que cuando se tiene una buena resolución temporal de las secuencias involucradas las mismas son enteramente diacrónicas.

ANTECEDENTES

La comprensión de los depósitos terciarios expuestos en la región andina y su área de influencia, pasó por diversas etapas de conocimiento. Los pioneros trabajos de Doering (1882), basados principalmente en las observaciones anteriores de Brackebusch quien las diera a conocer más tarde (Brackebusch , 1891 a y b), introdujeron el concepto de Araucano para las secuencias fosilíferas del valle de Santa María. Este término cobró rápida expansión extendiéndose hasta la Patagonia para incluir las unidades ubicadas entre el Patagoniano y el Pampiano, básicamente lo que hoy en día se reconoce litoestratigráficamente como Formación Santa Cruz. El segundo término de valor extraregional fue el de Calchaqueño (o Calchaquense, o Calchaquí), introducido por Stappenbeck (1910) sobre la base de las descripciones de Bodenbender para los potentes depósitos terciarios dislocados de la región de Famatina. Desde esa época «ha sido cómodo y de práctica común» distinguir entre estos dos pisos estratigráficos, para referirse a los depósitos de la región andina (Yrigoyen, 1969), complementado en los sectores más septentrionales con el Jujeño (o Estratos Jujeños) acuñado por Steinmann et al. (1904). La presencia de estos «rodados dislocados» fue reconocida por Stappenbeck (1917) en la región cuyana, refiriéndose a los estratos jujeños, para abarcar los conglomerados deformados que se agrupan actualmente en la Formación Mogotes.

En los años posteriores estas denominaciones fueron identificándose con nombres formacionales propios, como lo utilizaran Turner (1958, 1964a, 1967, 1971) y de Alba (1954, 1979) en la región del Famatina y en el noroeste argentino Gebhard et al. (1974), entre otros. A pesar de los nuevos nombres formales, los conceptos de Calchaquense, Araucanense y en algunos casos los Estratos Jujeños, estaban implícitos en las divisiones usadas.

Una reciente síntesis realizada por Salfity et al. (1996), muestra un nuevo intento de relación entre las fases diastróficas y las grandes megasecuencias Calchaquense y Araucanense, basado en el criterio secuencial propuesto por Vergani y Starck (1989), seguido hoy día por numerosos autores (Gómez Omil y Albariños, 1996, Galli et al., 1996). Algunos autores destacaron que si bien no se puede afirmar que las fases diastróficas hayan sido contemporáneas para todas las latitudes, concluyen que es probable que el diacronismo sea menor que el margen de error del análisis secuencial efectuado (Starck y Vergani, 1996), criterio que sólo se comparte cuando no hay una buena magnetoestratigrafía disponible.

A su vez en la región central de los Andes argentinos se han realizado una serie de trabajos basados en una precisa magnetoestratigrafía de las secuencias terciarias de las cuencas de antepaís a partir de los pioneros levantamientos de Johnson et al. (1984, 1986). Estos han mostrado el carácter intermitente del levantamiento, con numerosos pulsos, a veces no coincidentes entre sí, en especial en el ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas, como lo han mostrado los trabajos de Jordan (1984, 1995), Tabbutt et al. (1987), Jordan y Alonso (1987), Beer et al. (1987, 1990), Reynolds et al. (1987, 1990), Jordan et al. (1988, 1990, 1993), Milana (1990), Malizia et al. (1995a y b), entre otros.

ESTRATIGRAFÍA SINOROGÉNICA

Para comprender las limitaciones de las correlaciones litoestratigráficas extracuencales es importante remarcar la naturaleza del depósito sinorogénico en una cuenca de antepaís. Tradicionalmente se identificaba como Calchaquense a las facies de areniscas fluviales interpuestas con fangolitas de grano mediano a fino, que por lo general presentaba un ordenamiento estrato y granocreciente. La irrupción de conglomerados, en facies de ríos anastomosados, acompañados de importante participación piroclástica o lávica, permitía

Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Pabellón II - Ciudad Universitaria.

reconocer la presencia del Araucanense. Entre ambas unidades se observaba como mínimo una discontinuidad, correspondiente a un intervalo erosivo, que se asignaba tradicionalmente a la fase quechua. En discordancia angular se asentaban depósitos de fanglomerados o conglomerados fluviales proximales correspondientes a los estratos jujeños y la angularidad de su base se adjudicaba a la fase diaguita (véase Figura 1).

Estos depósitos sólo representan facies sinorogénicas distintas y lo único que expresan en el ambiente que se formaron, es la mayor o menor proximidad con el frente de corrimientos. Si se acepta que el tiempo de levantamiento y migración de este frente es variable, con geometrías diferentes, el límite entre estas secuencias va a ser diacrónico. Existen numerosos ejemplos que permiten observar el diacronismo de estos levantamientos (Reynolds, 1987; Ramos et al., 1988).

Si se correlacionan estos eventos en diferentes lugares, aun de la misma cuenca, se observa que la correlación litológica de estas facies no permite una correcta asignación temporal. Se puede afirmar que los estratos calchaquenses representarían facies sinorogénicas distales a medias, los araucanenses facies medias a proximales, mientras que los estratos jujeños representarían facies muy proximales o depósitos de bajadas adyacentes al frente montañoso. Las secuencias locales generalmente culminan con estas facies, dado que el frente montañoso en su avance podría canibalizar a los depósitos previos.

Este esquema simple se hace más complejo por la relación entre la tasa de subsidencia, el suministro de detritos a la cuenca y la velocidad de deformación, con períodos de calma y actividad superpuestos (Flemings y Jordan, 1989; Jordan y Flemings, 1990). Esta mecánica de la cuenca de subsidencia permitiría que las secuencias de conglomerados, colmaten la cuenca a mayor distancia del frente montañoso en períodos de calma tectónica o que la rápida subsidencia en períodos de máxima actividad tectónica retraiga estas facies sinorogénicas al margen montañoso, con una cuenca subcolmatada, donde la tasa de subsidencia supere a la de sedimentación originando depósitos de baja energía, lacustres o hasta marinos en algunos casos (Pérez et al., 1996).

En una primera aproximación las secuencias inferiores de baja energía, representarían en conjunto facies medias a distales, y la irrupción de conglomerados esporádicamente no necesariamente representaría un incremento de la actividad tectónica. Las facies de mayor energía representarían por lo general un frente montañoso más cercano y estarían evidenciadas por facies sinorogénicas proximales, que en las cuencas subcolmatadas pueden estar asociados a facies lacustres o de barreales.

Si se tienen en cuenta estas diferentes facies sinorogénicas, la única forma de realizar una estratigrafía y correlación de estos depósitos es a partir de datos temporales, prescindiendo de las correlaciones litológicas. Las características litológicas brindarán información tectónica, que analizada en forma conjunta con los estudios de procedencia permitirá discernir la posición del frente montañoso en el intervalo analizado.

Una excepción a esta premisa lo constituye la presencia de niveles de tobas de caída pliniana, que se pueden seguir a través de diferentes facies como factor de correlación temporal, en especial si presentan características mineralógicas o geoquímicas distintivas (véase Viramonte et al., 1994). Otra excepción son los pulsos de ingresión marina dentro de estas cuencas de antepaís continentales, que por su naturaleza esporádica y única son excelentes niveles de correlación intra y extracuencal (Ramos y Alonso, 1995).

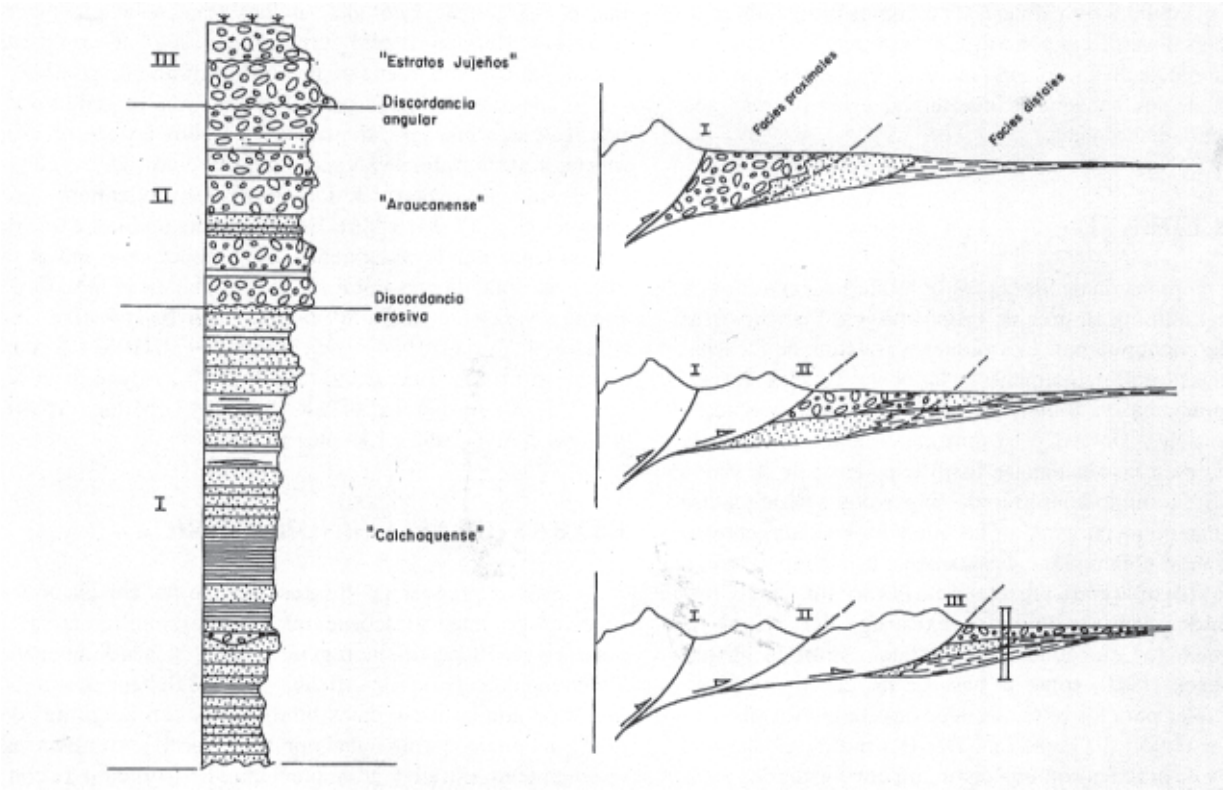


Figura 1. a) Columna tipo de las secuencias calchaquenses, araucanenses y de los estratos jujeños en una cuenca pedemontana, como por ejemplo al oeste del Famatina (basado en Turner, 1964a, Ramos, 1970). b) Secuencia simplificada de eventos tectónicos que llevaron a su formación.

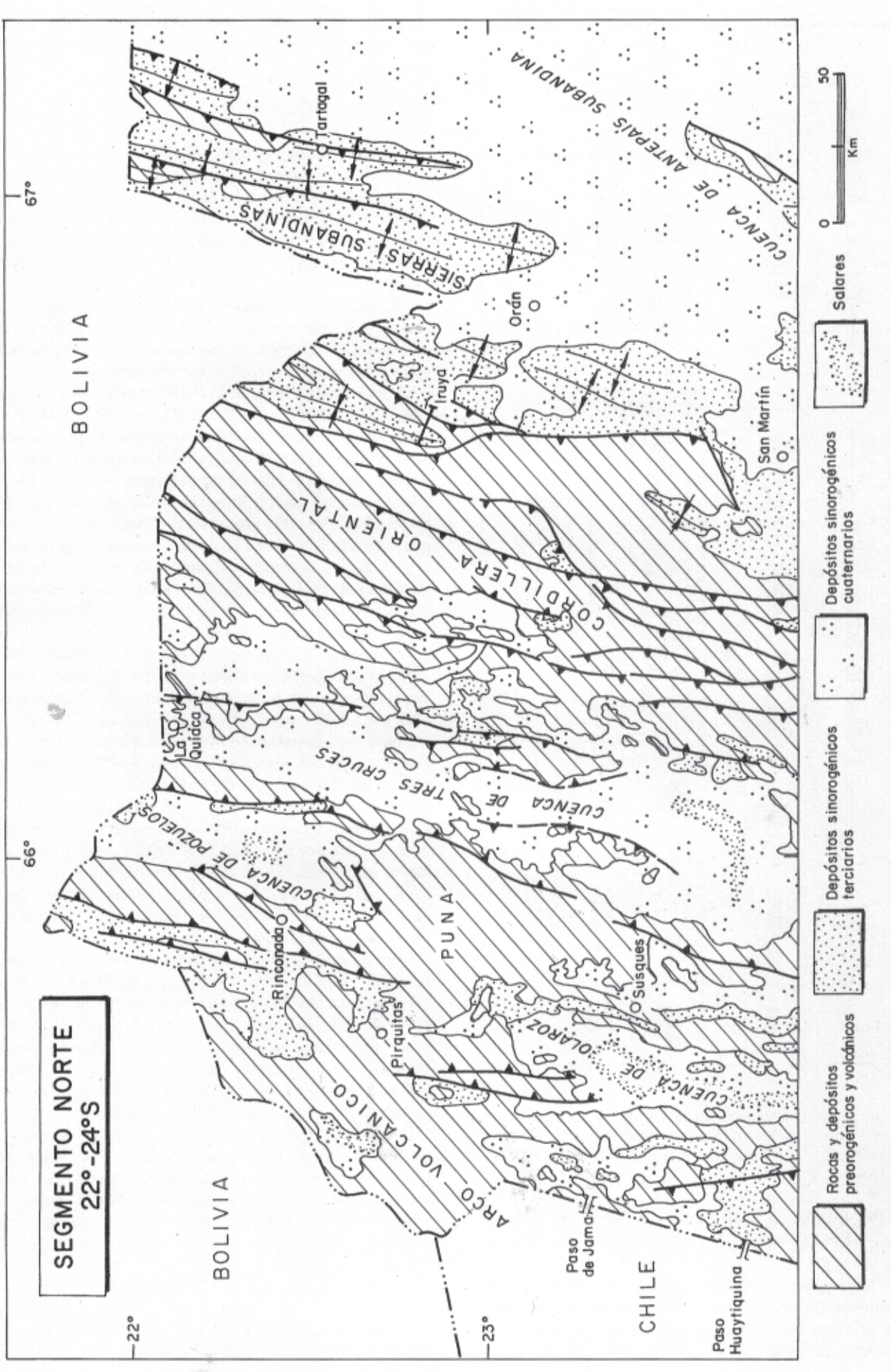


Figura 2. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos en la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

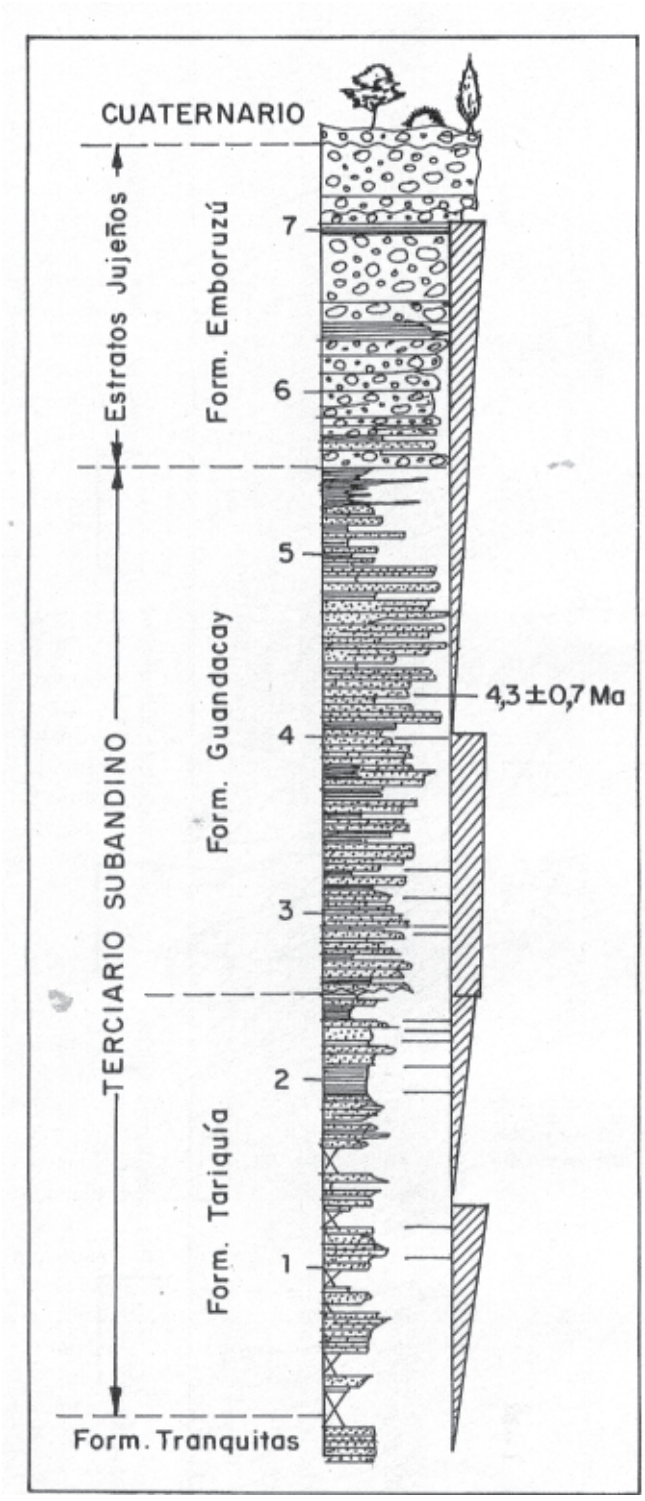


Figura 3. Sección estratigráfica del Terciario Subandino y los Estratos Jujeños en la región del río Iruya (basado en Hernández et al., 1996).

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO NORTE (22º -26º S)

Este segmento corresponde al sistema Puna-Cordillera Oriental-Sierras Subandinas y presenta características propias en su desarrollo, condicionadas por su ángulo de subducción normal y por una continua migración del frente orogénico hacia el antepaís (Figura 2). En este segmento se pueden reconocer tres ambientes de sedimentación diferentes.

CUENCAS DE LA PUNA

Diversos autores han destacado la presencia de depocentros de sedimentación terciaria en los sectores occidental y central de la Puna (Jordan, 1984; Jordan y Alonso, 1987). Los depocentros principales se corresponden al oeste con las cuencas de Olaroz y Pozuelos y en la parte central con la cuenca de Tres Cruces (Salfity et al., 1984, 1996).

La cuenca de Pozuelos ha sido estudiada por Gangui (1998), quien reconoce una secuencia basal no expuesta, que correlaciona con depósitos paleógenos. En discordancia angular se apoya otra secuencia granocreciente de conglomerados y areniscas fluviales de la ***Formación Moreta*** de edades entre 28 ± 3 Ma y 20 ± 2 Ma (Coira et al., 1994) y una secuencia miocena media a superior asignada a la ***Formación Sijes*** (Turner, 1964b). Estas dos últimas secuencias se acuñan hacia el oeste, presentando sus máximos espesores sobre el sector oriental. Se registra una deformación oligocena, correlacionable con la propuesta por Sempere et al. (1990), que marcaría el inicio de la cuenca de antepaís, pero que en este sector de la Puna está controlada por un sistema de vergencia occidental. Otro pulso de deformación produciría una suave discordancia entre las Formaciones Moreta y Sijes en el Mioceno medio a superior.

La cuenca de Tres Cruces, que ha acumulado más de 2.000 m de depósitos cenozoicos, se ha originado sobre un antiguo depocentro cretácico eoterciario (Boll y Hernández, 1986) y estaría controlada en sus últimas etapas por un régimen extensional según Acevedo y Bianucci (1987). Los estudios posteriores demostraron que la misma se inició por una reactivación de corrimientos de vergencia occidental (Donato y Vergani, 1988). La geometría del relleno y sus estratos de crecimiento correlacionables con la ***Formación Pisungo***, llevaron a Monaldi et al. (1993) a reconocer varias etapas de deformación exclusivamente compresiva, culminando con un desarrollo pasivo del tipo *piggy-back*, a cuesta de la falla inversa Aguilar Este. Esta cuenca es posteriormente analizada en detalle por Gangui y Götze (1996) y por Gangui (1998). Este último autor la interpreta como el resultado de la inversión tectónica del rift cretácico con vergencia occidental, a la que sigue un estadio de *piggy-back*, que culmina con un corrimiento de vergencia oriental sobre su margen oeste a la latitud de Salinas Grandes. Gangui (1998) interpreta que el desarrollo de la cuenca habría comenzado a los 26 Ma y no en el Eoceno como lo postularan Monaldi et al. (1993) y habría culminado en el Mioceno superior. La discordancia angular con que se asientan las lavas e ignimbritas del volcán Chipas sobre las estructuras de vergencia occidental (Ramos, 1973), demostraría que la etapa principal de deformación de la cuenca fue anterior a los 12 Ma, de acuerdo con la edad establecida para este centro efusivo por Coira et al. (1994).

CUENCA DE ANTEPAÍS SUBANDINA

Esta cuenca registra el desarrollo de los depósitos sinorogénicos asociados al levantamiento de los Andes a

estas latitudes. Se han depositado en una cuenca de antepaís desarrollada a partir del Mioceno como consecuencia del apilamiento tectónico del sector cordillerano. Dada la migración del frente orogénico desde el sector puneño interno hasta su posición actual, se puede detectar un incremento de la energía de depositación en las secuencias sinorogénicas.

Los depósitos sinorogénicos terciarios de las Sierras Subandinas han sido mapeados sobre la base de la persistencia de facies y tipos litológicos que, cuando se cuenta con términos absolutos de referencia, son diacrónicos. A medida que se aproxima desde el oeste el frente orogénico, aumenta la energía de la sedimentación y las facies migran lateralmente hacia el antepaís. Además como los ejes serranos interrumpen la continuidad de las diferentes secuencias, las que generalmente se conservan en los amplios sinclinales que separan las serranías, es posible que la correlación latitudinal entre las distintas cubetas de las unidades reconocidas por su litología correspondan a edades muy diferentes.

Por lo general se han reconocido tres secuencias litológicas mayores, que marcan tres estadios diferentes del relleno de la cuenca de antepaís, ya definidos por Bonarelli (1913) como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y el Jujeño (véase Mingramm et al., 1979). Estos términos en la región subandina norte han sido homologados a una serie de unidades litoestratigráficas en territorio boliviano, inmediatamente al norte del río Bermejo, que corresponden a las Formaciones Tranquitas, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú. Estas unidades han sido definidas en su mayor parte en el sinclinal de Tariquía, cerca del límite internacional del río Bermejo, estructura sinclinal que se puede seguir en territorio argentino. Las unidades así definidas se han podido extender y correlacionar longitudinalmente en la parte norte de las Sierras Subandinas de Argentina (Figura 3).

Formación Tranquitas (Areniscas Superiores)

El nombre de Areniscas Superiores fue acuñado por Bonarelli (1913) en la quebrada del río Caraparí de la serranía de Aguaragüe. En este sector este autor describe unas areniscas gris amarillentas en discordancia angular sobre los depósitos del calcáreo dolomítico de la Formación Vitiácua. Estas Areniscas Superiores del sector sur de la serranía de Aguaragüe fueron denominadas por Schlagintweit (1937) como Tranquitas. La denominación de Formación Tranquitas actualmente abarca en el sector argentino a las areniscas y al conglomerado basal de la parte inferior del Grupo Orán en estas serranías.

White (1923) había denominado *Candado Sandstone* a las Areniscas Superiores en la región de la serranía de Bermejo. En esta región comprende un conjunto de estratos que se interpone entre el Conglomerado Galarza y las Areniscas de Transición. Su distribución areal queda restringida hacia el oeste por la serranía de Deshecho Chico y hacia el norte llega al río San Telmo. La relación entre estas areniscas, las Areniscas de Transición y el Chaco inferior o Terciario Subandino inferior ha sido analizada con sumo detalle por Reyes (1959, láminas I a IV) en la serranía del Candado llegando al norte hasta el río Salinas. Estas areniscas de la Formación Tranquitas constituyen el cierre sur del anticlinal Ramos en la Cumbre de San Antonio.

El ***Conglomerado Galarza*** se circunscribe exclusivamente al área de desarrollo de las Areniscas Superiores y se correlaciona parcialmente con el ***Conglomerado Petaca***, constituyendo así la base del Terciario Subandino (Ayaviri, 1967).

La Formación Tranquitas en la serranía de Deshecho Chico alcanza 150 m de espesor. Su miembro inferior se caracteriza por areniscas grises y azuladas, que en la parte media son amarillentas, mientras que en su parte superior son blanquecinas y amarillentas.

Ayaviri (1967) correlacionó las Areniscas Superiores con las areniscas de la Formación Petaca y las Areniscas de Transición con la Formación Yecua, aunque esta última unidad tiene facies más arcillosas. Más al norte de la serranía del Candado y en el sector sur de la de Suaruro fueron reconocidas areniscas gris claras a gris amarillentas, con cemento levemente calcáreo, con intercalaciones finas de lutitas verde amarillentas y gris con cierta fisilidad (Márquez, 1986), con espesores que oscilan entre 100 y 380 metros.

En el sector boliviano de la serranía de Aguaragüe está expuesta esta unidad a lo largo del camino Carapari-Yacuiba. La secuencia se inicia con cuatro metros del Conglomerado Petaca con clastos de pedernal negro, cuarcitas grises y fragmentos de caliza, que infrayacen a areniscas blanquecinas y amarillentas, de buena selección, estratificadas en bancos gruesos con delgadas intercalaciones de lutitas castaño rojizas. Las ondulitas indican corrientes procedentes del noroeste. Tienen un espesor de 116 metros. Por encima en este sector se hallan 136 m de lutitas y arcillas castaño oscuras que corresponderían a la Formación Yecua, que infrayacen a las areniscas del Subandino o Chaco inferior.

Formación Yecua (Areniscas de Transición)

En la serranía de Aguaragüe de acuerdo con Ayaviri (1967) esta unidad podría correlacionarse con las Areniscas de Transición. En esta serranía, entre Ojo de Agua y el límite argentino, han sido mapeadas como Formación Yecua por Requena et al. (1989). Está constituida por 35 a 110 m de areniscas gris blanquecinas y pelitas gris verdosas y marrón rojizas de fina estratificación que contrasta con las unidades infra y suprayacentes.

En las pelitas gris verdosas así como en las areniscas amarillentas se citan restos de pelecípodos. Más hacia el sur, ya en territorio argentino, esta unidad se correspondería con los estratos con *Corbicula* sp. o ***Formación Anta*** (Gebhard et al., 1974). Estos representarían una extensa ingresión marina que desde el sur invadió gran parte de lo que actualmente son las Sierras Subandinas y la región de pie de monte adyacente (Ramos y Alonso, 1995).

En la serranía de Bermejo se ha denominado como Areniscas de Transición a una serie de areniscas que se interponen por encima de las Areniscas Superiores (parcialmente Formación Tranquitas) y por debajo de los estratos del Terciario Subandino o Chaco inferior con un espesor de 359 metros.

Su base está marcada, de acuerdo a Hidalgo (1971), por la aparición de las primeras capas rojizas entre las areniscas amarillentas y su tope por la desaparición de estas areniscas amarillentas. En la parte inferior los bancos limosos rojos tienen menos de un metro, mientras que en la parte superior alcanzan más de 3 metros.

Las Areniscas de Transición en el anticlinal de Nogalitos están formadas por bancos gruesos de areniscas de color rojo,

buena selección y grano fino, con estratificación paralela en bancos de 10 a 15 m, que se intercalan con lutitas rojas. Estas areniscas pasan paulatinamente a limolitas y lutitas que caracterizan a la Formación Tariquía.

En el anticlinal de Balapuca al norte del río Bermejo presentan 320 m de espesor, mientras que en la serranía de Deshecho Chico tienen 210 metros. En el sector norte de la serranía de Suaruro, se desarrolla en la base del Terciario un conjunto de areniscas que se correlacionan con esta unidad, separadas del Chaco inferior por un conglomerado, aunque faltan allí las Areniscas Superiores.

En la serranía del Candado y sector sur de la de Suaruro fueron reconocidas por Márquez (1986) como areniscas gruesas a finas, limosas y arcillas interestratificadas de color rojo brillante con espesores que varían de 370 a 880 metros.

Formación Tariquía

Esta unidad propuesta por Ayaviri (1967) en el Subandino Sur entre Pilaya y Bermejo, se correspondería con lo que en el Subandino boliviano y en el sector norte de Argentina se reconoce como depósitos del Chaco Inferior o ***Terciario Subandino inferior***. En territorio argentino habían sido descriptos por Arigós y Vilela (1949) en las serranías de San Antonio y Aguaragüe. Para estos autores los ***Estratos del Chaco*** en conjunto alcanzan entre 4.000 y 10.000 m de espesor.

Los afloramientos de la Formación Tariquía están bien preservados entre Cayotal y Nogalitos en los flancos de un amplio sinclinal. Está constituida por 3.700 m que presentan en la parte inferior un predominio de lutitas que hacia arriba son reemplazadas por areniscas. En esta región, que coincide con el eje deposicional de la cuenca de antepaís, son mucho más potentes que en el sector más oriental.

La Formación Tariquía en la serranía de Deshecho Chico presenta 3.580 m de espesor. Hacia el este en la serranía de Aguaragüe alcanza un espesor más reducido, de sólo 1.400 m (Requena et al., 1989).

Formación Guandacay

Esta unidad (Ayaviri, 1967), reconocida como ***Chaco Superior*** o sección superior del Terciario Subandino, constituye el sinclinal desarrollado entre las serranías de Bermejo y San Antonio, así como entre San Antonio y Aguaragüe. Son areniscas arcillosas y conglomerádicas pardas, rojizo claras y castañas, con clastos de hasta 15 cm de diámetro.

Esta unidad está aflorando en el sinclinal de Tariquía, en las nacientes de la quebrada de Guandacay que constituye su localidad tipo y en la cuesta de Emborozú según Ayaviri (1967), quien así las denominó.

Está compuesta por areniscas y conglomerados dispuestos en bancos, con intercalaciones de lutitas arcillosas rojas. Las areniscas son gruesas y se intercalan con conglomerados medianos con clastos de 1 a 4 centímetros, con litologías pertenecientes a granitos proterozoicos, cuarcitas cámbricas y ordovícicas y areniscas devónicas y carboníferas. Las direcciones de aporte son de oeste hacia el este y correponden a un sistema fluvial de alta energía. Su espesor es de 800 metros.

En la serranía del Candado y Suaruro fueron reconocidas por Márquez (1986) como conglomerados y areniscas conglomerádicas castaño rojizo claras.

Formación Emborozú

Esta unidad (Ayaviri, 1967) se correlaciona con los ***Estratos Jujeños*** del Subandino al sur del río Bermejo. Su localidad tipo corresponde al eje del sinclinal de Tariquía y debido a sus características litológicas forma la serranía de Emborozú, al norte del mencionado río. Se diferencia de la unidad anterior por el tamaño y frecuencia mayor de los conglomerados, dado que sus clastos alcanzan hasta 10 y 20 cm, encontrándose bloques de hasta un metro de diámetro. Tiene los mismos componentes clásticos de la unidad anterior pero con una granometría mayor. Alcanzan 1.100 m de espesor según Ayaviri (1967).

Hacia el techo la laminación pasa de conspicua a caótica, así como se nota un continuo aumento del tamaño de los clastos. Cerca del tope se individualiza una toba gris clara coronada por arcillas rojizas tobáceas. La secuencia se halla truncada por sedimentos conglomerádicos cuaternarios.

Bonarelli (1913) fue el primero en correlacionar los conglomerados de Campo Durán con los Estratos Jujeños de Steinmann, criterio no compartido por Arigós y Vilela (1949).

Las mejores exposiciones están en el sector oriental, donde se continúan en las lomas de Campo Durán y Madrejones. En esta localidad a lo largo del río Itiyuro han sido descriptas por Bonarelli (1913) y Arigós y Vilela (1949). Si bien litológicamente se pueden correlacionar las facies psefíticas de Campo Durán con la Formación Emborozú, dado el avance hacia el este de estas facies proximales, es probable que las facies de Campo Durán sean más jóvenes que las del río Bermejo.

EDAD DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

Los estudios estratigráficos basados en la polaridad magnética, apoyados por dataciones absolutas por trazas de fisión realizados en los depósitos piroclásticos asociados, han permitido establecer las bases de la cronoestratigrafía terciaria. Los recientes estudios realizados en la cuenca subandina por Hernández et al. (1996), en la sección del río Iruya (Figuras 3 y 4) han demostrado que las secuencias sinorogénicas deformadas en el segmento norte del Sistema Subandino, tienen edades comprendidas entre 16 y 0,25 Ma con un espesor total de 7.500 metros.

La magnetoestratigrafía de la sección del río Iruya presentada por Hernández et al. (1996), permite establecer con precisión el desarrollo de ciclos tectosedimentarios asociados al levantamiento de la faja plegada y corrida interna correspondiente a la Puna y Cordillera Oriental (Figuras 4 y 5).

El inicio de la sedimentación en este segmento ha sido registrado a los 16 Ma con la depositación de la Formación Tranquitas. Esta unidad se correlacionaría con los depósitos de sincrecimiento de la Formación Pisungo en la cuenca de Tres Cruces. El sector occidental subandino fue un elemento positivo para la ingresión Paranense ubicada entre los 13 y 14 Ma por Reynolds et al. (1994). Esta ingresión se halla representada por la Formación Yecua que se registra en el Sistema Subandino oriental y llega hacia el norte por lo menos a la latitud de Santa Cruz de la Sierra (Ramos y Alonso, 1995).

El primer ciclo de depositación comienza con una tasa de sedimentación de 0,36 mm/a y culmina entre los 12,8 y los

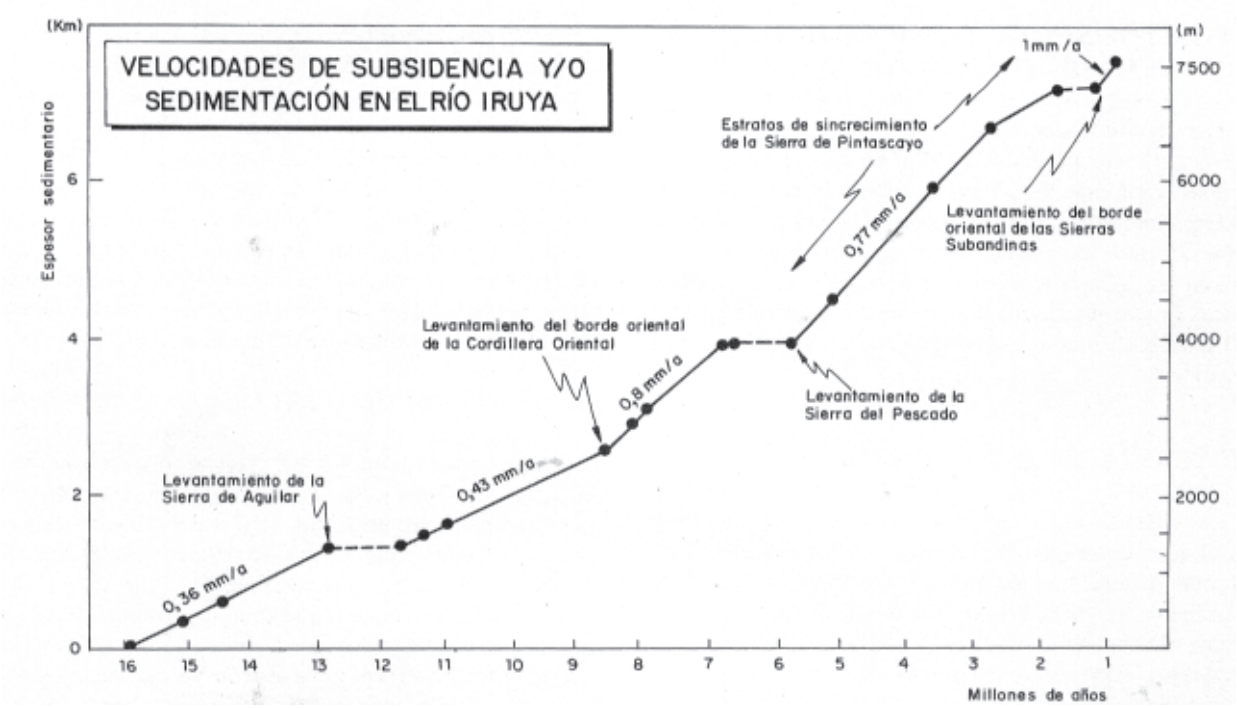


Figura 4. Velocidades de subsidencia y/o sedimentación basada en los estudios magnetoestratigráficos de Hernández et al. (1996) en la sección del río Iruya.

11,5 Ma con la depositación de niveles correlacionables con las secuencias de la Formación Tariquía. Esta interrupción coincidiría así con la discordancia entre los flujos ignimbríticos del volcán Chipas (12 Ma) y los depósitos terciarios deformados de la cuenca de Tres Cruces. Esto permitiría interpretar que en el sector subandino se registra la sedimentación por carga tectónica de corrimientos como la falla Aguilar Este (Gangui, 1998) que llevan al inicio del segundo ciclo de sedimentación con velocidades de subsidencia mayores de hasta 0,43 mm/a en la cuenca de antepaís, correspondiendo quizás a la depositación de las primeras tobas grises en la cuenca subandina (Hernández et al., 1996). Este ciclo tiene una interrupción a los 8,5 Ma debido a un nuevo avance de la faja de corrimientos de la Cordillera Oriental, definiéndose así el levantamiento del Sistema Subandino (Figura 5) y un incremento de las tasas de subsidencia a 0,8 mm/a. Este marcaría el inicio de la barrera climática y el desarrollo del frente subandino como barrera geomórfica.

A los 6,9 Ma se levantaría la sierra del Pescado, siendo la tasa de subsidencia afectada por la posición estructural de los estratos de crecimiento. En este ciclo comenzaría la sedimentación de la Formación Guandacay. La tasa máxima de subsidencia se registra en los sinclinales con 0,77 mm/a (Hernández et al., 1996). Entre los 2,5 y los 1, 8 millones de años se produjo el levantamiento de las sierras del Pescado y Pintascayo (o Deshecho Chico) con una baja tasa de sedimentación en la sección del río Iruya, que culmina con tasas de 1 mm/a, en forma previa a la canibalización y deformación del sector occidental de la cuenca. Si se aceptara una sincroneidad longitudinal de la cuenca, la Formación Emborozú se habría comenzado a depositar a los 3,5 Ma.

Con posterioridad a los 1,8 Ma se habrían levantado las sierras de San Antonio y Aguaragüe, formándose los depósitos proximales de Campo Durán y Madrejones. La estructuración continúa en el Cuaternario en el frente tectónico de Ipaguazú, estructura al este de Campo Durán, para pasar en el Holoceno al anticlinal de Jollín. Esta estructura de crecimiento en plena llanura salteña está ubicada a 20 km al este de la anterior (Mujica y Zorzín, 1996) y sus sedimentos sinorogénicos recién comienzan a formarse. La estructura de Jollín coincide con el frente orogénico sismotectónicamente activo, ya mencionado por Suayter (1983) al este de Tartagal.

Cuando se integran el levantamiento e historia de sedimentación de la cuenca de antepaís subandina con las de la Puna se observa que hay sólo un traslape parcial con las secuencias basales (Figura 5). La cuenca subandina habría sido una región positiva durante la sedimentación de la Formación Moreta entre los 28 y 20 Ma en la cuenca de Pozuelos. Las secuencias miocenas medias serían equivalentes al relleno posterior de Pozuelos, la Formación Pisungo en Tres Cruces y la Formación Tranquitas en el subandino. Si bien las cuencas son de subsidencia flexural, la mecánica del relleno sería diferente en la Puna, dado que estuvo controlada por corrimientos de vergencia occidental. La cuenca de Tres Cruces presenta en su borde occidental un corrimiento póstumo de vergencia oriental, el que se desarrolla fuera de secuencia, durante el Mioceno superior y el Plioceno, en forma concomitante a la estructuración de la cuenca subandina. Ésta sería así una típica cuenca de antepaís, que se inicia en el sector occidental y prograda hacia el este, quedando parte de sus depósitos parcialmente canibalizados o levantados en su sector interno.

Recientemente Mosquera (1999) ha analizado la evolución del sector subandino externo a través de sus estratos de crecimiento, mostrando la recurrencia de los levantamientos durante el Cuaternario. Estos depósitos estarían representados por la Formación El Simbolar (1,5 a 0,25 Ma), que comprendería a las secuencias de tope de cuña (*wedge top* sensu DeCelles y Gilest, 1996), mostrando la actividad fuera de secuencia y traslapante entre los corrimientos más externos del sistema subandino.

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO DE TRANSICIÓN (24º -27º S)

Los depósitos sinorogénicos del sistema Puna Austral-Cordillera Oriental-Santa Bárbara se reconocen en una serie de cuencas internas de la Puna conocidas como cuencas de Arizaro, Antofalla y Pastos Grandes (Figura 6), asociadas temporalmente en sus estadios medios y finales a las cuencas terciarias de la Cordillera Oriental. Entre estas se destacan las cuencas Calchaquí, Lerma, San Pedro y Metán, depocentros que hacia el este fueron parte de una única cuenca de antepaís pampeana.

CUENCAS DE LA PUNA AUSTRAL

Las cuencas de Arizaro y Antofalla, cuyo relleno fuera parcialmente descripto por Turner (1960) han sido identificados como depocentros individuales por Salfity et al. (1996) con rellenos mayores a 4 km de depósitos sinorogénicos. Durante el neógeno estas cuencas podrían haber sido transportadas pasivamente como cuencas de *piggy-back* de acuerdo a la propuesta de Monaldi et al. (1993).

Cuencas similares en Chile a estas latitudes, como la cuenca de Atacama, han sido interpretadas como formadas por fenómenos extensionales por Flint et al. (1993).

Al este de las anteriores la cuenca de Pastos Grandes ha sido caracterizada por Alonso (1993) quien sobre la base de la estratigrafía establecida por Turner (1960), reconoció una secuencia paleógena correspondiente a la ***Formación Geste***, sobre la base de la presencia de vertebrados fósiles (Alonso et al., 1988). Esta secuencia es cubierta por la ***Formación Pozuelos*** (7,6 ± 1,1 Ma) y la ***Formación Sijes*** (6,81 a 6,25 Ma) cuyas dataciones muestran una edad miocena tardía según Alonso (1993). Estas unidades alojan importantes cuerpos salinos, tanto de halita como de boratos, indicando el desarrollo de cuencas endorreicas en el interior de la Puna. Sobre estas unidades se apoyan los conglomerados que según la propuesta de Alonso y Gutiérrez (1986) corresponderían a la ***Formación Singuel*** (4,0 ± 0,2 Ma) de edad pliocena, que marcan un nuevo levantamiento de la comarca.

CUENCAS DE LA CORDILLERA ORIENTAL

El relleno paleógeno descripto en la región de la Puna ha sido también identificado en la cuenca Calchaquí donde estaría representado por la ***Formación Quebrada de Los Colorados*** (Figura 7). Esta unidad ha sido interpretada como correspondiente al inicio de esta cuenca de antepaís por Galli (1995).

El relleno del ***Grupo Payogastilla*** que caracteriza a la cuenca Calchaquí ha sido estudiado por Díaz y Malizia (1984) y Díaz et al. (1987, 1989), quienes sobre la base de las paleocorrientes dominantes identifican una procedencia desde el este para la ***Formación Angastaco***, base del Subgrupo Metán y correlacionable con la ***Formación Río Seco*** de los depocentros más orientales. Estos autores identifican que en sus inicios la sedimentación neógena era continua entre las cuencas de Calchaquí y Metán (Figura 7). En la más occidental se acumularon los depósitos sinorogénicos de mayor energía mientras que en Metán se depositaban sedimentos distales de menor energía. Los estudios de Grier y Dalmeyer (1990) permitieron establecer una edad de 13,4 ± 0,4 Ma para la base del Subgrupo Metán en el valle Calchaquí. En el Mioceno medio se habrían establecido los umbrales que separarían las cuencas de Calchaquí, Lerma y Metán, correspondientes a los umbrales de Lerma y Los Gallos (Galli, 1995). Es interesante marcar que estos umbrales fueron descriptos por Salfity (1982) para el Grupo Salta y fueron posteriormente reactivados en el Mioceno medio. Su origen se deben a pilares (*horsts*) extensionales que fueron levantados como retrocorrimientos por inversión tectónica durante la deformación cenozoica (Cristallini et al., 1997).

CUENCAS DEL SISTEMA DE SANTA BÁRBARA

La cobertura del sector más oriental correspondiente a las cuencas de Metán y San Pedro (Figura 6) está compuesta principalmente por depósitos del Terciario medio a superior que en la literatura habían sido englobados con el nombre de Terciario Subandino y que actualmente se ubican en el ***Grupo Orán*** (Figura 8), al que se lo subdivide en dos subgrupos de acuerdo con lo propuesto por Gebhard et al. (1974) y Russo y Serraiotto (1979) (véase Cuadro 1). Varias secciones representativas de la cuenca de Metán fueron analizadas por Galli (1995) y las de la cuenca de San Pedro, entre Güemes y la Lumbrera, por Gómez Omil y Albariño (1996).

Subgrupo Metán

Comprende a una serie de depósitos continentales que se depositaron con posterioridad a la fase incaica de deformación, responsable de la discordancia que los separa del Subgrupo Santa Bárbara.

Este subgrupo ha sido dividido por Gebhard et al. (1974) en tres formaciones para el sector oriental de la comarca bajo estudio. Sin embargo en los depósitos del sector occidental, si bien se puede reconocer la litología característica de estos dos subgrupos, la identificación de las correspondientes formaciones es más aleatoria. En este sector aflora una unidad basal, la Formación Carahuasi de acuerdo con Ruiz Huidobro (1968), que sería parcialmente equivalente con la Formación Río Seco y quizás parte de la Formación Anta.

Formación Carahuasi*:* Esta unidad fue reconocida en la vertiente oriental de la sierra de Mojotoro y en el núcleo del anticlinal Cuchuma. Comprende a areniscas rojo-ladrillo y castaño claras que en el sector oriental alcanzan unos 250 m de potencia (Ruiz Huidobro, 1968) que se asientan sobre las margas del Subgrupo Santa Bárbara.

Formación Río Seco*:* Comprende una sección basal de areniscas rojas, a veces con un conglomerado basal de hasta un metro, que se asientan en discordancia sobre las pelitas de la Formación Lumbrera o términos más antiguos. Aflora en forma casi continua en los faldeos orientales de la sierras de González y La Lumbrera y en el braquianticlinal del río Cañas.

Se caracteriza por su naturaleza más resistente a la erosión en comparación al relieve mayormente negativo de la Formación Lumbrera, sobre la que se apoya.

Sus espesores varían entre 200 y 300 m entre los arroyos Los Noques y González y corresponden a depósitos de ambientes fluviales. Por su posición en la secuencia se atribuye a los mismos una edad miocena inferior (Gómez Omil y Albariño, 1996).

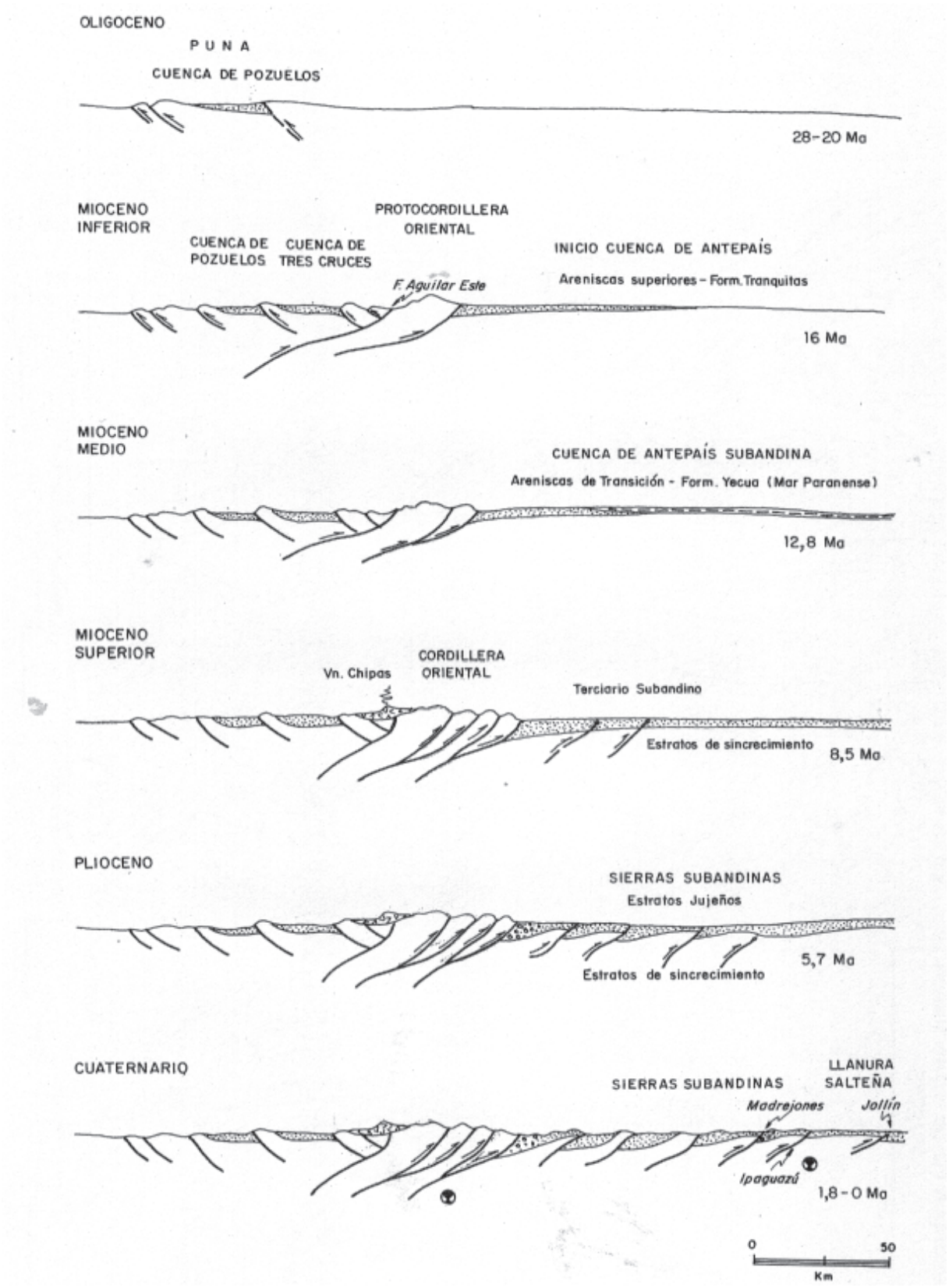


Figura 5. Secciones esquemáticas que muestran la secuencia de levantamiento entre la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Formación Anta*:* Comprende una secuencia de areniscas finas y pelitas de colores rojizos y verdes. La sección tipo se ubica a unos 5 km al oeste del caserío del Piquete. Se asienta en concordancia sobre la anterior y tiene una distribución similar, aunque también aparece en los núcleos de los anticlinales más orientales. Presenta una expresión topográfica

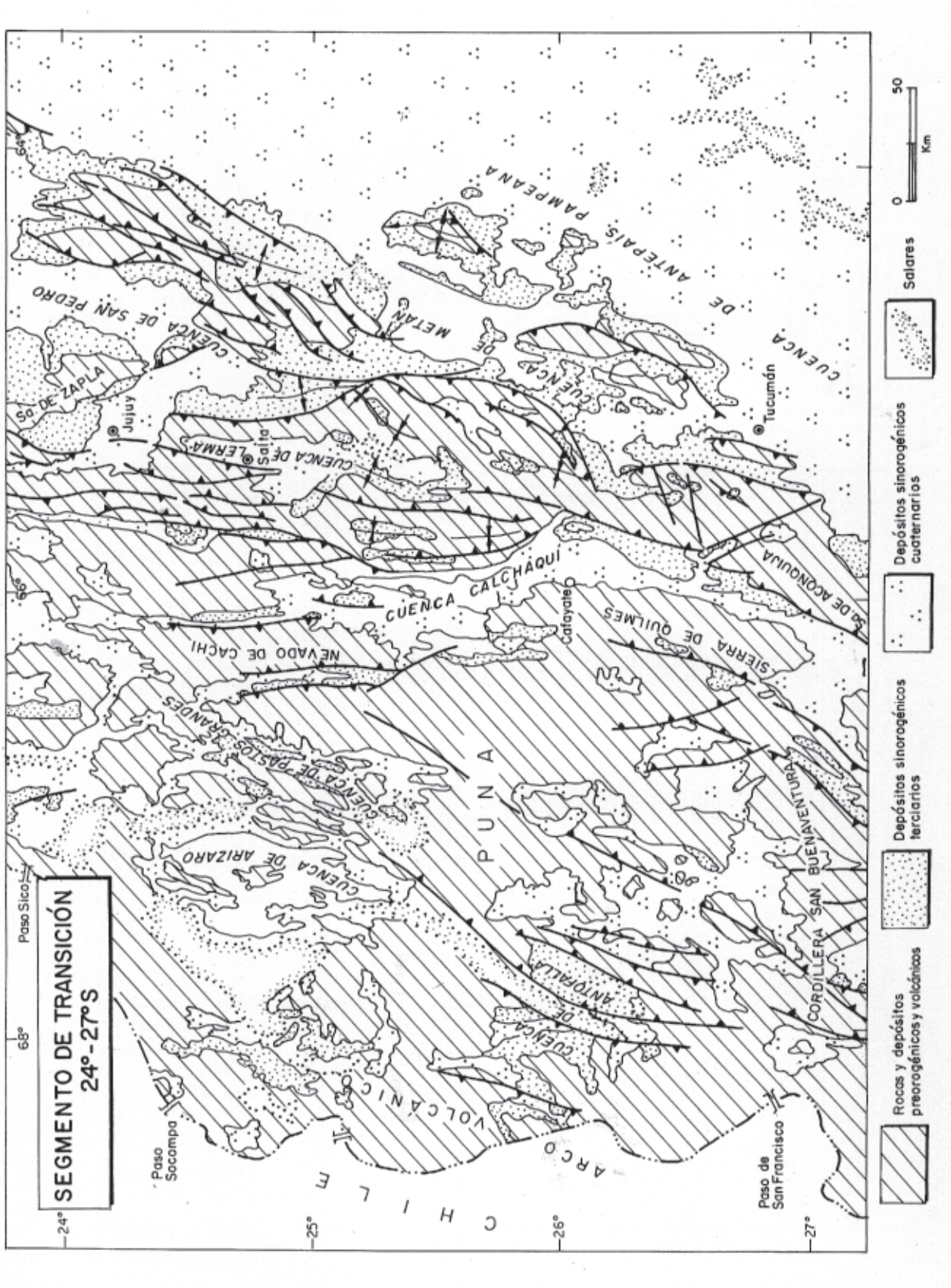


Figura 6. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos en la Puna, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara.

CUADRO 1

	GRUPO ORÁN (*)	Espesor (m)
Subgrupo Jujuy	Formación Piquete	>870
	Formación Río Guanaco	2.120
Subgrupo Metán	Formación Quebrada Jesús María	500
	Formación Anta	600
	Formación Río Seco	200

(*) Según Gebhard et al.(1974).

negativa en comparación a la unidad anterior, dado su menor resistencia relativa a la erosión.

Está compuesta por areniscas muy finas hasta medianas, que se interponen con arcilitas, limolitas y margas de colores rojos, verdes y hasta grises. En ciertos sectores se encuentran intercaladas calizas oolíticas y arenosas de colores pardos a verdes ya reconocidas por Schlagintweit (1937) sobre el río Juramento. Hay además niveles de yeso descriptos para la comarca por Stappenbeck (1921) y depósitos tobáceos. El espesor de la unidad varía entre 500 y 700 m; ocasionalmente puede alcanzar hasta 1.000 metros.

La edad de esta unidad sería oligocena, si se acepta la edad radimétrica obtenida en una toba de la formación sobreyaciente. Sin embargo si se tiene presente la correlación con la Formación Yecua de Bolivia y la San José de los Valles Calchaquíes, donde se han hallado restos de foraminíferos marinos, tendría una edad más joven, hasta miocena media. Esta ingresión correspondería a un efímero episodio marino al que se relacionaba clásicamente las «capas con *Corbicula* sp.». Los depósitos representarían un ambiente de *sabkha*, con aguas salobres, que sólo ocasionalmente habrían estado conectado con ambientes marinos procedentes del Atlántico. Es parte de una ingresión a escala continental que abarcó la mayor parte de la región preandina desde el centro del país, hasta por lo menos Bolivia. Cuando se integra con otras ingresiones miocenas medias se destaca la importancia de esta ingresión marina (Ramos y Alonso, 1995).

Esta ingresión probablemente relacionada con un nivel de mar alto, en la región bajo estudio sería responsable del anegamiento del sistema fluvial y el desarrollo de depósitos fluviolagunares, con eventual desarrollo de calizas oolíticas y depósitos evaporíticos (Ramos y Alonso, 1995).

En el río Piedras se han encontrado nuevamente foraminíferos que confirmarían la filiación paranense de esta ingresión (Galli et al. (1996).

Sobre la base de los estudios magnetoestratigráficos Galli et al. (1996) le asignan una edad miocena media.

***Formación Quebrada Jesús María**:* Esta unidad definida por Gebhard et al. (1974) se apoya en concordancia sobre la unidad anterior. Se compone de una secuencia de areniscas y pelitas rojas que alcanzan en su localidad tipo, el río homónimo, unos 540 metros.

Presenta niveles de conglomerados intraformacionales así como bancos de toba biotítica de reducido espesor. Tiene una expresión topográfica positiva, que contrasta con la de la Formación Anta. Tiene escasos restos de vertebrados fósiles indeterminables. Su ambiente de depositación corresponde a un sistema fluvial con cursos anastomosados y de baja energía, con desarrollo de extensas llanuras aluviales.

Su edad se asigna al Mioceno medio.

Subgrupo Jujuy

Esta denominación establecida por Steinmann et al. (1904), formalizada por Ruiz Huidobro (1968) como Formación Jujuy, fue elevada a nivel de subgrupo por Gebhard et al. (1974).

Comprende un marcado cambio del régimen de sedimentación a condiciones de mayor energía como consecuencia de la fase Quechua, en la región orogénica más occidental. En la comarca se la divide en dos unidades.

***Formación Río Guanaco**:* Corresponde a la Serie o Complejo Conglomerádico de los geólogos de YPF. Se apoya en discordancia erosiva sobre la unidad anterior. Está compuesta por areniscas y conglomerados de baja consolidación, selección y laminación irregular. La procedencia de los clastos es de arenitas cuarzosas paleozoicas predominantes.

El espesor oscila alrededor de los 2.000 m, aunque hacia el norte disminuye en el río del Valle hasta unos 800 metros. Presenta escasos niveles de tobas, las que han dado edades entre 11,6 y 8 Ma lo que permite asignarla al Mioceno medio a superior.

Esta unidad se ha depositado en ambientes fluviales de alta energía que marcan un levantamiento de las áreas de aporte del sector más occidental en forma previa a su depositación.

***Formación Piquete**:* Comprende una serie de depósitos de conglomerados y areniscas de color castaño rojizo definidas por Mauri (1944) en las cercanías de la localidad homónima y formalizada como tal por Gebhard et al. (1974).

Se compone dominantemente de conglomerados en los cuales aparecen clastos de calizas estromatolíticas y dolomías de la Formación Yacoraite en forma frecuente. Su espesor varía de 200 a 400 m hasta 800 m, estando su techo casi siempre erosionado.

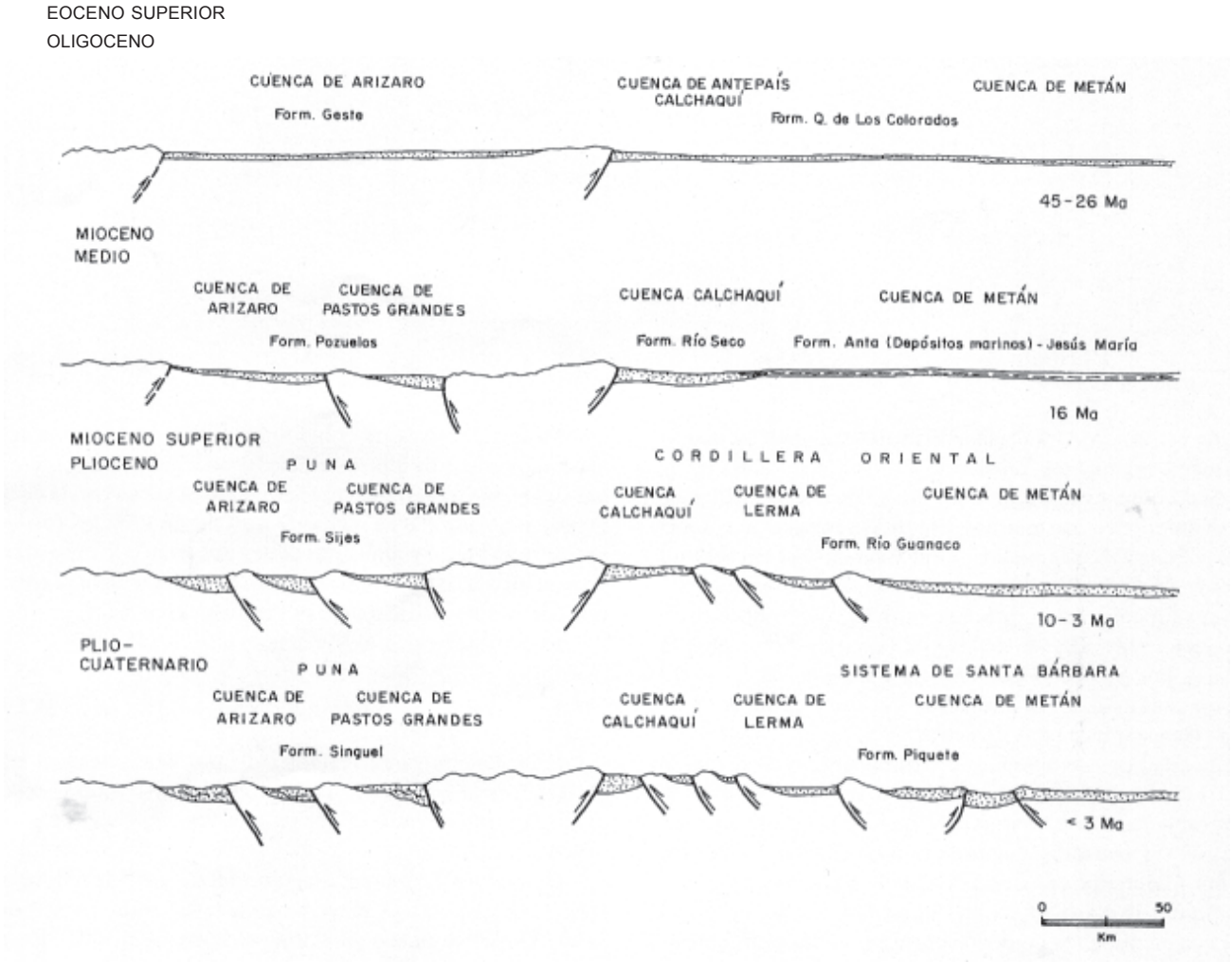


Figura 7. Secciones esquemáticas que muestran la secuencia de levantamiento entre la Puna Austral, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara.

En la región se han hallado restos de mamíferos que permiten asignarla al Plioceno (Peirano, 1957, Bossi, 1969 y Arias et al., 1978).

Su ambiente de sedimentación corresponde a un sistema fluvial proximal de mayor energía que la unidad anterior, lo que está indicando una mayor proximidad de la zona de aporte, que ya incluye levantamiento de los estratos del Grupo Salta.

EDAD DE LOS DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

La magnetoestratigrafía realizada por Galli et al. (1996) permite establecer la velocidades de sedimentación en la subcuenca de Metán, más precisamente en la sección del río Piedras (Figura 9). Si bien los datos geocronológicos y paleomagnéticos son escasos y se reducen a esta sección, se puede inferir en líneas generales el comportamiento de la cuenca de antepaís.

La deformación compresiva del Eoceno superior produjo posiblemente depocentros aislados, reconocidos como cuencas de intrarco (Jordan, 1984) o de intraplateau (Jordan y Alonso, 1987). En este trabajo se los identifica como cuencas de antepaís independientes, resultado de la carga tectónica generada en el sector chileno adyacente (Mpodozis y Ramos, 1990).

La deformación neógena es responsable del desarrollo del actual sistema de antepaís. Esta se inicia en la Puna con una serie de retrocorrimientos en la cuenca de Pastos Grandes, inferidos a partir de las facies descriptas por Alonso (1993). Casi sincrónicamente se inicia la depositación del Subgrupo Metán en la cuenca Calchaquí con facies proximales, equivalentes a la Formación Anta y Jesús María de la cuenca de Metán. En este momento ingresó a la región la transgresión paranense (13,5 Ma). La subsidencia en la cuenca de Metán variaba de 0,12 a 0,25 mm/a, indicando que el frente de corrimientos estaba aún lejos de la cuenca (Figura 9).

En el Mioceno tardío se segmentó la cuenca de antepaís en varios depocentros, lo que se refleja en el incremento de la tasa de subsidencia de la Formación Río Guanaco, que se eleva a 0,31 mm/a. Sin embargo, el frente de corrimiento se hallaba aún al oeste de la cuenca de Metán, la que es fragmentada y parcialmente canibalizada durante el Plioceno (compá-

rense las asignaciones temporales de las Figuras 7 y 9). Cuando esta deformación acontecía en el frente de corrimientos, la reactivación de las antiguas estructuras internas de la Puna Austral, originaron la sedimentación de la Formación Singuel (Alonso, 1993).

Cuando se compara la evolución del segmento norte (22º -24º S) con el de transición (24º-27º), se ve que el desarrollo *piggy-back* en la secuencia de estructuras hacia el antepaís, es más irregular en el segmento de transición. En este, la deformación de tipo piel gruesa (*thick-skinned*) ha controlado que las sucesivas reactivaciones levanten casi simultáneamente la región interna de la Puna Austral con el sector externo de la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara.

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO CENTRAL (27º - 33º S)

Este segmento comprende los depósitos sinorogénicos del segmento de subducción subhorizontal, que abarca el sistema de Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas, originando numerosos depocentros y las secuencias cenozoicas más potentes de la Argentina. En este segmento se reconocen las cuencas del Valle del Cura (Limarino et al., 1998), Iglesias (Beer et al., 1990), Vinchina (Ramos, 1970), Bermejo (Jordan et al., 1988, 1993; Fernández y Jordan, 1996), Jocolí (Comínguez y Ramos, 1991; Ramos et al. 1997) y Pagancillo (Malizia et al., 1995a y b), entre otras (véase Figura 10). De las numerosas cuencas existentes en este segmento se describirán sólo los depocentros principales, y aquellos donde existe una adecuada información.

CUENCA DEL VALLE DEL CURA

Esta cuenca se desarrolla entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, de acuerdo a lo propuesto en el capítulo 3 (Ramos, este volumen). El ordenamiento de las diferentes secuencias estratigráficas fue propuesto por Aparicio (1975, 1984). La región ha sido posteriormente levantada por Nullo y Marín (1990) y Marín y Nullo (1988), quienes formalizaron la estratigrafía de la región. Con posterioridad Limarino et al. (1998) realizaron un estudio sedimentológico y las primeras dataciones radimétricas y bioestratigráficas de la secuencia.

La sucesión sedimentaria cenozoica se inicia con la ***Formación Tobas Valle del Cura***, formada por tobas, conglomerados, arenitas tobáceas y líticas, con esporádicas intercalaciones de tobas e ignimbritas (Limarino et al., 1998). Por encima en discordancia angular le siguen conglomerados, areniscas y pelitas rojas, que hacia el techo presentan una mayor participación de areniscas grises, potentes niveles de yeso e intercalaciones pelíticas. La secuencia termina con la ***Formación Los Bañitos***, secuencia abigarrada de conglomerados, areniscas, brechas y escasas tobas, en posición subhorizontal y discordante sobre las anteriores.

En la secuencia inferior han sido datadas dos tobas que arrojaron una edad de 45 ± 2,0 Ma y 44 ± 2,0 Ma (Eoceno medio). En la sección superior de la Formación Tobas Valle del Cura se han obtenido edades de 34 ± 1,0 Ma. Hacia el sur de la anterior una intercalación andesítica en estas tobas arrojó una edad de 36 ± 1,0 Ma, ambos valores correspondientes al Eoceno tardío (Limarino et al., 1998). Otra edad correspondiente a una andesita intercalada en la parte superior ***Formación La Ollita*** arrojó una edad de 16 ± 1,0 Ma, que

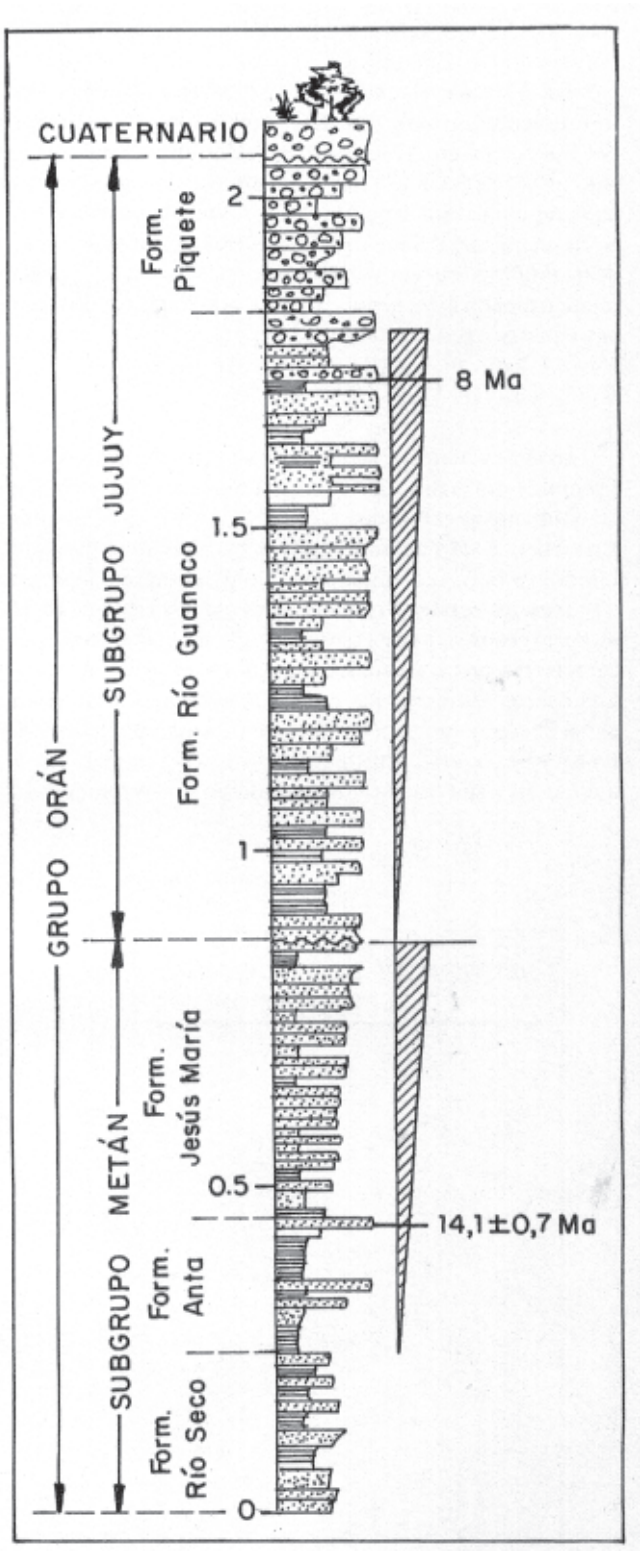


Figura 8. Columna estratigráfica representativa del Grupo Orán en el río Piedras, Sistema de San Bárbara. Las unidades y las secuencias están basadas en Galli et al. (1996).

permitiría ubicar esta unidad en el Mioceno medio, dato coincidente con la edad de la microflora estudiada en esta unidad por Barreda et al. (1998).

Sobre esta base se puede reconocer una sedimentación paleógena inicial, que es cubierta por depósitos miocenos. Estos depósitos y sus niveles yesíferos se correlacionan con la ingresión marina del paranense, detectada más al sur en la cuenca de Manantiales por Pérez et al. (1996). Con posterio-

ridad a la deformación principal se deposita en el Plioceno la Formación Los Bañitos.

Estas secuencias paleógenas se han reconocido en territorio argentino al norte de los 30º exclusivamente en la región del Valle del Cura. A lo largo de la Cordillera Principal han sido nuevamente detectadas en territorio chileno adyacente, en la región del río Tinguiririca, aproximadamente a los 35º S, en secuencias sedimentarias y volcaniclásticas con restos de mamíferos de esa edad. Dataciones Ar/Ar en basaltos intercalados en la secuencia han arrojado edades de 36,2 ± 0,2 Ma (Charrier et al., 1996).

CUENCA DE VINCHINA

Este depocentro se desarrolla al pie de la Cordillera Frontal y formaba una cuenca única con los depósitos actualmente preservados en el pie oriental del Famatina. Esta cuenca de antepaís registra los máximos espesores aflorantes para el Neógeno de la región andina de Argentina, con un depocentro en el arroyo del Yeso con 10.260 m de espesor expuesto (Ramos, 1970). La secuencia se caracteriza por areniscas pardo moradas de grano fino y laminación entrecruzada de la ***Formación Vinchina*** que en su sección superior presentan algunos conglomerados lentiformes con los primeros clastos de volcanitas. La unidad superior está caracterizada por conglomerados y tobas (Figura 11) correspondientes a la ***Formación Toro Negro*** (Turner, 1964a). En esta última unidad se han encontrado mamíferos fósiles asignables al Huayqueriense (Pascual en Ramos, 1970). Esta asignación es corroborada por las edades de 7,3 Ma para la sección superior de la Formación Vinchina (Figura 12) y 4,3 Ma para el límite entre esta unidad y la Formación Toro Negro (Ramos et al., 1988).

Estas secuencias terciarias, cuando analizadas en sentido longitudinal, permiten verificar el diacronismo en el levantamiento de las Sierras Pampeanas aledañas. Asi, aproximadamente a los 7,3 Ma comienza el levantamiento de la sierra del Espinal, para recién a los 4,3 Ma traslaparse con un rápido levantamiento de la sierra de Toro Negro. Con posterioridad, en algún momento del Plioceno superior, se levantaría la sierra de Famatina fragmentando la cuenca de Vinchina en los dos depocentros que actualmente se registran al este y oeste del Sistema de Famatina.

Las secuencias pleistocenas de la ***Formación Santa Florentina*** (De Alba, 1954) cubren en discordancia angular a las anteriores.

CUENCAS DEL BERMEJO Y PAGANCILLO

La cuenca de antepaís del Bermejo es una de las mejores estudiadas de la región andina. Los estudios magneto-

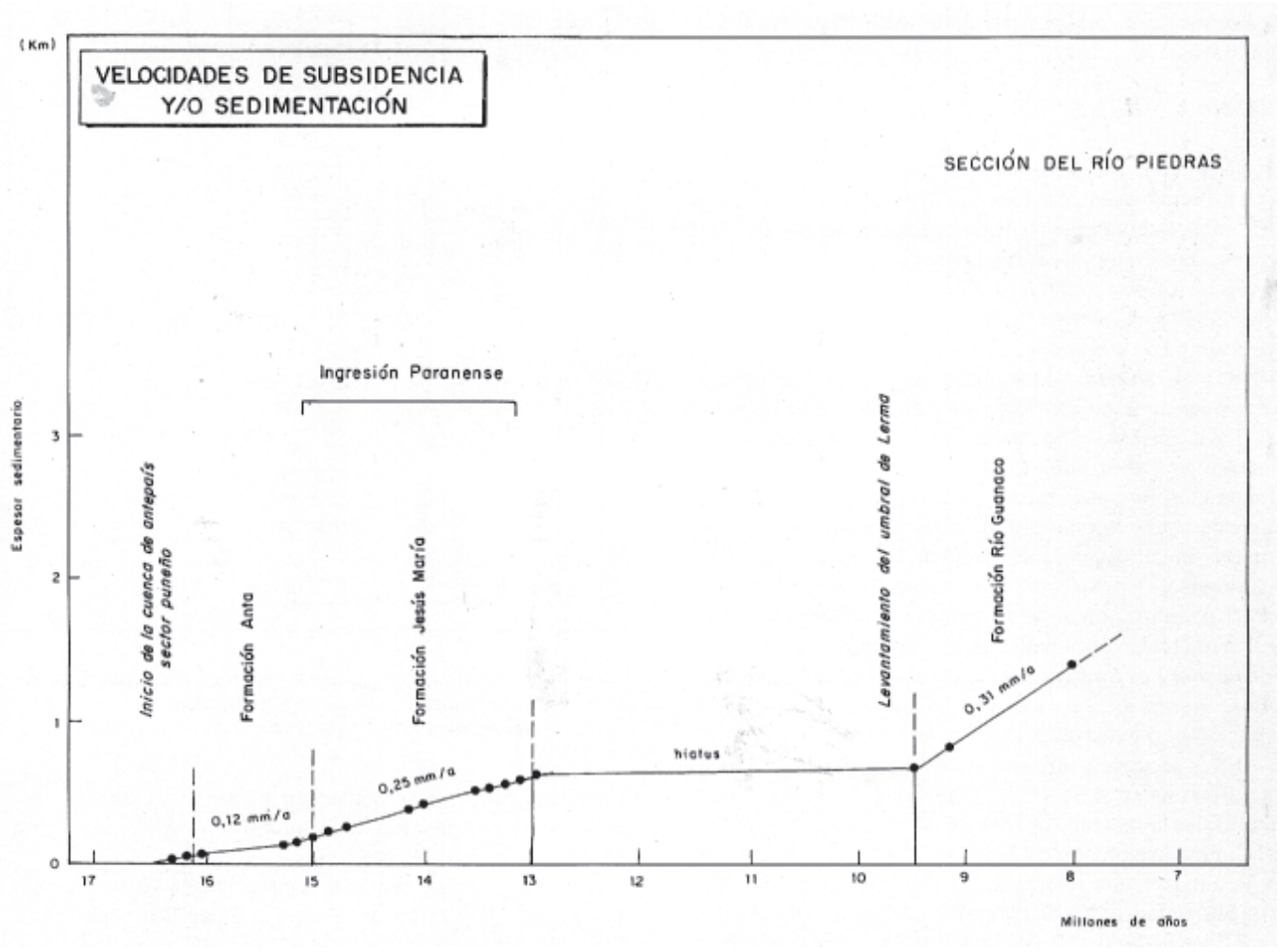


Figura 9. Velocidades de sedimentación y/o subsidencia en la sección del río Piedras, cuenca de Metán. Basado en Galli (1995).

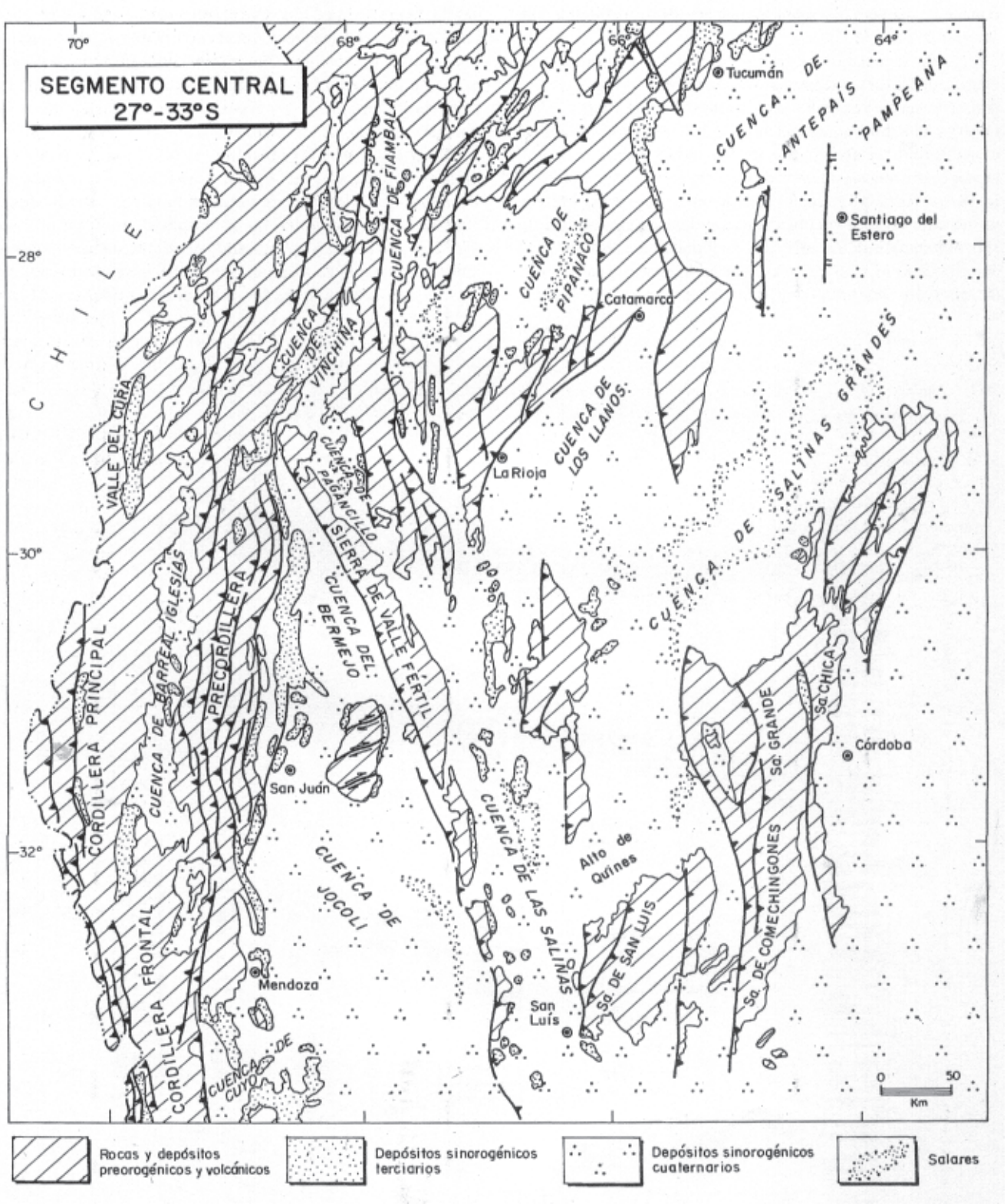


Figura 10. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos en las Cordilleras Principal y Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas entre los 27° y 33° S.

estratigráficos, en combinación con estudios sedimentológicos y de procedencia, han permitido establecer la evolución de los depósitos sinorogénicos y los tiempos de levantamiento de la faja plegada y corrida asociada (Johnson et al., 1984; Jordan et al., 1988, 1989, 1990, 1993, 1997; Reynolds et al., 1987, 1990; Damanti, 1989, entre otros).

Las secuencias de esta cuenca con espesores superiores a los 9.000 m comienzan con la ***Formación Quebrada del Jarillal***, con depósitos de areniscas que pasan a las fangolitas de la ***Formación Huachipampa***. Esta unidad es sobrepuesta por la ***Formación Quebrada del Cura*** que muestra la intercalación de areniscas y pelitas que culminan con la ***Formación Río Jáchal***. Esta última unidad tiene una sección inferior dominantemente pelítica con tobas intercaladas y una sección superior de mayor energía dominada por conglomerados y pelitas en forma subordinada (Cuerda et al., 1981). En discor-

dancia se apoyan los conglomerados de la ***Formación Mogna*** (Figura 11).

Es interesante destacar que cuando se comparan la energía de las facies sedimentarias (secciones de la Figura 11) con las tasas de sedimentación ilustradas en la figura 13, se observa una buena correlación. Los períodos de máxima carga tectónica están vinculados con altas tasas de sedimentación, pero con sedimentos de baja energía. Un ejemplo son las pelitas de la Formación Huachipampa, que coinciden con un período de rápida subsidencia, indicando un estadio de subcolmatación de la cuenca. Este contrasta con la unidad anterior de mayor energía, pero que se depositó en un período de relativa tranquilidad del frente orogénico (véase Jordan, 1995). Esto está indicando que la irrupción de conglomerados en la cuenca, está más relacionada con períodos de tranquilidad, cuando la subsidencia es mínima, más que con períodos de tectónica activa y levantamiento, cuando la rápida subsidencia impide la progradación de las facies hacia el antepaís (Jordan y Flemings, 1990).

Si se comparan las secciones de las Juntas, correspondiente a la parte más occidental y proximal de la cuenca de Bermejo, con la de Huaco, ubicada en la parte media de la cuenca, y las del Campó de Talampaya, en el sector más distal, se puede analizar el comportamiento de la cuenca de antepaís antes de su fragmentación. El sector proximal de Las Juntas está marcando el inicio del levantamiento

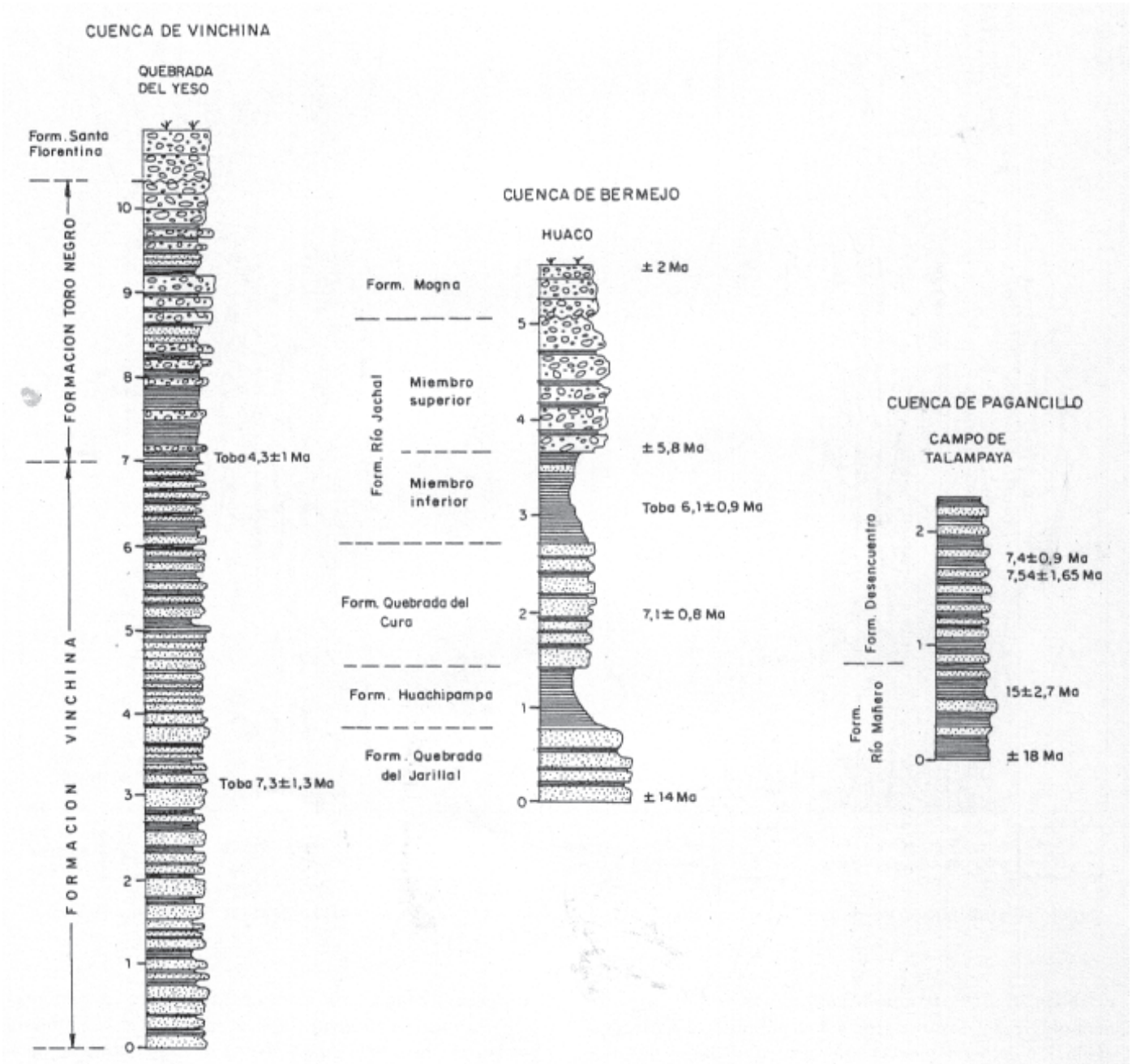


Figura 11. Secciones estratigráficas comparativas entre las cuencas de Vinchina, Bermejo y Pagancillo (basadas en Ramos, 1970; Johnson et al., 1986 y Malizia et al., 1995 a).

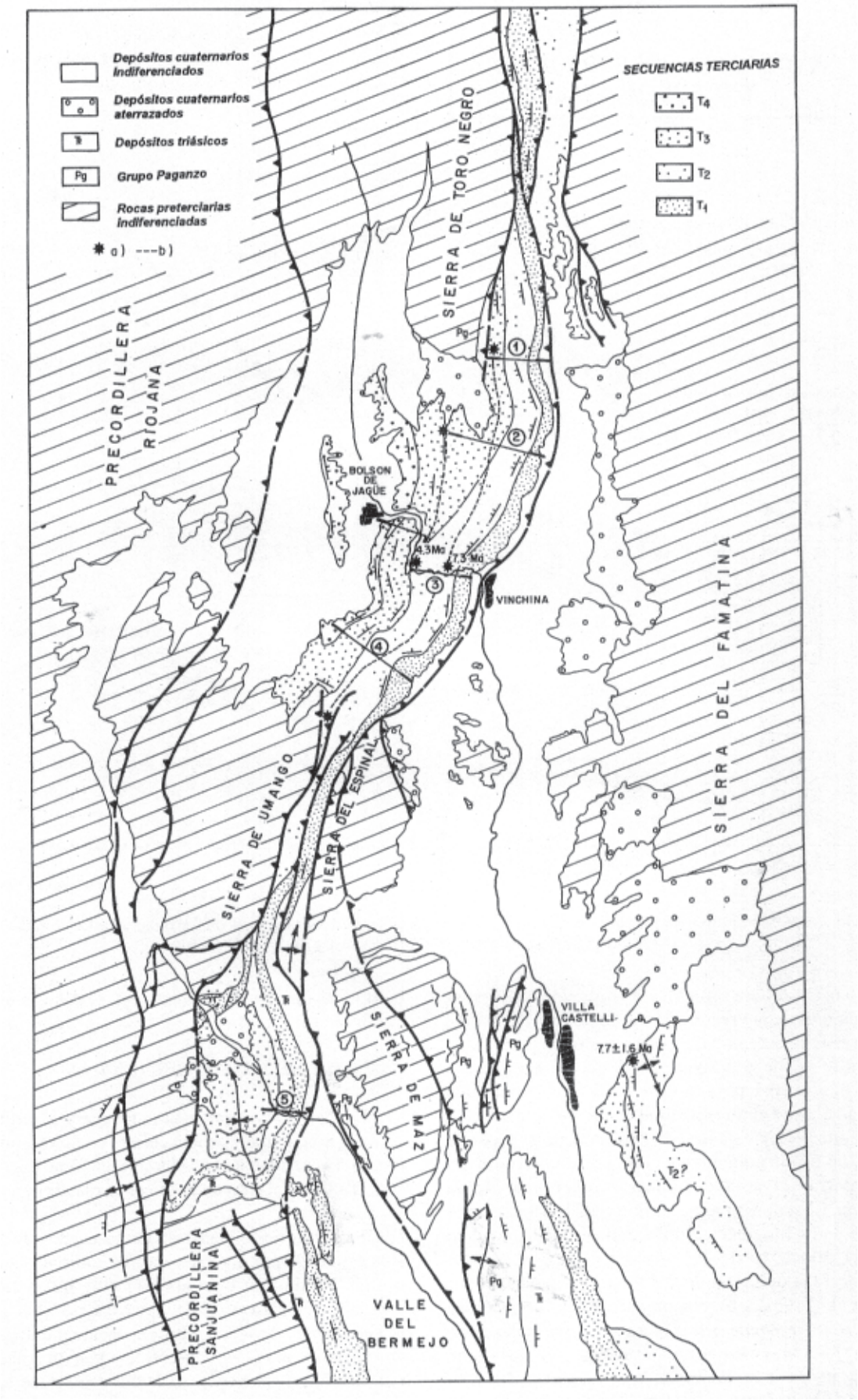


Figura 12. Distribución areal de las secuencias terciarias de la cuenca de Vinchina. T_1 y T_2 Miembros inferior y superior de la Formación Vinchina; T_3 Formación Toro Negro y T_4 Formación Santa Florentina. a) Secuencia datada; b) En trazo entrecortado una línea de tiempo representada por un nivel de tobas. Nótese como ésta corta los límites litológicos entre las distintas unidades. Los números indican las secciones analizadas (basado en Ramos et al., 1988).

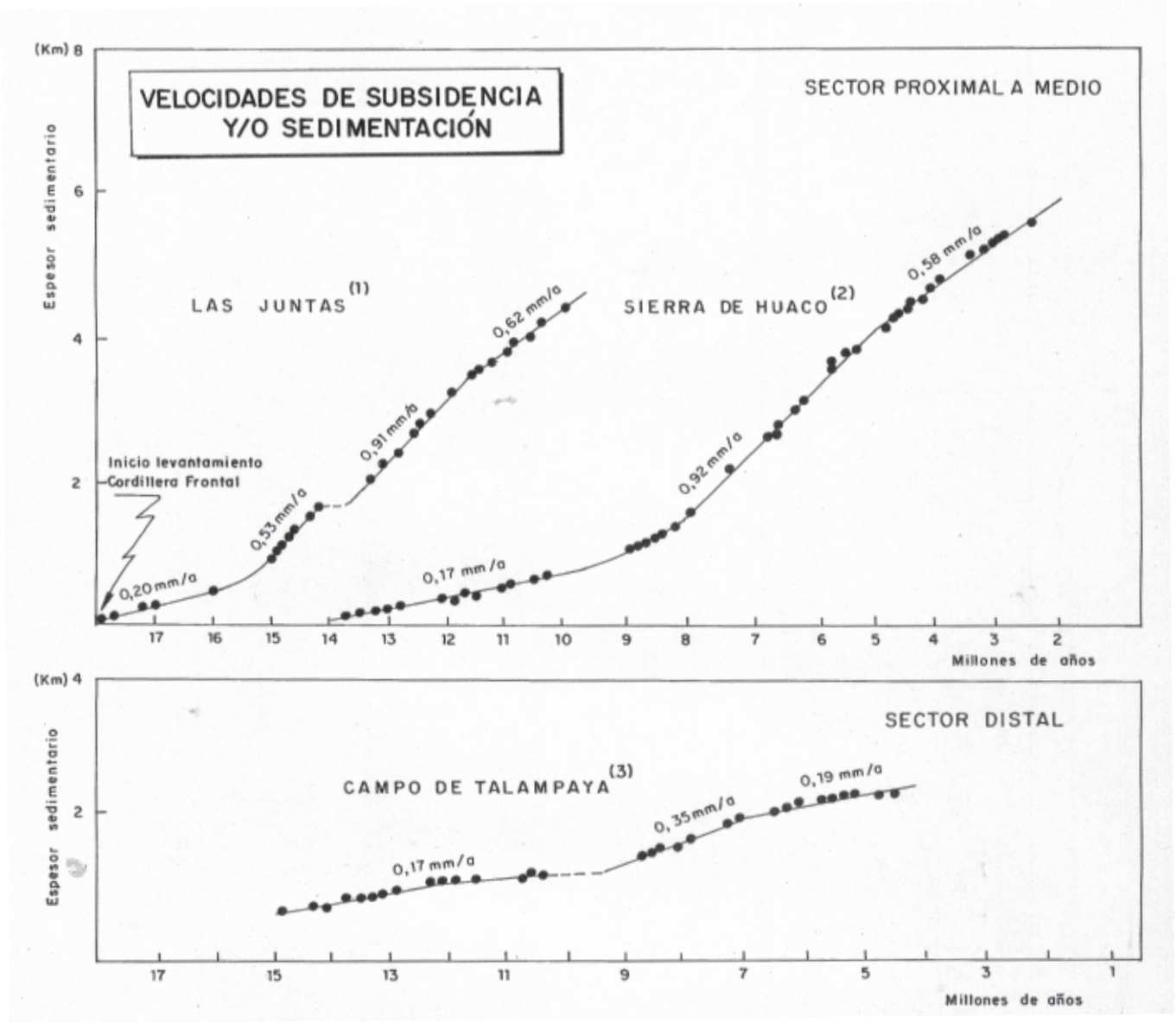


Figura 13. Tasas de subsidencia y/o sedimentación de diferentes perfiles de las cuencas de Bermejo y Pagancillo (basadas en Reynolds, 1987; Johnson et al., 1986 y Malizia et al., 1995a y b).

asociado a la Cordillera Frontal, y la incepción de diferentes corrimientos de la Precordillera Occidental (Reynolds, 1987). La sección es canibalizada alrededor de los 9 Ma, y la historia se puede continuar con lo que antecede en el sector medio de Huaco. Hasta los 9 Ma este sector tenía una posición distal con respecto al frente de deformación de la Precordillera y baja tasa de subsidencia. A partir de los 9 Ma, en forma coincidente con la canibalización del sector anterior el área comienza a tener una rápida subsidencia. La sedimentación culmina con la depositación de la Formación Mogna en el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Milana, 1991).

Las secciones del Campo de Talampaya analizadas por Malizia et al. (1995 a y b), comprenden a las ***Formaciones Río Mañero*** y ***Desencuentro*** (Figura 11) depositadas entre los 15 Ma y los 5 Ma en lo que fue durante ese período la parte distal de la cuenca de Bermejo. Con el ascenso en el Plioceno de la sierra de Valle Fértil, y su continuación al norte la sierra del Morado, se desconectan las dos cuencas y se interrumpe la sedimentación en la cuenca de Pagancillo. El levantamiento de la sierra de Tarjados desvincula definitivamente las partes más distales de la cuenca con el depocentro principal del Bermejo (Figura 14).

CUENCA DE BARREAL-IGLESIAS

La depresión intermontana que separa la Cordillera Frontal de la Precordillera es una cuenca compleja, que tuvo una importante sedimentación durante el Cenozoico, en parte controlada por el antiguo límite de la plataforma continental eopaleozoica.

Su sector norte conocido como cuenca de Iglesias ha sido estudiado por diversos autores, entre los que se destacan los estudios de Beer et al. (1990), quien la interpretó como una cuenca a cuesta (*piggy back basin*) de las láminas de corrimiento de la Precordillera occidental. Recientemente Jordan et al. (1997) presentan nuevas edades de las sedimentitas de esa cuenca, demostrando que luego de su inicio a los 17 Ma, la cuenca ha sido reactivada por corrimientos fuera de secuencia aproximadamente a los 7 Ma. La cuenca en sus inicios fue parte de la cuenca de antepaís que abarcaba a la cuenca de Bermejo, para luego

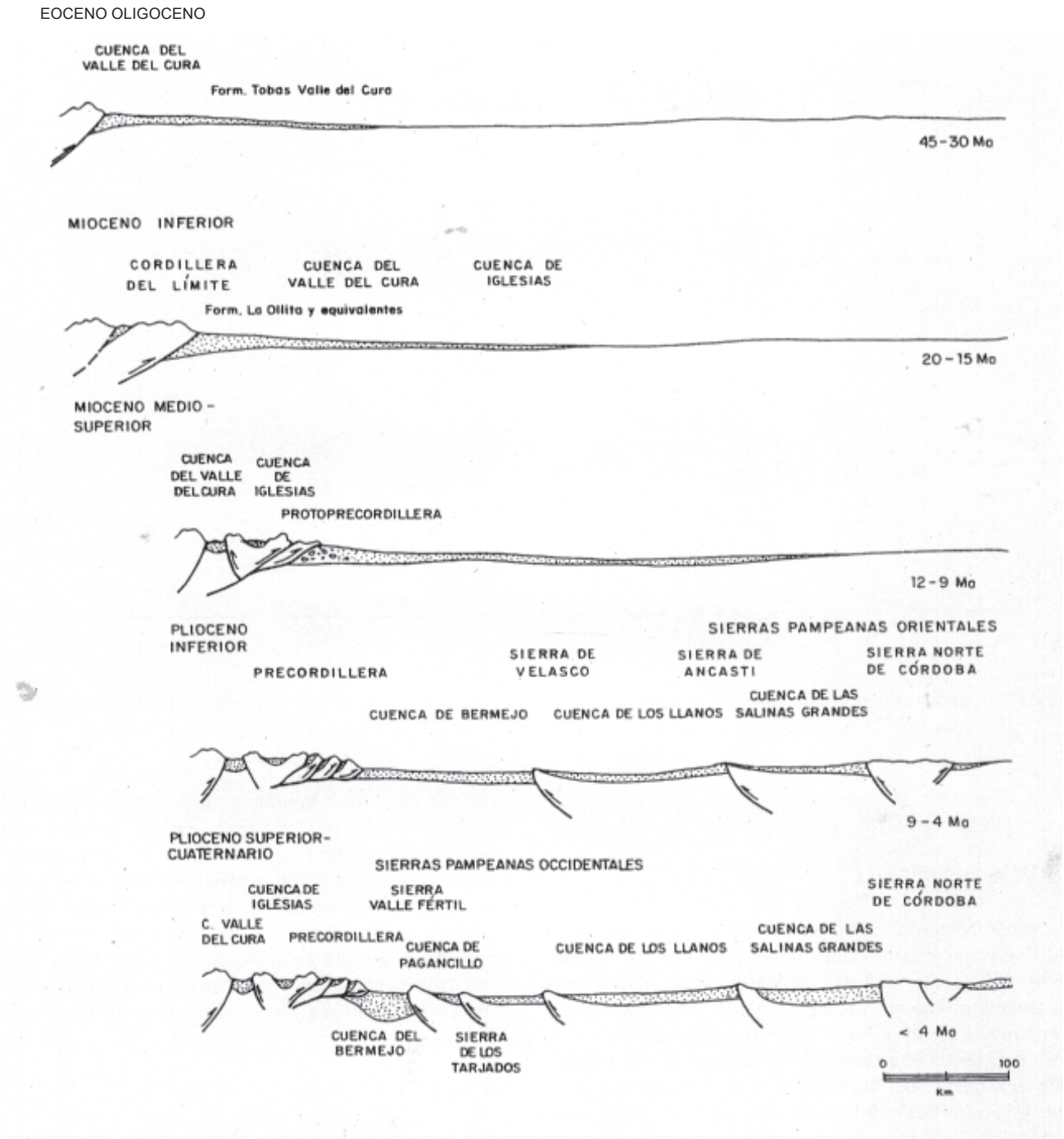


Figura 14. Secciones esquemáticas que muestran la secuencia de levantamiento entre la Cordillera Principal o del Límite, la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

comenzar a funcionar como una cuenca a cuesta de las láminas de corrimientos precordilleranos.

Hacia el sur, la rampa que controlaba el levantamiento pasivo del borde occidental de la cuenca emerge, y una serie de fallas de rumbo noroeste controla el levantamiento de la Cordillera Frontal. A la latitud de Barreal la evolución de la cuenca está asociada a la cuenca de Jocolí, como una serie de cuencas de antepaís, que se van canibalizando parcialmente hasta formar, la cuenca actual (Ramos et al., 1997).

La depresión de Barreal-Iglesias, termina en la cuenca de Manantiales (Pérez et al., 1996, Jordan et al., 1996), ubicada entre el Cordón del Espinacito y la Cordillera del Tigre. En esta cuenca la ***Formación Chinches*** (Mirré, 1966) abarca un intervalo entre aproximadamente 20 Ma y los 10 Ma (Pérez, 1995), registrando una importante ingresión

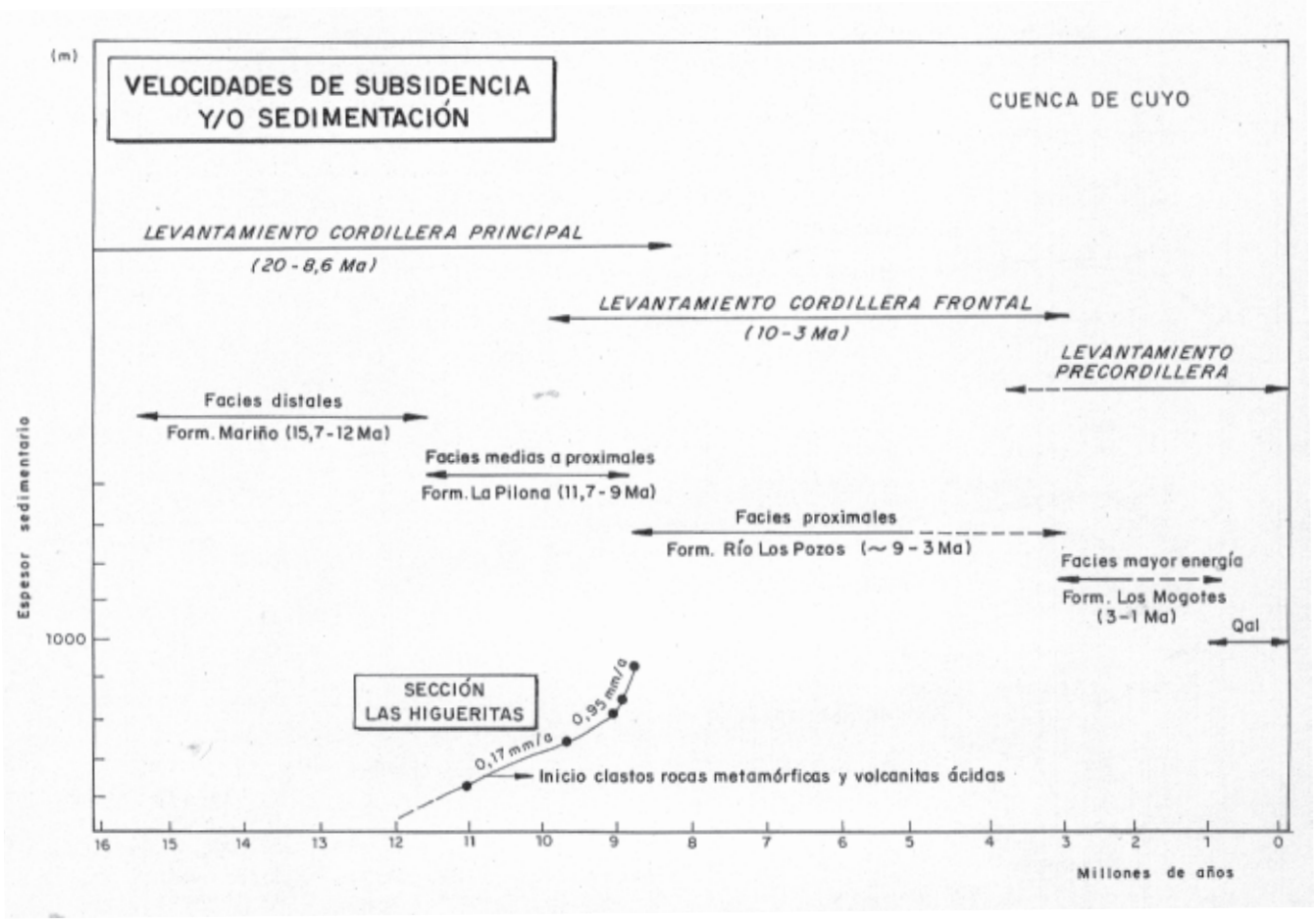


Figura 15. Depósitos sinorogénicos de la cuenca de Cuyo, sus edades y control magnetoestratigráfico del levantamietno de la Cordillera Frontal (según Irigoyen, 1997).

marina a los 13,5 Ma asociada al paranense (Ramos y Alonso, 1995).

CUENCA DE JOCOLÍ

Este depocentro definido sísmicamente como una importante depresión pedemontana, constituye una cuenca de antepaís activa, que está parcialmente fragmentada por el levantamiento del cerrito Salinas (Comínguez y Ramos, 1991). La antefosa de Jocolí (Ramos, 1993), donde se han acumulado más de 3.000 m de sedimentos, es un depocentro independiente de la cuenca del Bermejo, de la que está separada por el alto de la sierra de Pie de Palo (Bercowsky et al., 1993). Esta depresión comenzó su relleno aproximadamente a los 15 Ma (Bercowsky et al., 1993), registrando en su relleno el inicio del levantamiento de la Cordillera Frontal, y una serie de cuencas sucesoras.

En su relleno se han reconocido una serie de etapas que marcan el progresivo levantamiento de la Cordillera Frontal y las sierras del Tontal. Los primeros depósitos proximales de alta energía preservados corresponden a Punta del Cerro, al este de Bachongo, que por correlación con los aflorantes más al norte son asignados al Mioceno superior y que derivan principalmente de la erosión de los cordones devónicos y de las facies occidentales.

El levantamiento de la sierra del Pedernal origina una nueva etapa de hundimiento, tanto al este como al oeste de la sierra. Esta etapa involucra al basamento, que posiblemente controlado por la antigua deformación penetrativa que se observa en las rocas metamórficas, correspondería a una reactivación de antiguas fallas de basamento, en forma sintética con el levantamiento de las Sierras Pampeanas más occidentales. En esta cuenca las fallas han sido activas en el Cuaternario, las que son responsables de la reactivación fuera de secuencia al oeste del Tontal, a lo largo del valle que separa la Precordillera de la Cordillera Frontal (Ramos et al., 1997).

CUENCA DE CUYO

Este depocentro iniciado en el Triásico como una cuenca de rift es reactivado como una cuenca de antepaís durante la deformación cenozoica. Está ubicado en la zona de transición entre los segmentos de subducción horizontal y normal que se desarrolla a los aproximadamente 33º de latitud sur. Diversos autores han estudiado sus depósitos (Yrigoyen, 1993 a y b), pero gran parte del conocimiento actual deriva de los estudios de Irigoyen et al. (1995).

Esta cuenca correspondía a la parte distal de la cuenca de antepaís generada en la Cordillera Principal por la faja plegada y corrida del Aconcagua entre los 20 y 8,6 Ma (Ramos et al., 1996). De esta cuenca original sólo quedan algunos remanentes correspondientes a la ***Formación Santa María*** en el depocentro de Las Vacas

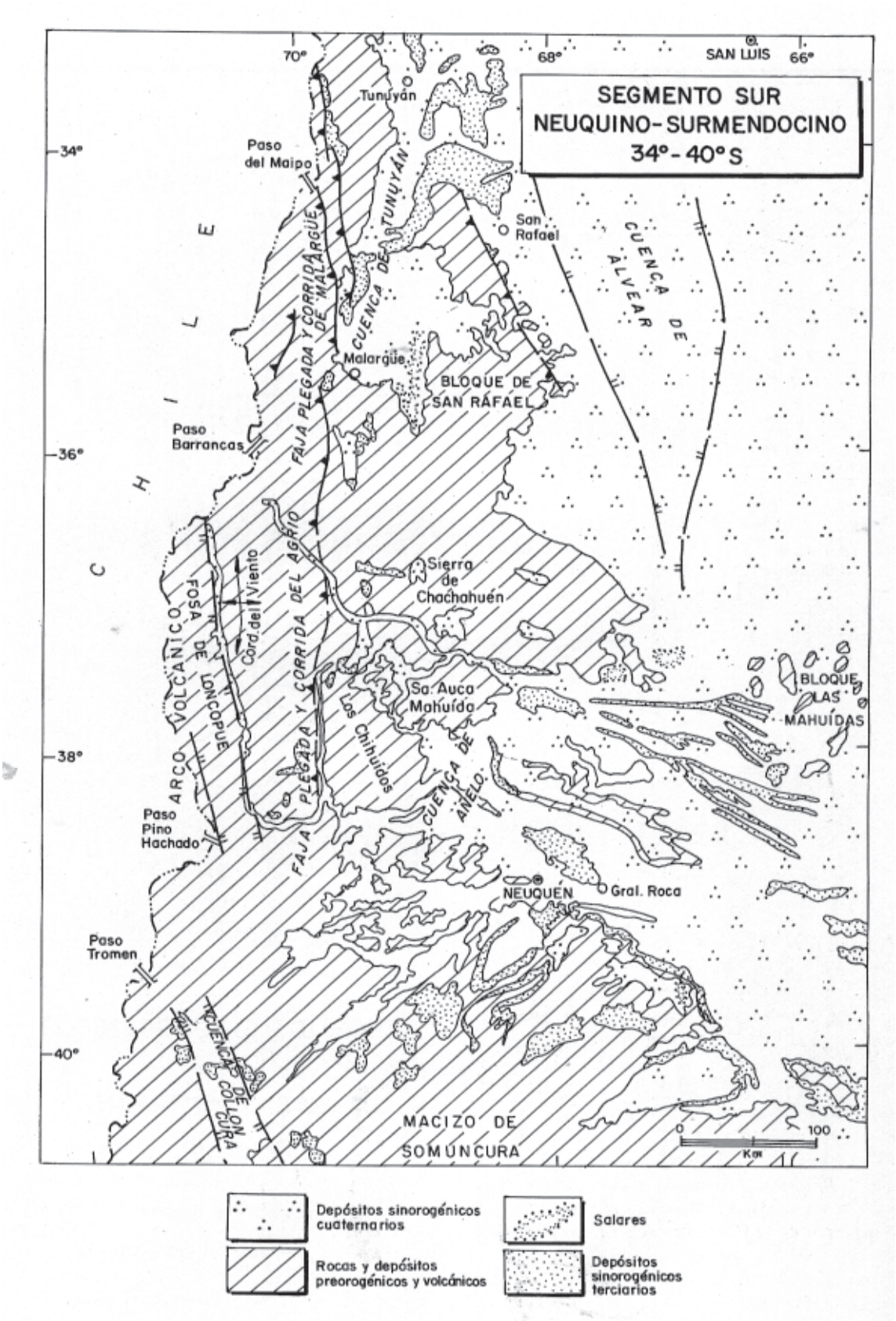


Figura 16. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos en la Cordillera Principal y en la región extraandina de Mendoza y Neuquén entre los 34° y 40° S.

(Pérez y Ramos, 1996), y los depósitos de la depresión de Uspallata estudiados por Cortés (1993). Al sur de Potrero Escondido Polanski (1972) describe en las nacientes del arroyo Chorrillo remanentes de esta cuenca. Sus niveles basales pertenecerían a la Formación Santa María, mientras que la parte más joven se puede

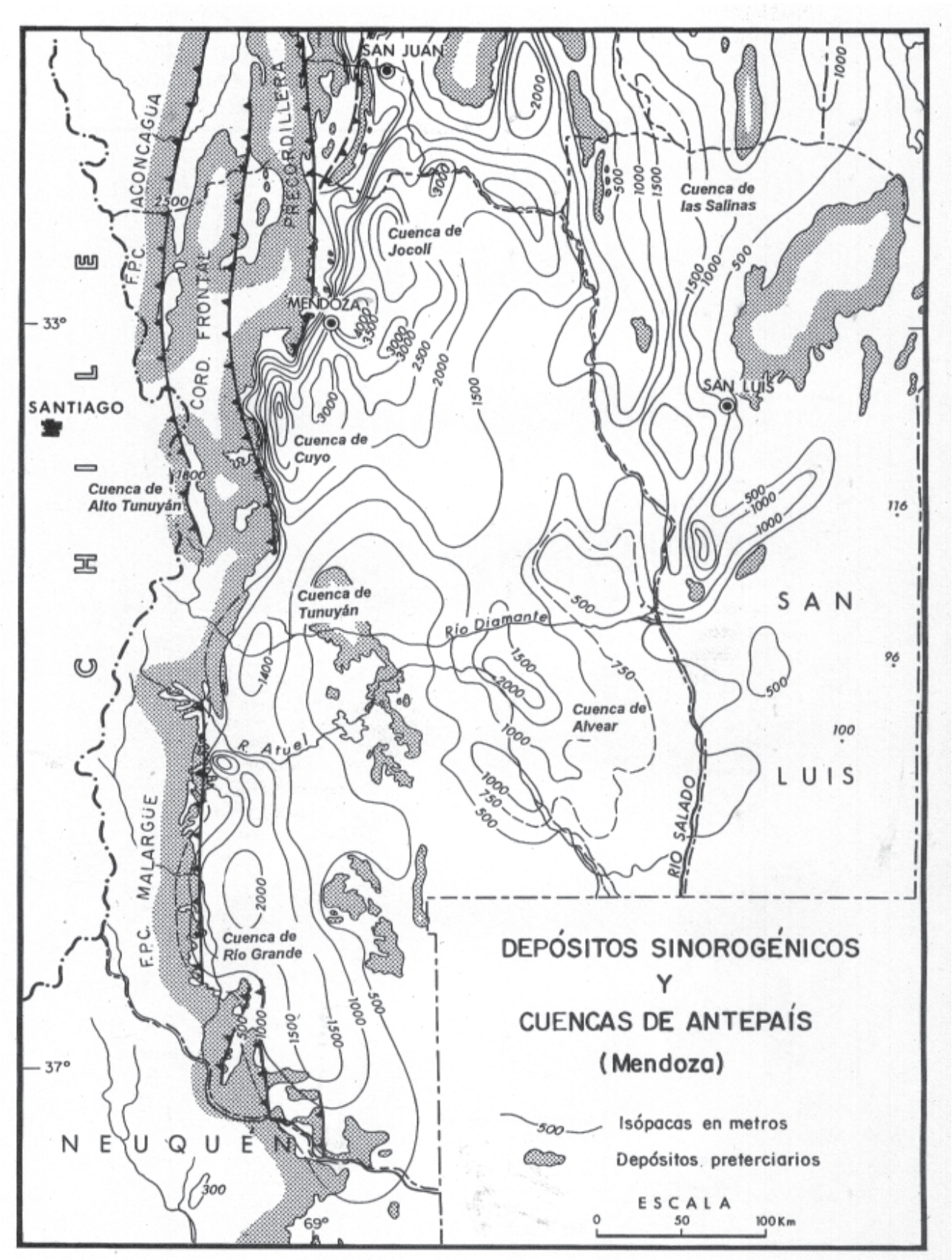


Figura 17. Depocentros de las principales cuencas de antepaís correspondientes a la provincia de Mendoza (basado en Yrigoyen, 1993b).

correlacionar con los depósitos mioceno superiores a pliocenos.

En la cuenca de Cuyo actual la estratigrafía está compuesta por las ***Formaciones Mariño*** (15,7 a 12 Ma), ***La***

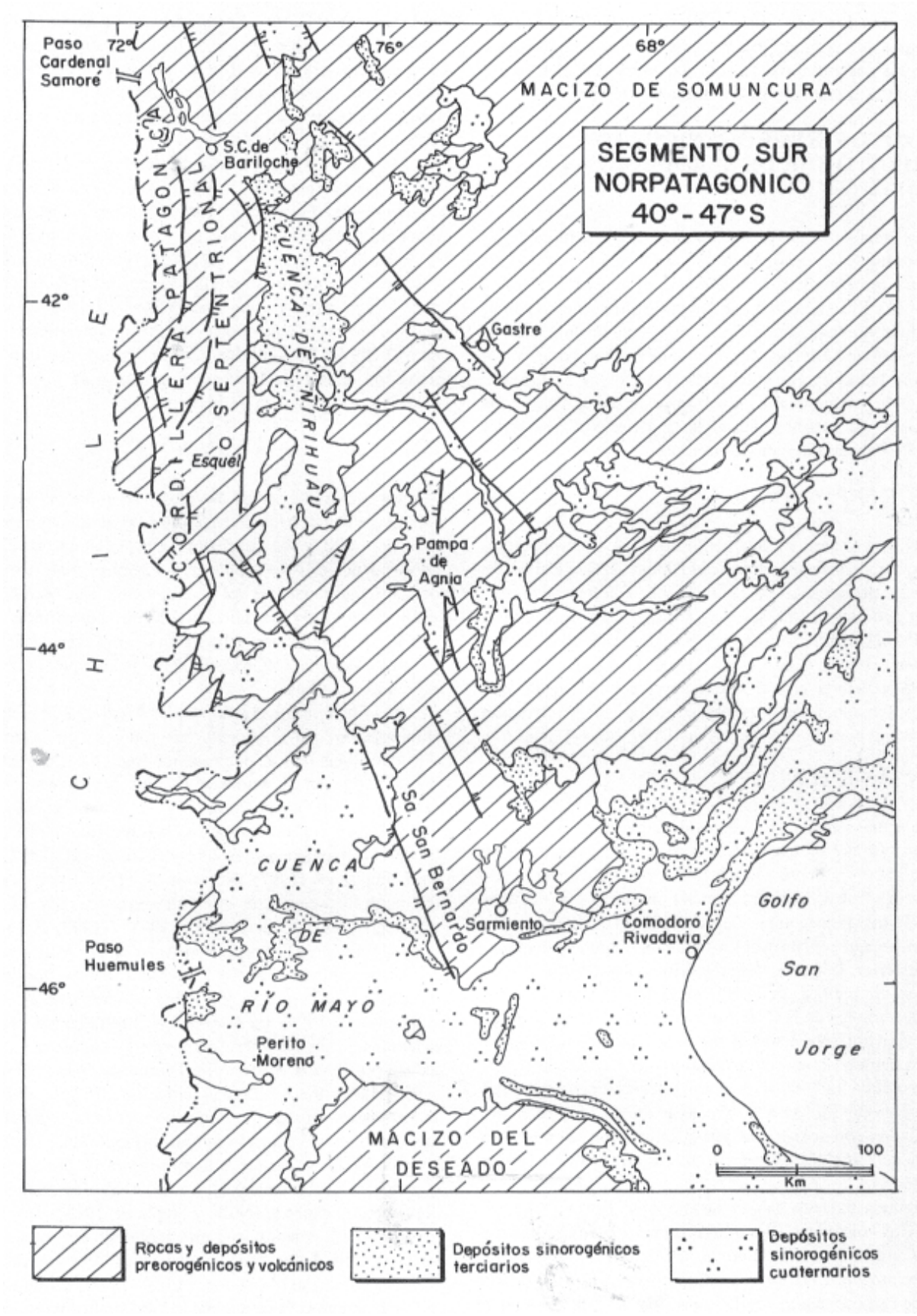


Figura 18. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos asociados al levantamiento de la Cordillera Patagónica de las provincias de Río Negro, Chubut y Santa Cruz entre los 40° y 47° S.

Pilona (11,7-9 Ma), ***Río de Los Pozos*** (8-3 Ma) y ***Los Mogotes*** (3-1 Ma) (Figura 15), de acuerdo a la estratigrafía introducida por Yrigoyen (1993 a y b) y las dataciones y estudios magnetoestratigráficos de Irigoyen (1997).

Con posterioridad a la sedimentación de la Formación Mogotes, los depósitos sinorogénicos desarrollan una serie de estratos de crecimiento de edad cuaternaria en el flanco occidental del anticlinal Barrancas, asociados al levantamiento de esta estructura (Chiaramonte, 1996).

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO SUR DE SUBDUCCIÓN NORMAL (34º - 40º S)

Los depósitos de este segmento corresponden a las sedimentitas de la Cordillera Principal y la región extraandina de Mendoza y Neuquén, incluyendo al Bloque de San Rafael (Figura 16). En esta región se pueden distinguir dos segmentos de diferentes características. El más septentrional se ubica al norte del río Colorado representado en gran parte por la cuenca de Tunuyán, y su continuidad hacia el sur la cuenca de Río Grande, parcialmente cubierta por derrames volcánicos cenozoicos. El austral comprende la parte extraandina del Neuquén, con características diferentes.

SECTOR SEPTENTRIONAL

Abarca una serie de depocentros que quedan comprendidos al oeste de las elevaciones del Bloque de San Rafael, en los que los depocentros de Tunuyán y Río Grande se corresponden con cuencas de antepaís desarrolladas en el pie de sierra de la Cordillera Principal. Al este del Bloque de San Rafael se extiende la cuenca de Alvear. Ésta es también una antefosa generada por el apilamiento del bloque de San Rafael, cuyo apilamiento tectónico produjo una reactivación de la subsidencia de las cuencas de rift triásicas (Figura 17).

CUENCA DE TUNUYÁN

La actual cuenca de antepaís de Tunuyán, extendida al norte y oeste del bloque de San Rafael, está asociada en su desarrollo con la depresión intermontana del Alto Tunuyán (Figura 17). Con esta denominación Polanski (1957) describe los depósitos sinorogénicos desarrollados al oeste del cordón del Portillo, que registran el levantamiento inicial y la evolución posterior de las Cordilleras Principal y Frontal a estas latitudes. Si bien se pueden correlacionar en parte estos depósitos con los de la Cordillera Principal del segmento de subducción horizontal, no hay una exacta sincroneidad en los tiempos de depositación y levantamiento.

La sedimentación se inicia en el Eoceno superior (aproximadamente 36 Ma) con la depositación de estratos rojos, intercalados con secuencias piroclásticas que se preservan casi exclusivamente en territorio chileno adyacente (Charrier et al., 1996).

Algunos autores habían atribuido al Eoceno algunas secuencias volcánicas aflorantes en el cordón de Contreras y en la Cordillera de las Yaretas (Polanski, 1972 y 1964, respectivamente), las que se interponían en la base de los depósitos sinorogénicos de la depresión del Alto Tunuyán. Sin embargo, nuevas dataciones de estas unidades han permitido ubicarlas en el Mioceno. Las secuencias sedimentarias tendrían edades inferiores a 13,5 Ma indicando un levantamiento más joven de la Cordillera Principal que en el segmento de subducción horizontal.

La secuencia comienza con potentes conglomerados ya reconocidos por Darwin (1846), los ***Conglomerados Tunuyán*** (Giambiagi y Tunik, 1997), denominados por Polanski (1964) como ***Formación Agua de la Piedra***, por correlación con los depósitos ubicados más al sur. Sobre esta unidad se asienta al oeste del cordón del Portillo en discordancia la ***Formación Butaló*** (Polanski, 1972). Esta unidad tiene niveles con pelecípodos de agua dulce que indicarían un episodio lacustre.

Hacia el sur se encuentra desde el valle del río Colorado, en las nacientes del río Tunuyán, hasta la laguna del Diamante, la ***Formación Papal***, apoyada mediante una discordancia angular sobre los Conglomerados Tunuyán. La Formación Papal está integrada por 340 m de fangolitas yesíferas finamente laminadas, fangolitas rojizas y bancos de yeso estratificado, con laminación ondulosa y grietas de desecación interpuestas con pelitas verde amarillentas (Pérez et al., 1997). Esta unidad podría representar una nueva ingresión marina a la cuenca quizás más joven que la descripta en la cuenca de Manantiales.

CUENCA DE RÍO GRANDE

En el extremo sur de Mendoza, en el pie de sierra de la faja plegada y corrida de Malargüe existe un depocentro de más de 2.000 m de depósitos sinorogénicos, identificado como cuenca de Río Grande en la figura 17. Estos se extienden desde las nacientes del río Diamante hasta el río Grande, y su estratigrafía ha sido establecida por Criado Roqué (1950), quien reconoció a las Formaciones Agua de la Piedra y Butaló. Dessanti (1956) estudió unidades equivalentes en la región extraandina.

La ***Formación Agua de la Piedra***, son depósitos sinorogénicos pedemontanos, sincrónicos con la actividad volcánica de la región, que han sido tradicionalmente asignados al Oligoceno - Mioceno inferior por diversos autores (Yrigoyen, 1993 a y b, Combina et al., 1994, Polanski, 1964, 1972). Estudios geocronológicos más recientes en las nacientes del río Diamante realizados por Baldauf et al. (1992, 1997), Combina et al. (1997), Nullo et al. (1998), han permitido distinguir dos secuencias diferentes separadas por discordancias angulares (Stephens et al., 1991 y 1993). La primera correspondiente a la Formación Agua de la Piedra tendría su base comprendida entre 14 y 12 Ma, mientras que su techo estaría limitado entre 10 y 8,8 Ma (Combina et al., 1997 y Baldauf et al., 1997). La ***Formación Loma Fiera*** se asienta en discordancia angular sobre la anterior y es cubierta en discordancia por la ***Formación Río Diamante*** de Combina et al. (1993). La Formación Loma Fiera se puede correlacionar con la ***Formación Butaló***, que también se deposita en discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra entre 10 y 5,5 Ma. La Formación Loma Fiera representaría depósitos más proximales que la anterior, asociados al levantamiento del corrimiento Sosneado (Nullo y Stephens, 1993).

Se podría concluir que este segmento presenta una importante actividad tectónica y el desarrollo de una cuenca de antepaís durante el Mioceno medio a superior, culminando en el Plioceno con la Formación Río Diamante, cuyos depósitos sinorogénicos están intercalados con volcanitas que permiten precisar su edad.

SECTOR AUSTRAL

El sector austral comprende básicamente a los depósitos de la provincia del Neuquén, con un desarro-

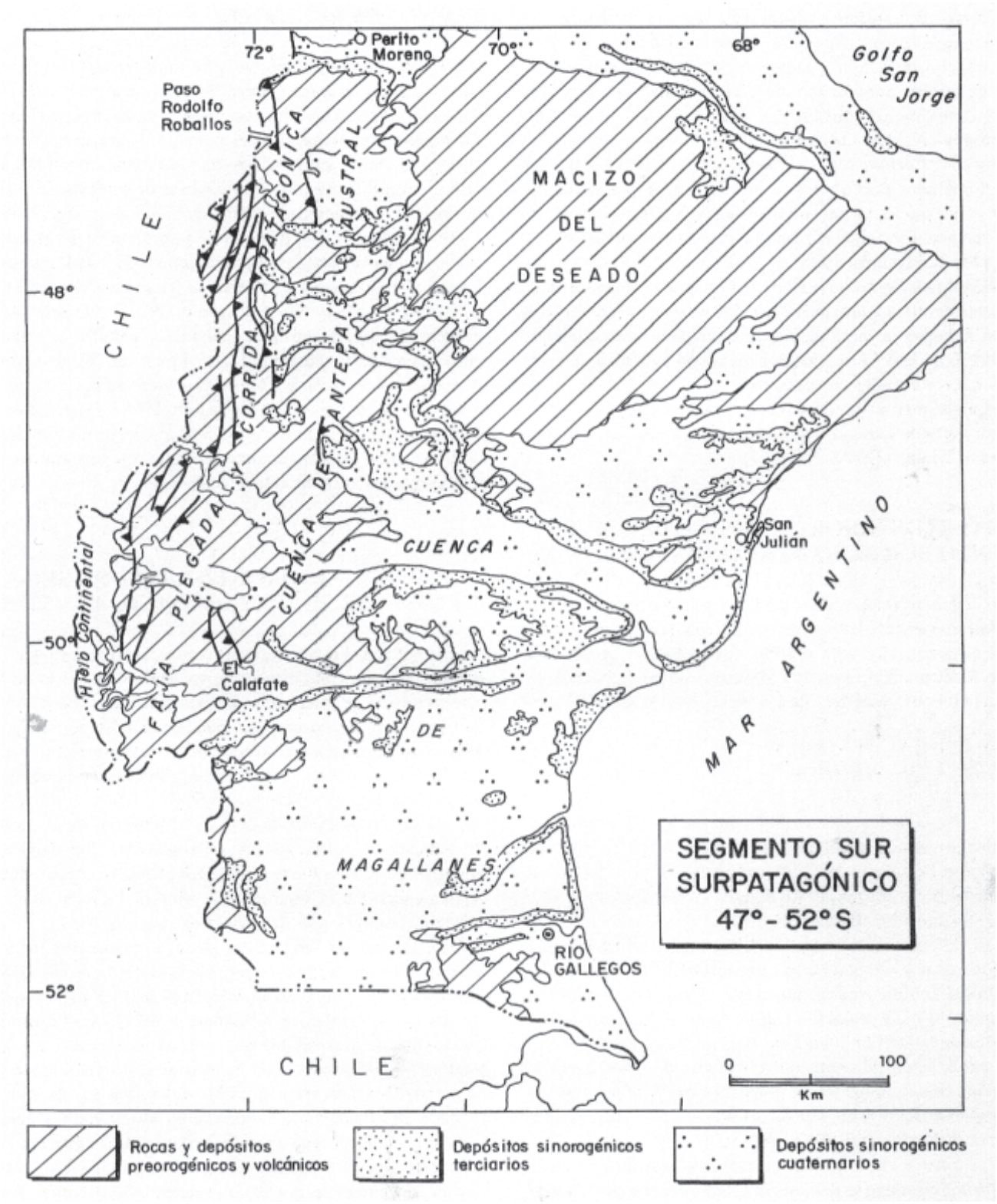


Figura 19. Distribución de los depósitos sinorogénicos cenozoicos asociados al levantamiento de la Cordillera Patagónica de la provincia de Santa Cruz entre los 47° y 52° S.

llo muy escaso en comparación a los de la región mendocina.

Los principales depocentros cenozoicos entre los 36° y 40° S están comprendidos en la Cordillera del Límite. En este sector se desarrollan una serie de cuencas extensionales de intraarco, controladas por estructuras previas de rumbo noroeste, como las de Cura Mallín, que registran una importante sedimentación oligocena superior-miocena (Vergara et al., 1997, a, b y c). Estas cuencas ingresan en territorio argentino en la fosa de Loncopué, que presenta una orientación similar a la de Collón Cura (González Díaz y Nullo, 1980). Estas cuencas han sido interpretadas como de origen trastensional

por Dalla Salda y Francese (1987). Se han desarrollado por la partición de esfuerzos asociados a una subducción oblicua, que generó un régimen transcurrente en el arco y en el retroarco, que controló la sedimentación y la estructuración de los depósitos sinorogénicos. Dada la edad diferente de la deformación de la faja plegada y corrida del Agrio (Figura 16) que se generó durante el Cretácico, y sólo fue reactivada compresivamente durante el Mioceno, los depósitos sinorogénicos asociados a esta deformación son escasos. Por ejemplo, la ***Formación Tralalhue*** representa unos 250 m de conglomerados proximales desarrollados a expensas de las series andesíticas eoceno-oligocenas, depositados durante el Mioceno en discordancia sobre las rocas mesozoicas de esta faja plegada (Ramos, 1998).

Estas reactivaciones neógenas produjeron la subsidencia y posterior relleno de la cuenca de Añelo. Ésta es fuertemente controlada por la carga tectónica asociada al levantamiento del dorso de Los Chihuidos por inversión tectónica de antiguas fallas normales mesozoicas.

La sedimentación cenozoica es de poca potencia en la mayor parte de la región extraandina, como ha sido establecido por Uliana (1978).

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO SUR NORPATAGÓNICO (40º - 47º S)

Cuando se compara la región patagónica con los segmentos anteriores es evidente la menor actividad orogénica durante el Cenozoico de esta región. Sus depósitos cenozoicos están básicamente asociados al desarrollo de la cuenca de Ñirihuau, y en menor medida a la cuenca de Río Mayo (Figura 18).

CUENCA DE ÑIRIHUAU

Esta cuenca desarrollada al pie de la ciudad de Bariloche ha sido estudiada por numerosos investigadores (González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; Cazau, 1980; Ramos, 1982a; Spalletti, 1982, 1984, Cazau et al., 1989).

El relleno sedimentario de la cuenca de Ñirihuau está compuesto por dos unidades estratigráficas: la ***Formación Ñirihuau*** con su equivalente hacia el sur, la ***Formación Ñorquinco***, y la ***Formación Collón Cura***. Si bien ambas son dominantemente continentales, la primera contiene un importante episodio de sedimentación marina de edad oligocena superior. Estas unidades se pueden correlacionar con las aflorantes en El Bolsón, ubicadas hacia el oeste y representadas por la ***Formación Río Foyel***.

La Formación Ñirihuau corresponde con lo que en la región de Bariloche se denominara ***Patagoniano continental*** o ***Capas con Nothofagus*** que incluían una serie de depósitos ubicados entre la «Serie Andesítica» y los estratos «colloncurenses» (Feruglio, 1949-50). Sus relaciones con las volcanitas de la Formación Ventana son de aparente concordancia.

Esta cuenca se habría generado por esfuerzos trastensionales durante el Oligoceno, en forma similar a lo que se observa en el sector neuquino (Dalla Salda y Francese, 1987). Es cubierta en discordancia angular por los depósitos de la Formación Collón Cura de edad miocena media (14 a 15 Ma, Marshall et al., 1977).

El espesor de esta unidad molásica es de unas pocas decenas de metros en el sector norte.

CUENCA DE RÍO MAYO

Esta cuenca corresponde a un depocentro cretácico de rift, que durante la leve inversión tectónica cenozoica, fue cubierto por depósitos sinorogénicos. Éstos corresponden a la ***Formación Río Frías***, cuya sección tipo se ubica en territorio chileno (Ramos, 1981), y que ha sido datada por Marshall (1990) entre 12 y 15 Ma. Sobre la base de estas dataciones y la fauna de transición de mamíferos que contiene, Scillato Yané y Carlini (1998) difieren de la propuesta de Marshall (1990) e interpretan a esta fauna como una edad mamífera independiente a la que reasignan al friasense (Mioceno medio). Sus depósitos han sido estudiados por Dal Molín y Franchi (1996), quienes reconocen tres unidades diferentes, por encima de la Formación Río Frías: las ***Formaciones Pedregoso***, ***Río Mayo*** y ***Chalía***, modificando la estratigrafía propuesta previamente por González (1978). En el sudoeste de la provincia del Chubut los espesores máximos aflorantes oscilan en 250 m, lo que indica la escasa reactivación que ha tenido la estructura durante el Cenozoico.

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS DEL SEGMENTO SUR SURPATAGÓNICO (47º - 52º S)

Se hará una breve referencia a estos depósitos ya que son tratados en forma más específica por Malumián (capítulo 17, este volumen). Es interesante destacar que al sur de los 46º 30' de latitud sur comienzan nuevamente a tener importancia los depósitos sinorogénicos asociados al levantamiento de la Cordillera Patagónica, constituyendo la cuenca de antepaís austral (Figura 19).

Al sur del punto triple de Aysén se desarrolla la cuenca de antepaís neógena que es rellenada con los depósitos sinorogénicos de la ***Formación Santa Cruz*** y otras unidades equivalentes. En la región de la Meseta Buenos Aires es conocida como ***Grupo Río Zeballos*** (Ugarte, 1957).

La Formación Santa Cruz alcanza más de 1.500 m de espesor y se acuña rápidamente hacia el sector extraandino, alcanzando la actual costa atlántica de la Patagonia. Su desarrollo es paralelo a la extensión de la faja plegada y corrida patagónica, que desaparece como tal al norte del punto triple de Aysén. Los depósitos de esta unidad están caracterizados por secuencias fluviales que se apoyan en forma transicional sobre la Formación Monte León y unidades equivalentes. Tiene una edad comprendida entre los 21 y 15 Ma de acuerdo a las dataciones de Marshall et al, (1977).

En discordancia por encima de estos depósitos se encuentran los primeros niveles de Rodados Patagónicos, correspondientes a la ***Formación Ensenada***, que en la región del lago Cardiel tienen una edad de 10 Ma (Ramos, 1982b).

CONCLUSIONES

El breve análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de Los Andes ha mostrado la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento tectónico con el desarrollo de estas cuencas. Sin embargo es necesario remarcar las siguientes consideraciones generales

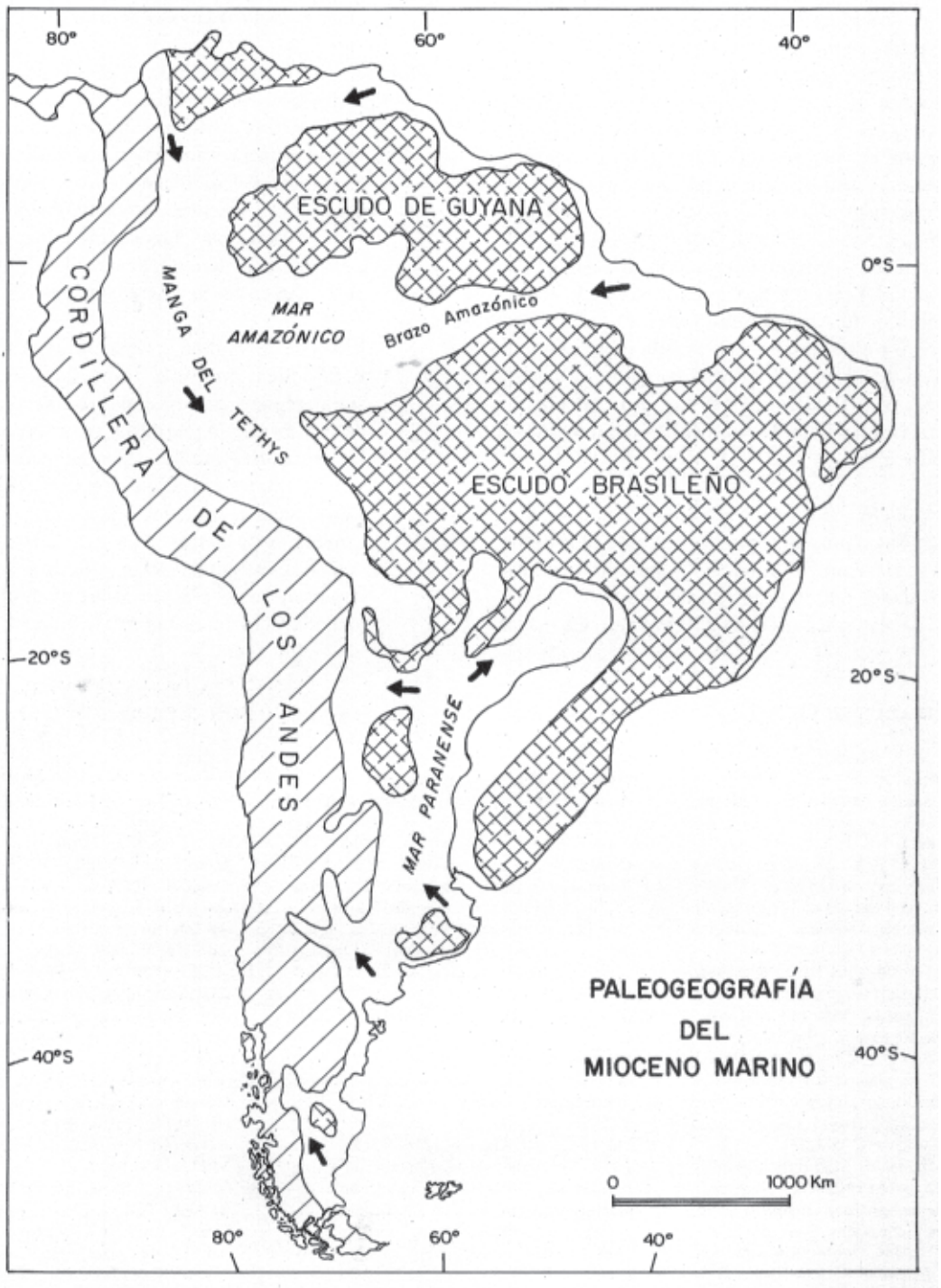


Figura 20. Extensión de la ingresión marina paranense en la región preandina de América del Sur (basado en Ramos y Alonso, 1995 y Pérez et al., 1996).

con respecto a los tiempos de sedimentación y los procesos asociados.

1) Donde existe buena información geocronológica y magnetoestratigráfica se pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y deformación, aun dentro de la misma cuenca. Las supuestas fases de deformación y levantamiento, muestran variaciones de 7 a 8 Ma, en áreas casi contiguas. Esto es especialmente notorio en las Sierras Pampeanas, ya sea porque hay mejor control o por la amplia dispersión areal que presenta la deformación.

2) Si bien hay un diacronismo de las supuestas fases diastróficas, es evidente que hay períodos de mayor o menor actividad tectónica, que en general coinciden con los cambios en los vectores o en la intensidad de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y la de Sudamérica. Si se comparan las tasas de subsidencia obtenidas en diferentes segmentos de Los Andes, con las velocidades de convergencia presentadas por Pardo Casas y Molnar (1987), o los cálculos más recientes de Somoza (1998), se observan que hay períodos de inestabilidad que concentran la deformación.

3) Uno de esos períodos coincide con el Mioceno medio, donde como resultado de una intensa deformación, se incrementa el apilamiento tectónico y se produce una fuerte subsidencia en la faja subandina adyacente. Esta subsidencia coincide con un nivel eustático del mar alto que origina una ingresión marina, identificada como paranense en un sentido amplio que cubre gran parte de las cuencas subandinas del centro y norte del país (Ramos y Alonso, 1995). Esta ingresión coincide con otra más generalizada que abarca la antigua manga del Tethys, y que se extiende en la región pre-andina de América del Sur (Figura 20). Este episodio está asociado a un brusco incremento de la carga tectónica, cuya edad ha sido establecida en 13,5 Ma (Pérez et al., 1996), y que dentro de ciertos límites coincide con el Mioceno medio en sentido amplio.

4) La evolución de los depósitos sinorogénicos marca una continua progradación hacia el este de la deformación entre los 22º y los 36º S, que con diferentes intensidades muestran un patrón similar de migración. El sector al sur de los 27º presenta una mayor dispersión de los depocentros, en especial los asociados con las Sierras Pampeanas.

5) El sector comprendido entre los 36º y 42º S tiene características particulares. El frente de deformación reactiva estructuras mesozoicas pre-existentes y avanza hacia el antepaís hasta el Mioceno. Durante el Plioceno y el Pleistoceno retroceden hacia la trinchera, concentrándose actualmente en la depresión de Loncopué. Las sedimentitas sinorogénicas cenozoicas no tienen el desarrollo e importancia que presentan en los segmentos anteriores.

6) El segmento andino correspondiente a la Cordillera Patagónica no tiene importantes depocentros sinorogénicos, con excepción del sector al sur de los 46º 30'. Es importante destacar que la reactivación de las estructuras extensionales mesozoicas es leve, y por lo tanto los depocentros originados por subsidencia de carga tectónica sólo acumulan pocos centenares de metros. Al sur de la latitud del Golfo de Penas, esta situación se revierte y se observa una importante acumulación desarrollada al pie de la faja plegada y corrida patagónica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEVEDO, O.M. y BIANUCCI, H., 1987. Origen extensional de la depresión Guayatayoc-Salinas Grandes (Salta y Jujuy, Argentina). 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 161-163.

ALONSO, R.N., 1993. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. Asociación Geológica Argentina, Revista 47 (2): 189-199.

ALONSO, R.N. y GUTIÉRREZ, R., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal, Puna sudoriental argentina. Instituto de Geología y Minería, Revista 6: 29-47, Jujuy.

ALONSO,R., SUREDA, R.J. y VIRAMONTE, J.G., 1988. Geología de los yacimientos de boratos Loma Blanca (Jujuy). 3º Congreso Nacional de Geología Económica (Olavarría), Actas 1: 205-220.

APARICIO, E.P., 1975. Mapa geológico de San Juan (con texto explicativo). Universidad Nacional de San Juan. Instituto de Investigaciones Geológicas, San Juan.

APARICIO, E.P., 1984. Geología de San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 167 pp., San Juan.

ARIAS, J.E., ALONSO,R.y MALANCA, S., 1978. Un gliptodontoideo de la Formación Piquete (Grupo Orán), provincia de Jujuy. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas 3:175-188.

ARIGÓS, L.E. y VILELA, C.R., 1949. Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal (Provincia de Salta). Asociación Geológica Argentina, Revista 4 (2): 77-131.

AYAVIRI, A., 1967. Estratigrafía del Subandino Meridional. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), Informe Nº 1215, 121 pp., Santa Cruz de la Sierra.

BALDAUF, P., STEPHENS, G., KUNK, M. y NULLO, F., 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive suite and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. Geological Society America, Abstracts with Programs 24: A188, Boulder.

BALDAUF, P., STEPHENS, G., NULLO, F., COMBINA, A.M. y KUNK, M.J., 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza province, Argentina. Geological Society America, Annual Meeting, Abstracts with Programms 29(6): A48, Boulder.

BARREDA, V.D., GUTIÉRREZ, P.R. y LIMARINO, C.O., 1998. Edad y Paleoambiente de la «serie del yeso», valle del Cura, provincia de San Juan: evidencias palinológicas. Ameghiniana 35(3): 321-335.

BEER, J.A., JORDAN, T.E. y JOHNSON, N.M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, Provincia de San Juan, Republica Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86.

BEER, J.A., ALLMENDINGER, R.W., FIGUEROA, D.E. y JORDAN, T., 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene Piggyback basin, Argentina. American Association Petroleum Geologist, Bulletin 74(8): 1183-1202, Tulsa.

BERCOWSKI, F., RUZYCKI, L., JORDAN, T., ZEITLER, P., CABALLERO, M.M. y PÉREZ, I., 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia la Chilca y su significado paleogeográfico para el neógeno de Precordillera. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 212-217.

BOLL, A. y HERNÁNDEZ, M., 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 7 (Junio 1986): 2-14.

BONARELLI, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Tartagal. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería, 8 (4): 1-50.

BOSSI, G., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del valle de Choromoro. Acta Geológica Lilloana 10(2): 17-64.

BRACKEBUSCH, L., 1891a. Mapa geológico del interior de la República Argentina. escala 1:1.000.000. Gotha.

BRACKEBUSCH, L., 1891b. Viajes en las Cordilleras de la república Argentina. Traducción del original publicado en 1966. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. Boletín 45 (45):197-224.

CAZAU, L. 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2:1149-1171, Córdoba.

CAZAU, L., MANCINI, D., CANGINI, J. y SPALLETTI, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica: 299-318.

CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER III, C.C., NORELL, M.A., ZAPATA, F., MCKENNA, M.C. y NOVACEK, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic.Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35º S), Central Chile. Journal of South American Earth Sciences 9(5/6): 393-422.

CHIARAMONTE, L., 1996. La estructura superficial y profunda del Anticlinal Barrancas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.

COIRA, B., MAHLBURG KAY, S. y VIRAMONTE, J., 1994. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna: A model for changing subduction

geometry. International Geology Review 35: 677-720.

COMBINA, A.M., NULLO, F. y STEPHENS, G., 1993. Depósitos terciarios en el pie de sierra del área de Las Aucas, sur de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 180-186.

COMBINA, A.M., NULLO, F., STEPHENS, G. y BALDAUF, P., 1994. Paleoambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 418-424, Concepción.

COMBINA, A.M., NULLO, F., BALDAUF, P. y STEPHENS, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464, Antofagasta.

COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencia de la sísmica de reflexión profunda. Revista Geológica de Chile 18(1): 3-14.

CORTÉS, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.

CRIADO ROQUÉ, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del sur de la Provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(4): 233-255.

CRISTALLINI, E., COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. Journal of South America Earth Sciences 10(5-6): 403-421.

CUERDA, A.J., CINGOLANI, C., VARELA, R. y SCHAUER, O. 1981. Geología de la Sierra de Mogna, provincia de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 139-158.

DAL MOLÍN, C.N. y FRANCHI, M., 1996. Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas Terciarias del Suroeste del Chubut. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:473-478.

DALLA SALDA, L. y FRANCESE, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. Revista Geológica de Chile 31: 3-13.

DAMANTI, J.F., 1989. Evolution of the Bermejo foreland basin: provenance, drainage development and diagenesis. Cornell University, Ph.D. Thesis (inédita) Ithaca.

DARWIN, CH., 1846. Geological observations of South America, being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle during 1832-1836, Smith, Elder, 7: 1-279, Londres.

DE ALBA, E., 1954. Descripción geológica de la Hoja 16 c Villa Unión, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Minería, Boletín 82: 1-81.

DE ALBA, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 16 d Chilecito, Provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 163: 1-87.

DECELLES, P. y GILEST, K., 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8: 105-123.

DESSANTI, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79.

DÍAZ, J. y MALIZIA, A., 1984. Estudio geológico sedimentológico del Terciario superior del valle Calchaquí, Salta. Boletín Sedimentológico, Universidad Nacional de Tucumán 2(1): 8-28.

DÍAZ, J., MALIZIA, D. y BOSSI, G., 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 87-103.

DÍAZ, J., MISERENDINO, A. y ESTEBAN, G., 1989. Edad y fósiles del Grupo Payogastilla, Valle Calchaquí, Salta, República Argentina. 8º Congreso Geológico de Bolivia (La Paz), Actas 1: 309-327.

DOERING, A., 1882. Geología. En: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General J.A. Roca. 3º parte, Geología: 299-530. Buenos Aires.

DONATO, E.O. y VERGANI, G., 1988. Geología del área San Antonio de Los Cobres. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 5(15): 83-101.

FERNÁNDEZ, A.E. y JORDAN, T.E., 1996. Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: application to the Bermejo Basin, Central Andes, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 373-384.

FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F. 1-3, Buenos Aires.

FLEMINGS, P.B. y JORDAN, T., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research 94(B4): 3851-3866.

FLINT, S., TURNER, P., JOLLEY, E.J. y HARTLEY, A.J., 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: an example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. Geological Society of America 105(5): 603-617.

GALLI, C.I., 1995. Estratigrafía y sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Terciario), provincia de Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita) 1-109.

GALLI, C.I., HERNÁNDEZ, R. y REYNOLDS, J.H., 1996. Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno) en el río Piedras, Departamento Metán, Salta, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Serie 12(46): 98-107.

GANGUI, A., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modeling in the northern Puna/ Eastern Cordillera. Ph. D. Dissertation, Freie Universität, B(27): 1-176, Berlín.

GANGUI, A. y GÖTZE, H.J., 1996. The deep structure of Northern Puna, Argentina: Constrains from 2D seismic data and 3D gravity modeling. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 545-565.

GEBHARD, J.A., GÍUDICI, A.R. y OLIVER GASCÓN, J., 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 19 (3): 359-375.

GIAMBIAGI, L. y TUNIK, M., 1997. Depósitos finicretácicos- terciarios en la Cordillera Principal a los 33º 30'de latitud sur. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 494-498, Antofagasta.

GÓMEZ OMIL, R. y ALBARIÑO, L.M., 1996. Análisis geológico petrolero del bloque Olleros, Sistema de Santa Bárbara, Prov. de Salta. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 27-44.

GONZÁLEZ, R.R.L., 1978. Descripción geológica de las Hojas 49a, Lago Blanco y 49b, Paso Río Mayo. Servicio Geológico Nacional. Boletín Nº 154-155: 1-45.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y NULLO, F.E., 1980. Cordillera Neuquina. En: Turner, J.C. M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1099-1147, Córdoba.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao, Provincia de Río Negro. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales, Publicación 16, San Carlos de Bariloche.

GONZÁLEZ BONORINO, F. y GONZÁLEZ BONORINO, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. Asociación Geológica Argentina, Revista 33(3): 175-210.

GRIER, M.E. y DALMEYER, R.D., 1990. Age of the Payogastilla Group: implications for foreland basin development, NW Argentina. Journal of South America Earth Sciences 3(4): 269-278.

HERNÁNDEZ, R.M., REYNOLDS, J. y DISALVO, A., 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Serie 12 (45): 80-93.

HIDALGO, M., 1971. Evaluación Bermejo-Arrozales-Toro-San Telmo-Barredero-Tigre. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), Informe Nº 1630, 57 pp., Santa Cruz de la Sierra.

IRIGOYEN, M.V., 1997. Magnetic polarity and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the Principal and Frontal Cordilleras and the Precordillera of the Argentine Central Andes (33º S latitude). Carleton University, Ph.D. Dissertation (inédito), 1-392 p., Ottawa.

IRIGOYEN, M.V., BROWN, R.L. y RAMOS, V.A., 1995. Magnetic polarity stratigraphy and sequence of thrusting: 33º S latitude, Mendoza province, Central Andes of Argentina. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts: 16-17, San Juan.

JOHNSON, P.A., JOHNSON, N.M., JORDAN, T.E. y NAESER, C.W., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jáchal and Mogna Formations near Huaco. San Juan province. 9º Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 3: 81-96.

JOHNSON, P.A., JORDAN, T.E., JOHNSON, N.M. y NAESER, C.W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in the eastern Andean foreland basin, San Juan province, Argentina. International Association of Sedimentology, Special Publication 8: 63-75.

JORDAN, T.E., 1984. Cuencas, volcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile, 20º - 28º lat. S. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 7-24.

JORDAN, T.E., 1995. Retroarc foreland and related basins. En: Spera, C. y Ingersoll, R.V. (Eds.): Tectonics of Sedimentary basins Blackwell Scientific, 331-362, Cambridge, Mass.

JORDAN, T.E. y ALONSO, R.N., 1987. Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20º - 28º South Latitude. American Association Petroleum Geologist Bulletin 71(1): 49-64.

JORDAN, T. y FLEMINGS, P.B., 1990. Análisis teórico de la estratigrafía de cuencas de antepaís durante deformaciones episódicas. Actas Tercera Reunión Argentina de Sedimentología 151-162, San Juan.

JORDAN, T.E., FLEMINGS, P.B. y BEER, J.A., 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. En: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (Eds.): New Perspectives in Basin Analysis: 307-330, Springer-Verlag, New York.

JORDAN, T., REYNOLDS, J.H., BEER, J.A., BERCOWSKY, F., DAMANTI, J.F. y MALIZIA, D.C., 1989. Neogene basins in the flat slab region, Central Andes, Argentina. 28Th. International Geological Congress, Abstracts 2: 139, Washington.

JORDAN, T.E., RUTTY, P.M., MCRAE, L.E., BEER, J.A., TALBUTT, K. y DAMANTI, J.F., 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Río Azul section, Precordillera thust belt, San Juan province, Argentina. Journal of Geology 98: 519-539, Chicago.

JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. y DRAKE, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31 S, Andes Mountains. Journal of Geology 101: 137-158, Chicago.

JORDAN, T.E., TAMM, V., FIGUEROA, G., FLEMINGS, P.B., RICHARDS, D., TABBUTT, K. y CHEATHAM, T., 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. Revista Geológica de Chile 23(1): 43-79.

JORDAN, T.E., KELLEY, S., FERNÁNDEZ, A., FERNÁNDEZ SEVESO, F., RÉ, G. y MILANA, J.P., 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. Segundas Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas 142-147, San Juan.

LIMARINO, C.O., GUTIÉRREZ, P., MALIZIA, D., BARREDA, V., PAGE, S., OSTERA, H. y LINARES, E., 1998. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista (en prensa).

MALIZIA, D.C., REYNOLDS, J.H. y TABUTT, K.D., 1995a. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja province, Argentina. Sedimentary Geology 96: 231-255.

MALIZIA, D.C., REYNOLDS, J.H. y TABBUTT, K.D., 1995b. Cronología de la sedimentación neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, provincia de La Rioja, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie 11(42): 78-105.

MARÍN, G. y NULLO, F.E., 1988. Geología y estructura al oeste de la Cordillera de La Ortiga. Asociación Geológica Argentina, Revista 43 (2): 153-162.

MÁRQUEZ, H., 1986. Informe geológico final Serranía Candado-Suaruro, Departamento Tarija. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), 30 pp., Santa Cruz de la Sierra.

MARSHALL, L.G., 1990. Fossil Marsupialia from the type Friasian land mammal age (Middle Miocene) Alto Río Cisnes, Aisen, Chile. Revista Geológica de Chile 17(1): 19-55.

MARSHALL, L.G., PASCUAL, R., CURTISS, G.H. y DRAKE, R.E., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. Science, 195: 1325-1328.

MAURI, E.T., 1944. Estudio geológico de la zona comprendida entre el río Los Gallos y el río del Valle, al este de la sierra de Centinela, en el departamento de Anta, provincia de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.

MILANA, J.P., 1990. Secuencias sedimentarias aluviales, subsidencia y tectonismo en la cuenca de antepaís andina de la provincia de San Juan, Argentina. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile, 205-214, Concepción.

MILANA, J.P., 1991. Sedimentología y magnetoestratigrafía de formaciones cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de San Juan, (inédito), 1-273 p.

MINGRAMM, A., RUSSO, A., POZZO, A. y CAZAU, L., 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias. 1:95-138, Córdoba.

MIRRÉ, J.C., 1966. Geología del valle del Río de Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). Asociación Geológica Argentina, Revista 21 (4): 211-231.

MONALDI, C.R., SALFITY, J.A., VITULLI, N. y ORTÍZ, A., 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayayayoc, Jujuy, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 55-64.

MOSQUERA, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas (en prensa).

MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.): Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.

MUJICA, H.J. y ZORZÍN, V., 1996. Extensión oriental de la tectónica andina en la llanura salteña, Provincia de Salta. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 385-398.

NULLO, F.E. y MARÍN, G., 1990. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 45(3-4): 323-335.

NULLO, F.E. y STEPHENS, G., 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de Las Aucas, sur de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 107-112.

NULLO, F.E., STEPHENS, G., DIMIERI, L.V. y ALLEN, R.B., 1998. Back thrust development in the Andean foreland fold and thrust belt, southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs 30(7): A234.

PARDO CASAS, F. y MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6(3): 233-248.

PEIRANO, A., 1957. Estratigrafía y tectónica de la parte meridional del valle Alto del Río Salí o valle de Choromoro (departamentos Capital y Trancas, provincia de Tucumán): Acta Geológica Lillona 1: 5-60.

PÉREZ, D., 1995. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita).

PÉREZ, D.J. y RAMOS, V.A., 1996. Los depósitos sinorogénicos. En: Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(11): 317-341, Buenos Aires.

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

PÉREZ, D.J., ÁLVAREZ, G., CONCHEYRO, A. y RAMOS, V.A., 1997. La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza Argentina. 13º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 568-571, Antofagasta.

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

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

POLANSKI, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 24a-b Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128: 1-110.

RAMOS, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura de la Sierra de Los Colorados, provincia de La Rioja. Asociación Geológica Argentina, Revista 25(3): 359-382.

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

RAMOS, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47 ab Lago Fontana, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 183: 1-130.

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

RAMOS, V.A., 1982b. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 37(1): 23-49.

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

RAMOS, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 105-110.

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

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

RAMOS, V.A., AGUIRRE URRETA, M.B., ÁLVAREZ, P.P., CEGARRA, M., CRISTALLINI, E.O., KAY, S.M., LO FORTE, G.L., PEREYRA, F. y PÉREZ, D., 1996. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 1-510, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., CEGARRA, M., LO FORTE, G. y COMÍNGUEZ, A., 1997. El frente orogénico en la Sierra de Pedernal (San Juan Argentina): su migración a través de los depósitos orogénicos. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1709-1713, Antofagasta.

REQUENA, E., FERNÁNDEZ, G. y GUERRA, H., 1989. Informe geológico final de anticlinales Ojo de Agua - La Ceiba, Serranía de Aguaragüe. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), 26 pp., Santa Cruz de la Sierra.

REYES, F.C., 1959. Posición estratigráfica de las Areniscas Superiores. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Boletín Técnico 1(4): 7-36.

REYNOLDS, J., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27º-33º S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Ph D. Dissertation, Dartmouth College, 353 pp., (unpublished), New Hampshire.

REYNOLDS, J. H., JORDAN, T. E. y JOHNSON, N. M., 1987. Cronología neogénica y velocidad de sedimentación en la cuenca de la Troya, La Rioja. 10º Congreso Geológico Argentino 2: 109-112.

REYNOLDS, J.H., JORDAN, T.E., JOHNSON, N.M., DAMANTI, J.F. y TABBUTT, K.D., 1990. Neogene deformation on the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja Province, Argentina. Geological Society of America, Bulletin 102(12): 1607-1622.

REYNOLDS, J., IDLEMAN, B.D., HERNÁNDEZ, R. y NAESER, C.W., 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Bárbara System, Salta province, NW Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs 26: 523, Seattle.

RUIZ HUIDOBRO, O., 1968. Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta (provincias de Salta y Jujuy). Instituto Naconal de Geología y Minería, Boletín 109: 1-48.

RUSSO, A. y SERRAIOTTO, A., 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 731-748.

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

SALFITY, J., GORUSTOVICH, S.A., MOYA, M.C. y AMENGUAL, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-554.

SALFITY, J.A., GORUSTOVICH, S.A., GONZÁLEZ, R.E., MONALDI, C.R., MARQUILLAS, R.A., GALLI, C.I. y ALONSO, R.N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 453-471.

SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas del Norte Argentino. Boletín de Informaciones Petroleras 14 (156): 1-49.

SCILLATO-YANÉ, G.J. y CARLINI, A.A., 1998. Nuevos xenarthra del friasense (Mioceno medio) de Argentina. Stvdia Geologica Salmanticensia 34: 43-67, Salamanca.

SEMPERE, T., HÉRAIL, G., OLLER, J. y BONHOMME, M., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. Geology 18(10): 946-949.

SOMOZA, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South America Earth Science 11(3): 211-215.

SPALLETTI, L., 1982. Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista 36(3): 286-311.

SPALLETTI, L., 1984. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 38(3-4): 454-468.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4 (3): 1-187.

STAPPENBECK, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Mendoza). Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 12 (1): 1-49.

STAPPENBECK, R. 1921. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la zona subandina de las provincias de Salta y Tucumán. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 14 (5): 1-135.

STARCK, D. y VERGANI, G., 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 433-452.

STEPHENS, G., BALDAUF, P. y NULLO, F., 1993. Stratigraphic and sedimentological constraints on the structural evolution of the foreland fold and thrust belt, southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs 25(6): A233, Boulder.

STEPHENS, G., NULLO, F. y BALDAUF, P., 1991. Geometry and structural history of the El Sosneado thrust fault, and earlier basement core folds, southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs 23: A139.

STEINMANN, G., HOEK, H. y BISTRAM, A., 1904. Zur geologie des südöstlichen Bolivien. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1-4, Stuttgart.

SUAYTER, L., 1983. Sismicidad y tectónica de los Andes del Norte Argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita).

TABUTT, K.J., NAESER, C.W., JORDAN, T.E. y CERVENY, P.F., 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas mio-pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 22-224.

TURNER, J.C.M., 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez (Catamarca y La Rioja). Asociación Geológica Argentina, Revista 13(1): 15-39.

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

TURNER, J.C.M., 1964a. Descripción Geológica de la Hoja 15c Vinchina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100: 1-81.

TURNER, J.C.M., 1964b. Descripción Geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi, provincia de Salta. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99: 1-78.

TURNER, J.C.M., 1967. Descripción Geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, provincias de Catamarca y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 106: 1-78.

TURNER, J.C.M., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina, provincia de la Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126: 1-96.

UGARTE, F.R.E., 1957. El grupo de Río Zeballos en el flanco occidental de la Meseta Buenos Aires (prov. Santa Cruz). Asociación Geológica Argentina. Revista 11(3): 202-216.

ULIANA, M., 1978. Estratigrafía del Terciario. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 67-84.

VERGANI, G. y STARCK, D., 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 6(20): 2-9.

VERGARA, M., LÓPEZ ESCOBAR, L. y HICKEY-VARGAS, R., 1997a. Geoquímica de las rocas volcánicas miocenas de la cuenca intermontana de Parral y Ñuble. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1570-1573, Antofagasta.

VERGARA, M., MORAGA, J. y ZENTILLI, M., 1997b. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1574-1578, Antofagasta.

VERGARA, M., PUGA, E., MORATA, D., BECCAR, I., DÍAZ DE FEDERICO, A. y FONSECA, E., 1997c. Mineral Chemistry of the Oligocene-Miocene volcanism from Linares to Parral, Andean Precordillera. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1579-1583, Antofagasta.

VIRAMONTE, J.G., REYNOLDS, J.H., DEL PAPA, C. y DISALVO, A., 1994. The Corte Blanco garnetiferous tuff: A distinctive late Miocene marker bed in northwestern Argentina applied to magnetic polarity stratigraphy in the Río Yacones, Salta Province. Earth and Planetary Science Letters 121: 519-531.

WHITE, K.D., 1923. Detailed reconnaissance of the Candado Range and the Tarija valley, between the Pescado River and the mouth of the Itau River with supplementary data on the San Telmo Range, S.E. Bolivia & Northwestern Argentina. Standard Oil Company of Bolivia (inédito), Santa Cruz.

YRIGOYEN, M.R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Ameghiniana 6(4): 315-329.

YRIGOYEN, M.R., 1993a. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. Ameghiniana 31: 125-138.

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

Recibido: marzo 1999

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (23):683-714, BUENOS AIRES, 1999

CUATERNARIO

1. CUATERNARIO DE LA PUNA

Antonio Igarzábal[†]

SEDIMENTACIÓN

Los depósitos pertenecientes al Cuaternario originados en esta región, resultan diversificados y de variable espesor como consecuencia de la estructuración de las formaciones geológicas y cambios contrastados del clima.

Los movimientos diastróficos referidos a las fases de la orogenia ándica produjeron la movilidad diferencial del zócalo, dividiéndolo en bloques delimitados por profundas fallas regionales. Se organizó de este modo un relieve primario de rumbo submeridiano en unidades elevadas delimitando con otras unidades deprimidas, caracterización que acompañó ininterrumpidamente la evolución de esta región. A este estilo paisajístico se agregaron como nuevos elementos morfológicos las construcciones volcánicas emplazadas sobre el relieve preexistente, lo que contribuyó a acentuar las irregularidades originales. No puede, por lo tanto, definirse morfológicamente a esta región como una planicie o altiplanicie -asignación frecuente- cuando las manifestaciones y repetidas rupturas de pendiente constituyen la componente fisiográfica dominante.

Desde un punto de vista geodinámico, según Isacks (1987), la vasta región de los Andes Centrales abarcada por Puna-Altiplano, forma un dilatado *plateau* de edad cenozoica tardía, originado a partir de la subsidencia de la placa suboceánica de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Modalidades propias de estructuración y evolución morfogénica condujeron a la conformación de los diferentes geoambientes que caracterizan a la Puna argentina, por un lado, y al Altiplano de Bolivia y Perú, por el otro. Aunque la similitud morfológica de la Puna argentina puede ser más cercana con la Puna de Atacama, en el NE de Chile, resulta evidente que la Cordillera Volcánica separa ambientes geodinámicamente diferentes y consecuentemente de diferente configuración.

Las depresiones tectónicas de la Puna han receptado volúmenes importantes de material clástico y químico que, procedentes de la denudación de los relieves perimetrales, componen sus rellenos fundamentales. Por su parte, las eyecciones volcánicas también contribuyeron al relleno de estas cuencas.

Aunque los aportes detríticos continúan invadiendo estos ambientes depocéntricos, la tasa de crecimiento de los sedimentos es de escasa significación, quedando preservado el carácter endorreico de la región. Debido a la persistencia de esta configuración, los sedimentos cuaternarios en gran medida resultan ajenos a la observación y sólo las secuencias más altas están expuestas en escasos perfiles.

Los períodos Pleistoceno y Holoceno han mostrado condiciones climáticas cambiantes, como se infiere de los múltiples indicadores paleoclimáticos que es posible reconocer en la Puna. De ahí que también megaciclos sedimentarios hayan acompañado sus respectivas evoluciones (Igarzabal, 1984). Mientras el paleoambiente pleistoceno se caracterizó por una generalizada uniformidad morfogénica, asistida por moderada participación de humedad y correlativa disponibilidad de caudales de escurrimiento, el medio ambiente holoceno, característicamente seco, vio interrumpida su evolución por pulsos de menor aridez debido al retorno de nuevos aportes de mayor humedecimiento, aunque de corta duración. Esas vicisitudes se ven reflejadas en sedimentos tan dispares como glaciarios, criogénicos, torrenciales, lacustres, fluviales, eólicos, de playa y químicos.

DISPOSICIÓN SECUENCIAL

El generalizado enfriamiento climático que condujo al desencadenamiento del ciclo glaciario pleistocénico registra evidencias morfológicas en algunos de los componentes orográficos del NO argentino (Turner, 1964; Schmieder, 1923; Kühn y Rohmeder,1943; Tapia, 1925; Galván, 1981).

Sólo un reducido número de elementos topográficos de la Puna que encumbran por encima de los 4000 m registraron el evento glaciario, como ocurre con los cerros Queva, Granadas, Macón, Galán, Archibarca, Llullaillaco y Socompa, aspecto al que se refirieron Penck (1920) y Hasternrath (1971). En ellos se observan escasos remanentes morénicos, los que normalmente son removidos como flujos detríticos (Igarzábal, 1981). No se conocen dataciones radimétricas para estos sedimentos en la Puna. No obstante, existe coincidente opinión en que se trataría de una única glaciación asignada al Pleistoceno tardío (Aceñolaza y Toselli, 1981).

Los primeros aportes que recibieron las depresiones cuaternarias consistieron en sedimentos aglomerádicos que, como taludes detríticos, recubrieron el pie de los escarpamientos tectónicos. Participa en ellos modesta cantidad de material carbonoso. Gradualmente estos sedimentos pasan hacia arriba a depósitos limo-arenosos y gravillosos que en algunos sectores se observan modelados en lobulaciones o pequeñas depresiones rellenadas de turba, aspectos que dan pie a sustentar un origen criogénico de estos materiales, contemporáneo con el evento glaciario de los altos relieves regionales.

El incremento progresivo de humedad en el período pleistocénico se refleja en la formación de cuerpos lacustres centrados en las depresiones, acompañados por sedimentación de limos y arenas. Esa mayor humedad debió estar a cargo de pluviales, sincrónicos con la actividad glaciaria de altura.

En diversas depresiones ocupadas por lagunas o salares actuales, se reconocen líneas de paleoriberas, como ocurre en el bolsón de Pozuelos en la Puna jujeña, próximo al límite con Bolivia (Igarzábal, 1978). Allí, coronando el depósito lacustre, se reconocen varios niveles de calizas estromatolíticas, datados radimétricamente por el método C14 (INGEIS) en 27.000 ± 240 años. Los sedimentos lacustres muestran abundante presencia de diatomeas con especies similares a las descriptas por Frengüelli (1928) en la Puna de Atacama, en Chile, como también por Servant-Vildary (1978) en el altiplano de Bolivia. Al norte de la laguna de Pozuelos, tras la frontera con este país, se reconocen sedimentos lacustres más modernos (12.420 ± 240 y 10.970 ± 230 años, Servant y Fontes, 1978).

Mientras los dilatados lagos pleistocenos del altiplano de Bolivia se presume que pudieron verse favorecidos en su desarrollo por fusiones provenientes del descongelamiento de las áreas englasadas de la Cordillera Real, para la Puna argentina, en cambio, esa posibilidad aparece menos efectiva por la reducida importancia de dicho acontecimiento.

Con la mayor disponibilidad de caudales durante el megaciclo pleistoceno se organizaron potentes conos aluviales sincrónicos con los depósitos lacustres, ya que sus extremos distales toman contacto neto con las líneas de paleoriberas. Por su parte, también los elementos orográficos se vincularon con las líneas de paleoriberas a través de característicos planos de glacis, escalonados en dos niveles. Ese escalonamiento en el NO argentino, en algunos casos , ha sido interpretado de origen diastrófico (Strecker et al., 1984), mientras que en la Puna, sin descartar esa influencia, es sustentable atribuirlo a efectos climáticos, a partir de las fases pluviales.

Con el megaciclo holoceno tuvieron extensa difusión los depósitos evaporíticos, los que constituyen un 30% del total de los sedimentos cuaternarios aflorantes de la Puna, con un volumen estimado de 500 km^3. Cubren una superficie de aproximadamente 5000 km^2, expresados en numerosos salares y salinas. La mayor parte de ellos muestran una definida cristalinidad, mientras otros, los menos, resultan dominantemente terrosos. Los primeros están embebidos en salmueras cloruro-sódicas, acompañadas por un amplio espectro de elementos químicos, entre ellos boro, potasio y litio. Los rellenos evaporíticos muestran persistentes intercalaciones de material cinerítico, lo que indica un sincronismo de los depósitos salinos con las manifestaciones del volcanismo regional.

Aunque cabe admitir que el origen de los cuerpos salinos puede explicarse a partir del reciclaje de depósitos evaporíticos preexistentes, en la Puna no corresponde ser tenida en cuenta como hipótesis generalizada. Existen en esta región importantes megacuerpos evaporíticos interestratificados en secuencias terciarias (Turner, 1960, 1964), en especial de halita (Alonso et al., 1984) y de yeso (Schwab, 1973) que pudieron contribuir a la formación de algunos de esos depósitos. En cambio, resulta evidente que en todos ellos estuvo presente una intensa y prolongada actividad hidrotermal que, como fase póstuma del volcanismo, actuó a lo largo del Cuaternario. Se formaron así depósitos travertínicos densamente diseminados en la región. La persistencia de esta actividad está documentada en dataciones que las ubican a lo largo de este tiempo. Están estructurados como cuerpos tabulares, o conos de pequeñas dimensiones, cuya ubicación guarda íntima relación con las alineaciones de fracturas regionales.

Esos aparatos (géiseres y manantiales) emitieron ingentes volúmenes de soluciones complejas, con marcada diversificación iónica. Su actividad y quimismo, si bien han desaparecido virtualmente de la superficie, permanecen moderadamente activos en el subsuelo. Mientras tanto, la relación genética de la mineralización de boro con la actividad termal está expuesta en diversas localidades en las que se han constatado interesantes reservas de boratos. Así ocurre en la terma «Antuco» en la Puna salteña, único caso de depositación actual de ulexita a partir de sus derrames.

Los caudales termales emitidos durante el Cuaternario debieron ser importantes y notable su incidencia en la temprana salinización de los lagos pleistocenos. De ahí que, aunque esos lagos inicialmente fueron de agua dulce, debe esperarse que la salinización haya progresado rápidamente, en modo especial en aquellas cuencas asociadas con sedimentos evaporíticos terciarios (Igarzábal y Rivelli, 1990). Si bien el desecamiento holoceno proporcionó las condiciones ambientales óptimas para la sedimentación evaporítica, existen razones para admitir que la misma debió iniciarse en el Pleistoceno, como se infiere de una datación efectuada por Alonso y Menegatti (1990) en el salar de Pastos Grandes (1,5 Ma). Por lo expresado, cabe concluir que en la rápida ionización de los cuerpos lacustres de la Puna, a la actividad volcánica, en particular a su hidrotermalismo asociado, le cupo un alto grado de responsabilidad.

El desecamiento holoceno y su correlativa sedimentación evaporítica fueron interrumpidos por un episodio de ligera mayor humedad climática que provocó la formación de cuerpos sublacustres, los que reocuparon las depresiones y se sobrepusieron a los depósitos salinos. Están compuestos por limos y arenas removidos desde las vertientes de los relieves inmediatos y estructurados en bancos delgados, a groseramente laminados. Poseen coloraciones variadas, predominando tonalidades amarillentas y verdosas, sin que se observe en ellos signos de deformación tectónica. Son portadores de minerales salinos, en especial yeso. En todos los salares están presentes los remanentes de esta fase sublacustre, con espesores variables hasta 20 m, con frecuentes intercalaciones cineríticas. Como restos orgánicos, sólo se ha detectado la presencia de horizontes diatomáceos. Se carece de asignación temporal precisa para estos depósitos pero, por su inmadurez y por no soportar otras entidades litológicas, se los considera de edad reciente, no mayor de 2000 a 3000 años. Esta edad coincide con la que Markgraf y Bradbury (1982) consideraron un tiempo de humedecimiento postglacial que afectó a la región andina de América del Sur, acontecimiento que también Graf (1975) describió en Bolivia.

Una componente eólica con vectores dominantes del noroeste, como en la actualidad, acompañaron al período Holoceno. Lo demuestran diversos rasgos erosivos y formas de acumulación. Entre los primeros deben citarse canaladuras y estriaciones uniformemente orientadas en tobas e ignimbritas terciarias (Viera y Chain, 1975). Las acumulaciones de arena, por su parte, están presentes en diversos sectores de la región. Su extensión es poco significativa , salvo puntuales excepciones, como el campo de dunas barjanoideas entre Salinas Grandes y laguna de Guayatayoc, en la Puna jujeña. Las dunas trepadoras constituyen frecuentes acumulaciones puntuales, pero de esca-

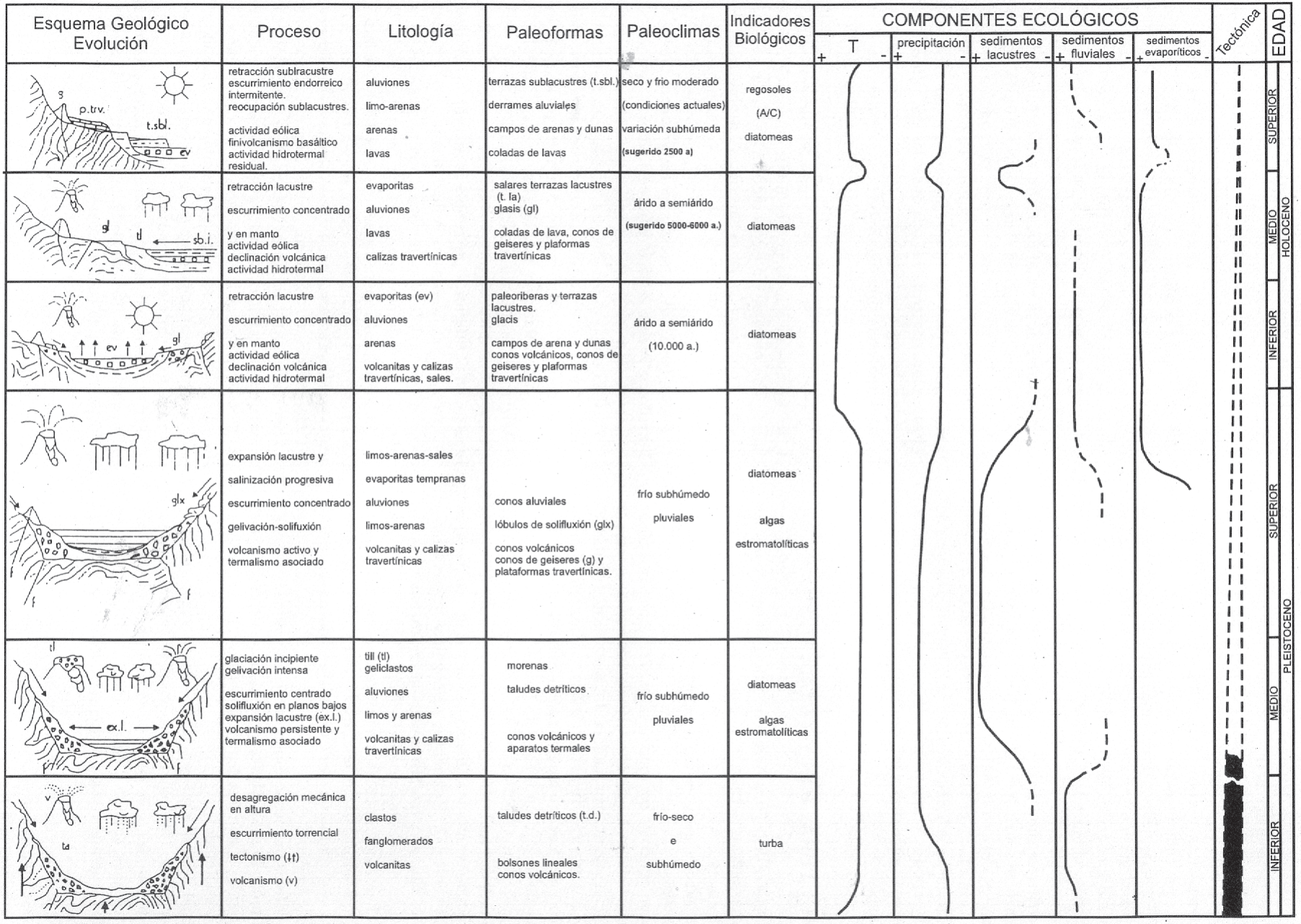


Figura 1. Evolución geológica del Cuaternario.

sa extensión. La arena, en todos los casos, es obtenida del barrido de las playas fluviales.

La sedimentación cuaternaria de la Puna argentina se agota con abundantes derrames detríticos provenientes de las descargas torrenciales de los elementos montañosos. Descienden por los planos de glacis y alcanzan las márgenes de los salares, donde son intensamente desagregados por acciones haloclásticas y corrosivas. Alimentan así el margen arcilloso que contornea las cuencas evaporíticas.

En las secuencias sedimentarias expuestas que componen los depósitos cuaternarios, hasta el momento no se han reconocido intercalaciones de suelos como indicadores de condiciones ambientales biostásicas, contrario al actual comportamiento rexistásico (Ehrart, 1956). En las formaciones detríticas superficiales, las precarias condiciones pedogenéticas sólo han podido organizar conjuntos netamente minerales, de tipo regosoles. Mientras tanto, las concentraciones carbonáticas en el subsuelo son frecuentes. En algunos casos los calcretes componen lentes o bancos delgados de caliche y, en otros, la masa concrecionada, de textura micrítica, se presenta como producto de lixiviado y precipitación bioquímica.

ESTRUCTURACIÓN Y VOLCANISMO

El relieve de la Puna Argentina refleja las consecuencias de las vicisitudes orogénicas ocurridas como consecuencia de los Movimientos Ándicos (Groeber, 1947) que condujeron a la estructuración que controló la sedimentación y volcanismo cenozoicos.

En un marco de continuada movilidad acaecida a partir del Eoceno medio, la estructuración del basamento se tradujo en ambientes depresivos, aunque diferentemente orientados.

De acuerdo a Salfity et al. (1984), las fases orogénicas iniciadas en el Eoceno medio (fase Incaica) y prolongadas sucesivamente como fase Pehuenche (Oligoceno-Mioceno), fase Quechua inicial (Intermiocénica), fase Quechua principal (Mioceno tardío) y fase Diaguita (Pleistoceno temprano), dislocaron el zócalo, constituido esencialmente por sedimentos paleozoicos y cretácicos. Las fases iniciales terciarias originaron lineamientos estructurales orientados de ONO-ESE y NO-SE, los que, considerados fallamientos transcurrentes, son designados por dichos autores como de «Lipez», «El Toro-Olacapato-Calama», «Archibarca» y «Culampajá», los que cruzan la región de la Puna.

Esos lineamientos se comportaron como altos estructurales, delimitando entre ellos respectivas áreas deprimidas que recibieron los materiales denudados de los relieves positivamente estructurados.

Según la misma referencia, un intenso magmatismo se asoció a la fase Quechua inicial, por descompresión de los altos estructurales. Ello permitió la formación de potentes estratovolcanes alineados en el rumbo de las estructuras, limitados al dominio de la Puna, casi sin rebasar su delimitación oriental.

Por su parte, con el inicio del tiempo Cuaternario, la fase Diaguita, con la que se agotaría la orogenia ándica, volvió a disturbar el zócalo a través de la movilidad diferencial de bloques afectados por fallas inversas de alto ángulo y orientación submeridiana.

Como ocurriera en el Terciario, con la descompresión de los altos estructurales que facilitaron el volcanismo contemporáneo, también el alivio compresivo de las estructuras pleistocenas permitió una intensa efusividad que, sobrepuesta a los sedimentos y volcanitas preexistentes, provocó el emplazamiento de Cordillera Occidental, compuesta por los más potentes estratovolcanes de la región. Se advierte, entonces, que el volcanismo en la Puna compone un evento continuo, que iniciado en el Terciario medio y superior se prolonga en el Cuaternario. Pese a esa continuidad, la naturaleza petrográfica de las rocas componentes observa un dominante carácter ácido y mesosilícico, con prevalencia de andesitas y dacitas en el Terciario, la que, en el Cuaternario, se vuelve homogéneamente mesosilícica, con dominio de andesitas, hasta culminar con efusividad de carácter básico (Viramonte et al., 1984). Correlativamente con esa variación composicional, también la misma se expresó con una progresiva disminución explosiva. Ello se infiere de la presencia de potentes calderas terciarias responsables de la emisión de voluminosas masas piroclásticas que componen extensos depósitos de tobas, tobas ignimbríticas e ignimbritas en las adyacencias de las calderas de Galán (Francis et al., 1978) y Archibarca. Otro tanto ocurre con similares depósitos que, desde el salar de Jama y por unos 50 kilómetros hacia el sur, se ubican a lo largo del límite internacional con Chile y que habrían sido generados a partir de calderas próximas, ubicadas en aquel país. Esas estructuras explosivas no son conocidas en el volcanismo cuaternario de la región que, en cambio, culminó con la efusión de basaltos olivínicos, como los expuestos en los volcanes Negro de Chirrillos y Tuzgle al oeste y noroeste de San Antonio de los Cobres, respectivamente, para los que Schwab y Lippolt (1974) dataron por K/Ar en $0{,}1 \pm 0.3$ Ma para el primero y 0.2 ± 0.15 Ma para el segundo, es decir con neta correspondencia cronológica cuaternaria. Similares rocas están expuestas como coladas en las márgenes oeste y sur del salar de Arizaro, en las proximidades del salar Rincón, margen oriental del salar Río Grande y al sur del cerro Llullaillaco. Incluso, en el interior y próximo a la margen oriental del salar Arizaro, se observa un cuello volcánico, mientras una apófisis en su extremo noroeste (salar Incahuasi) se independiza mediante coladas basálticas.

Importa señalar que aunque lo esencial del volcanismo cuaternario tiene su máxima expresión en Cordillera Occidental, no faltan unos pocos aparatos situados en el interior de la Puna, tales como San Gerónimo y Negro de Chorrillos, próximos a San Antonio de los Cobres. Pese al generalizado arrumbamiento submeridiano de la Cordillera Occidental, en detalle se advierte, según Salfity et al. (1984), que algunos de sus tramos aparecen desplazados lateralmente, ajustados al rumbo de los lineamientos que guiaron el emplazamiento de las cadenas volcánicas transversales terciarias.

Por fin, el volcanismo póstumo estuvo representado por una intensa y difundida actividad hidrotermal, con la correlativa depositación de calizas hidatogénicas.

En cuanto a la actividad neotectónica y sus efectos, caben diversas consideraciones. Aunque lo esencial del diastrofismo cuaternario está referido a la movilidad pleistocena, a través de la fase Diaguita, el tiempo postdiaguítico no está caracterizado por una quietud absoluta. Por el contrario, una serie de anomalías morfológicas indican que aún está presente una actividad tectónica resi-

dual. Esas anomalías han sido informadas por diversos autores en los ambientes geológicos andinos, p. ej. Lavenú y Soulas (1974) y Lavenú (1976, 1977 y 1978) en los Andes de Bolivia y sur del Perú; Igarzábal (1991) y Marrett et al. (1994) en la Puna argentina; Moraga et al. (1974) en el noroeste de Chile, entre otros.

En la Puna argentina esa tectónica es tan reciente como que la reactivación de fracturas disturba costras evaporíticas holocenas (salar de Pastos Grandes), o sedimentos lacustres pleistocenos puestos en terrazas tectónicas (laguna de Pozuelos). Hay también resaltos en conos aluviales al cruzar fracturas regionales al pie de bloques montañosos, donde facetas triangulares o trapezoidales representan escarpas de fallas juveniles (sierras de Pocitos y Guayaos).

Por fin, otro hecho que hace evidente los ajustes tectónicos recientes está señalado por el escurrimiento en direcciones determinadas sobre la superficie de la mayoría de los salares, indicativo del basculamiento de los bloques sobre los que asientan los rellenos de las cuencas evaporíticas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Publicación N 1287 :212 páginas.

ALONSO, R., GUTIÉRREZ, R. y VIRAMONTE, J., 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 25-42.

ALONSO, R. y MENEGATTI, N., 1990. La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina). 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 1:295-298.

EHRART, H., 1956. La Génese des sols en tant que phénomene geologiques. Masson et Cie. 90 p. París.

FRANCIS, P. W., HAMILL, M., KRETZSCHMAR, G. y THORPE, R.S., 1978. The cerro Galán caldera, north-west Argentina and its tectonic setting. Nature, 274: 749-751.

FRENGÜELLI, J., 1928. Acerca del origen de los salares de la región de los desiertos de la Puna de Atacama. Anales Sociedad Estudios Geográficos (GAEA), 3:176-186.

GALVÁN, A., 1981. Descripción geológica de la hoja 10e, Cafayate (Provincias de Tucumán, Salta y Catamarca). Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín Nº 177:1-48.

GRAF, K., 1975. Estudios palinológicos de la cuenca de La Paz y regiones aledañas. Anales 4a Convención Nacional de Geología. Revista Técnica YPFB, 4 (3): 177-193. Bolivia.

GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3) Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar-co y parte de Epu Lauken, 4) Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-433.

HASTERNRATH, S., 1971. On the Pleistocene snow-line depresion in the arid regions of the South America Andes. Journal Glaciology 1:225-267.

IGARZÁBAL, A., 1978. La laguna de Pozuelos y su ambiente salino (Departamento de Rinconada, Provincia de Jujuy). Acta Geológica Lilloana, 15(1): 79-103.

IGARZÁBAL, A., 1981. El sistema glaciolítico de la cuenca superior del Río Juramento. Provincia de Salta. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 4: 167-183.

IGARZÁBAL, A., 1984. Origen y evolución morfológica del las cuencas evaporíticas cuartarias de la Puna argentina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 3: 595-607.

IGARZÁBAL, A., 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Revista Instituto Ciencias Geológicas, n°8. Universidad Nacional de Jujuy, 97-122.

IGARZÁBAL, A. y RIVELLI, F., 1990. Aspectos evolutivos y morfológicos del salar de Pastos Grandes. Departamento Los Andes, Provincia de Salta. 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 276-297.

ISACKS, B.L., 1987. Formación de montañas no colisionales en los Andes Centrales: el orógeno boliviano. 10º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 211-214.

KÜHN y ROHMEDER., 1943. Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán. Segunda Edición. Universidad Nacional de Tucumán. Facultad Filosofía y Letras. Instituto de Geografía. Monografía Nº 3;104 p.

LAVENÚ, A., 1976. Failles verticales a stries affectand des ignimbrites plio-quaternaires (sillar) dans le sud du Pèrou (Arequipa). Cahiers O.R.S.T.O.M., Séries Géologie, 8(1): 3-9.

LAVENÚ, A., 1977. Neotectónica de los sedimentos plio-cuaternarios de la cuenca de La Paz. Revista de Geociencias, 1(1).

LAVENÚ, A.,1978. Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du nord de L'Altiplano bolivien (Région de La Paz-Ayo-Umala). Cahiers Séries Géologie, O.R.S.T.O.M., 10(1): 115-126.

LAVENÚ, A. y SOULAS, J.P., 1974. Observations de microfailles Plio-Quaternaires en distención le long de la cote sud du Pèrou. Bulletin IFEA 3(2): 39-48.

MARKGRAF,V. y BRADBURY, J., 1982. Holocene climatic history of South America. Striae, 16:40-45. Upsala.

MARRETT, R.A., ALLMENDINGER, R.W., ALONSO, R.N. y DRAKE, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adyacent foreland, northwestern Argentine Andes. Journal of South American Earth Sciences, 7 (2): 179-207.

MORAGA, B. G., CHONG, D.M., FORTT, Z. y HENRIQUEZ, A., 1974. Estudio del salar de Atacama. Provincia de Antofagasta. Boletín Instituto Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile. 29:1-56.

PENCK, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama, en: abh. Mat. Phys. Klasse der Sächsischen Akademic der Wissenschften, Band. 37:1, Leipzig.

SALFITY, A., GORUSTOVICH, S., MOYA, M.C. y AMENGUAL, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I:539-554.

SCHWAB, K. y LIPPOLT, H., 1974. K/AR Mineral ages and late Cenozoic history of the Salar de Cauchari Area (Argentine Pune). Proc. Symposium "Andean and Antartic Volcanology Problems", 698-714. Santiago, Chile.

SERVANT, M. y FONTES, J.C., 1978. Les lacs quaternaires des haut plateaux des Andes boliviennes. Premieres interpretations paléoclimatiques. Cahiers O.R.S.T.O.M. Séries Géologie, 10 (1): 9-23. París.

SERVANT-VILDARY, S., 1978. Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. Cahiers O. R. S. T. O. M. Séries Géologie, 10 (1): 25-35. París.

SCHWAB, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien). Ein Bertrang zur erdgeschichtlichen Entwichlung der Puna. Geotekt. Forsch., Stuttgart, 43(1-2): 1-168.

SCHMIEDER, O., 1923. Contribución al conocimiento del Nevado de Chañi y la alta Cordillera de Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 27: 135-162.

STRECKER, M.R., BLOOM, A.L., CARRION, A., VILLANUEVA, A. y NAESER, C., 1984. Piedemont terraces in the valle de Santa María and in front of southwern sierra de Aconquija, provinces of Catamarca, Tucumán and Salta, Nothwestern Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 448-485.

TAPIA, A., 1925. Apuntes sobre el glaciarismo pleistocénico del Nevado del Aconquija. Anales Sociedad Argentina de Geografía 1 (4): 313-365.

TURNER, J. C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). Acta Geológica Lilloana,3: 191-226.

TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 99. 78 pp.

VIERA, V. O. y CHAIN, M., 1975. Influencia del viento sobre el diseño del drenaje en tobas de la Puna salto-jujueña. Cuarta Convención Nacional de Geología, Anales 3I(3):779-782. La Paz.

VIRAMONTE, J.G., GALLISKI, M.A., ARAÑA SAAVEDRA, V., APARICIO, A., GARCÍA CACHO, L. y MARTÍN ESCORZA, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta, República Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 234-253.

Recibido: julio 1996

2. EL CUATERNARIO DE LA REGIÓN PRE-PUNEÑA DEL NOROESTE ARGENTINO

José M. Sayago

Desde la perspectiva paleoambiental el período Cuaternario se inicia en el noroeste argentino con las condiciones climáticas que, durante el Plio-pleistoceno, dieron origen a la Formación Uquia y sus coetáneos regionales, Piquete, Acequiones, Ticucho y Choya (Aceñolaza y Toselli, 1981). Sin embargo, el replanteo del esquema bioestratigráfico del Cenozoico argentino con la inclusión de Uquia en el Terciario y el Ensenadense ocupando gran parte del Pleistoceno inferior y medio (Tonni et al., 1992), explican su exclusión de esta breve historia del Cuaternario pre-puneño.

Durante el largo período que comprende el Pleistoceno inferior y medio el modelado superficial, influido por una activa neotectónica y bajo un clima árido a semi-árido, generó las superficies denudativas que truncan los sedimentos terciarios y mesozoicos adosados a los principales cordones montañosos de la región. En general estas superficies se encuentran cubiertas por sedimentos detríticos más jóvenes, siendo excepcionales las áreas donde aparecen exhumados o bajo una somera cubierta como ocurre en el valle de Santa María (Catamarca,Tucumán), donde se han datado cinco niveles de pedimentación con edades que van desde dos millones y medio a trescientos mil años antes del presente (Strecker,1987). Aunque en las llanuras situadas al oriente de la región pre-andina no se han detectado depósitos de probada edad ensenadense, es lógico inferir que los productos de la denudación de las áreas montañosas del Oeste debieran encontrarse en el subsuelo de la llanura chaqueña occidental. La existencia de fauna fósil de probable extirpe ensenadense (Powell, com.pers.) en los sedimentos retransportados por el río Dulce (Santiago del Estero) así lo indicaría. El predominio de las acciones denudativas debe haberse extendido hasta el Pleistoceno superior, época en que recién culmina el levantamiento de las áreas montanas, lo cual explica la existencia del único ciclo glaciario detectado en la región (Strecker et al., 1984). Aunque sedimentos glacigénicos se encuentran en la mayoría de los cordones montañosos del noroeste por encima de los 4000 m, la carencia de dataciones absolutas o de secuencias morfológicas glaciarias, correlacionables a nivel regional, solo permite asegurar la existencia de una glaciación con varios reavances durante el Pleistoceno y Holoceno (Tapia, 1925; Rohmeder, 1942; González Bonorino, 1951; Galván, 1981; Sayago et al., 1991). Por otra parte, dos ambientes diferentes, el complejo de loesss con paleosuelos y las secuencias detríticas de vertientes y piedemontes, han aportado información sobre las características paleoambientales de la región durante el Pleistoceno final. La confluencia del aporte loéssico de los vientos del sureste y la humedad proveniente del oeste (debido al desplazamiento septentrional del Frente Polar, Sayago,1994), generaron durante el Pleistoceno tardío en los valles intermontanos situados en la fachada oriental de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquíes, una potente secuencia de paleosuelos desarrollados sobre el loesss, que ha sido caracterizada como ***Formación Tafí del Valle*** (Collantes et al., 1993). Las características lito-estratigráficas de dicho complejo sugieren la alternancia de períodos secos y probablemente fríos, con sedimentación loéssica, y otros más húmedos que permitieron el desarrollo edáfico (Sayago, 1994). La presencia en los sedimentos loéssicos de vertebrados de edad lujanense (Powell et al., 1993), interestratificados con los paleosuelos, indicaría una edad pleistocena superior para este conjunto sedimentario.

Mientras en los valles intermontanos se depositaba el loesss y se desarrollaban los paleosuelos, en las vertientes altas los períodos húmedos facilitaban la criogenia, generando materiales cenoglomerádicos que frecuentemente transitaban a fanglomerádicos con la disminución de altura. Es así que en las vertientes de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquíes es posible observar una secuencia de capas detríticas alternantes con limos loéssicos que generalmente culminan en el último nivel de glacís o pedimento (Collantes, 1989). En los valles y bolsones del oeste los depósitos cenoglomerádicos de vertiente, que dan paso en los piedemontes a los llamados «fanglomerados antiguos», reflejan la variabilidad climática del último período glaciar (González Bonorino, 1951). Asimismo, la presencia en el subsuelo de la llanura tucumana de limos loéssicos con vertebrados lujanenses (Bonaparte y Bobovnikov, 1974), también alternantes con capas fanglomerádicas, sugieren contemporaneidad con las secuencias de los valles intermontanos. Finalmente, similar correspondencia entre vertientes y piedemontes se habría dado en las Sierras Subandinas como lo sugieren las características litológicas y distribución espacial de la ***Formación Urundel*** (Iriondo, 1990), asignada al Pleistoceno final.

El paso del Pleistoceno al Holoceno en la región del noroeste aparentemente tuvo un carácter transicional, evidenciado en el complejo loesss-paleosuelos por la mayor duración de los períodos con pedogénesis (indicio de mayor humedad) en su porción superior, en contraste con una disminución del espesor de las capas loéssicas (Sayago, 1994). En tal sentido, una datación efectuada en vertebrados fósiles encontrados en el loesss de dicho complejo, ha aportado una edad 8660± 150 A.P. (Collantes et al., 1993), también confirmadas por otras efectuadas sobre sedimentos orgánicos y vertebrados en la sierra de Aguilar, con edades entre 9200±140 a 8320±150 para la transición Pleistoceno-Holoceno (Fernández et al., 1991).

La presencia de un nivel de glacis desarrollado sobre los sedimentos del Pleistoceno/Holoceno, claramente visible en los valles intermontanos de Tafí, Trancas (Tucumán) y Las Estancias (Catamarca), sugiere el predominio de la denudación

CONICET - INGEMA/Instituto de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Tucumán

CARACTERÍSTICAS DEL CUATERNARIO PRE-PUNEÑO DEL NOROESTE ARGENTINO

		AÑOS AP.	GEOMORFOLOGÍA	ESTRATIGRAFÍA	GEOCRONOLOGÍA	CLIMA
HOLOCENO	SUPERIOR	600	Terraza fluv. baja (arenas y gravas)	Suelos actuales		Similar actual
		ANOMALÍA MEDIEVAL ÁRIDA 1100	Dunas y polvos eólicos	«Silencio arqueológico» (Raffino,1988)	1100-600 AP. (Stinie,1994)	Extremad. árido con alternan. húmeda
		4000	Pedogénesis pred. sobre morfogénesis Conos deyección (III) Nivel agrad.	Per. Arqueol. «Formativo» (Raffino,1988) Paleosuelo «Río Blanco» (Courtade, 1987 Collantes, 1989)	Índice Harden 2800-3000 a. (Sampietro,1994)	Húmedo y moderad. cálido Semiárido transic. a húmedo
	MEDIO	NEOGLACIAL 6000	Cenoglomer. (II) Nivel agradación Loess Cenoglomerados (I) Niv. agradacional	(Vilela et al., 1978) (Sayago,1994) (Galván,1981)	4380 ± 120 AP. (Sayago et al., 1990) 5950 ± 90 AP. (Sayago et al., 1991)	Húmedo y moderad. frío Seco y mod. frío Húmedo y mod. frío
	INFER	ALTITERMAL 8000?	Glacís de erosión	(Collantes, 1989)	6000 a 8000 AP. (Clapperton, 1994)	Cálido y seco
PLEISTOCENO	SUPERIOR	PLEISTO- HOLOCENO 10000?	Predomina pedogénesis sobre sedim. loess. Flujos periglaciales	(Sayago,1994) (González Bonorino,1951)	8320 ± 150AP 9200 ± 140 AP (Fernández et al., 1991) 8660 ± 150 AP (Collantes et al., 1990)	Alternan. húmedo y mod.cálido seco/frío
		LUJANENSE ????	Morfología glacial con reavances Paleosuelos y loess Cenogl./fanglom. y loess	F. Tucumán (Bonaparte et al., 1974) F. Tafí del Valle (Collantes et al., 1993)	Fauna Lujanense (Powell et al., 1993)	Alternan. seco/frío a húmedo moderad. cálido
	MEDIO A INFER	ENSENADENSE 2.5Ma	Niveles denudativos pedemontanos (glaciplanación + neotectónica)	Pedimentos I a V (Strecker, 1987)	Pd V = 0.3Ma Pd IV = 0.6Ma Pd III=1.2 / 0.6 Ma Pd II = 1.2Ma Pd I = 2.5Ma (Strecker,1987)	Árido a Semiárido

durante un lapso coincidente con el llamado Altitermal (8000-6000 A.P.) durante el cual América del Sur presentó condiciones climáticas cálidas y secas (Clapperton, 1994).

Durante el subsiguiente período Neoglacial (6000-4000 A.P.), las regiones montanas del noroeste fueron afectadas por condiciones húmedas y relativamente frías, lo que se tradujo en una moderada expansión glaciaria que, en los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquíes, fue de magnitud muy inferior a la glaciación pleistocena (Sayago et al., 1991). El incremento de la actividad glaciar y periglaciar generó los sedimentos detríticos que aparecen en los piedemontes como niveles de glacis cubierto y/o paleoabanicos de deyección. Es así que el Neoglacial se encuentra representado en el noroeste por dos niveles de agradamiento detectados desde la cadena de Ambato, en Catamarca, (Nullo, 1981; Sayago et al., 1991) hasta la Quebrada de Humahuaca (Courtade, 1987), al igual que en los valles Calchaquíes de Catamarca y Salta (Vilela y García, 1978; Galván, 1981). Cronológicamente, estos depósitos han sido generalmente atribuidos al Pleistoceno, sin contar con evidencias bioestratigráficas o dataciones absolutas. Un fechado radiocarbónico efectuado en sedimentos glaci-lacustres en el valle del río Muñoz (Tucumán), morfogenéticamente relacionados con el primer nivel de agradación, estableció una edad de 5950±90 (Sayago et al., 1991), razón por la cual se los incluye tentativamente en el Holoceno medio. Un período intermedio de aridez se tradujo en la depositación de sedimentos loéssicos, los que son claramente visibles en las terrazas fluviales más antiguas (superpuestos a materiales detríticos) de los principales ríos que nacen en la vertiente oriental de los cordones de Aconquija, Cumbres Calchaquíes y Sierras Subandinas. El aumento en espesor de estos materiales hacia el este y su amplia distribución en la llanura chaqueña (Sayago, 1994), sugieren la existencia durante el Neoholoceno de condiciones áridas en las llanuras extraandinas en contraste con mayor humedad en los valles prepuneños, lo cual explicaría el desarrollo de los sistemas paleofluviales del Salí-Dulce, Juramento-Salado, Bermejo y Pilcomayo, cuyos depósitos aparecen sobreimpuestos al sustrato loéssico. La finalización del Neoglacial en el noroeste estaría asociado al retorno de condiciones más secas y probablemente más cálidas, lo cual es claramente expuesto en los sedimentos fluviales de la quebrada del río Yavi, aguas abajo de la localidad del mismo nombre, provincia de Jujuy, donde un fechado efectuado sobre sedimentos orgánicos en la base de la primera ocupación humana holocena dio una edad 4380±120 A.P. (Sayago et al., 1991). Las características físico-químicas de tales depósitos muestran el tránsito desde las condiciones húmedas y frías del Neoglacial a otras más secas y frescas, que en los valles intermontanos y cordones pre-puneños habrían generado el tercer nivel de agradación o deyección (Courtade, 1987; Collantes, 1989).

Sin embargo, en dicha región el clima a partir del 2500 A.P. es definidamente húmedo como lo sugiere la presencia de un paleosuelo con horizonte argílico en el valle de Santa María (Strecker,1987) y en el de Tafí (Sampietro,1994), desarrollado sobre los sedimentos cenoglomerádicos neoholocenos y, aparentemente, contemporáneo con otra generalizada expansión glaciaria en América del Sur (Clapperton,1994). Este período húmedo coincidiría igualmente con el período Formativo de las principales culturas pre-hispánicas del noroeste (Raffino, 1988) el que culmina aproximadamente en el 1200 A.P. (Berberian et al., 1988). El subsiguiente lapso de «silencio arqueológico» que media entre la terminación del período Formativo y el inicio de los Desarrollos Regionales (800-600 A.P., Raffino, 1988), detectado en los valles Calchaquíes y valles intermontanos australes del noroeste, habría sido influido por la llamada «Anomalía Medieval Árida». Este período que cubre varias centurias y culmina aproximadamente en el 600 A.P., conocido en Europa como «Época medieval cálida», estuvo caracterizado tanto en California como en Patagonia (Stinie, 1994) por una extremada aridez, que por extensión podría haber existido en el noroeste influyendo en la dinámica del poblamiento indígena. Los campos dunarios, generalmente estabilizados, que cubren los bolsones del noroeste podrían haberse generado o reactivado en dicho período. Posteriormente, el paisaje regional adquiere las condiciones actuales, desarrollándose, en la transición con el período anterior, el último nivel de terraza de los principales ríos de la región.

El carácter fragmentario de la información existente determina que las interpretaciones y conclusiones de esta reseña tengan carácter tentativo y preliminar. El aporte de nuevas evidencias integrando los fechados absolutos y la información bio y lito-estratigráfica junto a las interpretaciones paleoecológicas y paleogeomorfológicas contribuirá, sin duda, a confirmarlos o desmentirlos.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece la lectura crítica y los comentarios sobre esta reseña efectuados por los colegas M.M. Collantes y J. Powell.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F. y TOSELLI, A. 1981. Geología del noroeste argentino. Publicación Nº 1287. Universidad Nacional de Tucumán. 211 pp.

BAIED, C. y WHEELER, J., 1993. Evolution of high Andean Puna ecosystems: Environment, climate and cultural change over the last 12.OOO years in the Central Andes. Mountain Research and Development, 13(2): 145-156.

BERBERIAN, E., NIELSEN, A., ARGUELLO, E., BIXIO, B., SPALLETTI, L., SALAZAR, J. y PILLADO, E., 1988. Sistemas de asentamientos pre-hispánicos en el valle de Tafí. Edit. Comechingonia.

BONAPARTE, J.F. y BOBOVNIKOV, J., 1974. Algunos fósiles pleistocénicos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. Acta Geológica Lilloana, 12:171-183.

CLAPPERTON, C.M., 1994. The quaternary of South America. Elsevier, Amsterdam.

COLLANTES, M.M., 1989. Análisis integrado de la génesis y evolución de los ambientes geomorfológicos del valle de Tafí, prov. de Tucumán. Informe final beca de perfeccionamiento CONICET. Inédito.

COLLANTES, M.M. y SAYAGO, J.M., 1990. Caracterización estratigráfica e interpretación paleoambiental del complejo loess-paleosuelos de Tafí del Valle, Tucumán, Argentina. Actas Simposio Internacional sobre loess. Mar del Plata. 143-147.

COLLANTES, M.M., POWELL, J. y SAYAGO, J.M., 1993. Formación Tafí del Valle (Cuaternario Superior), provincia de Tucumán (Argentina): Litología, Paleontología y Paleoambientes. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2I:200-206).

COURTADE, S., 1987. Las estructuras de la Quebrada de Humahuaca en las inmediaciones de Maimará, prov. de Jujuy. Tesis de licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias Naturales, Univ. Nacional de Tucumán (inédito).

FERNÁNDEZ, J., MARKGRAF, V., PANARELLO, H., ALBERO, M., ANGLIOLINI, F., VALENCIO, S. y ARRIAGA, M., 1991. Late Pleistocene Early Holocene environments and climates, fauna and human occupation in the Argentine altiplano. Geoarcheology. 6 (3): 251-272.

GALVÁN, A. F., 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e.»Cafayate» (Provincias de Tucumán, Salta y Catamarca). Dirección Nacional de Minería, Boletín 177:1-48.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e, «Aconquija» (Provincias Catamarca, Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 75:1-50.

HASTENRATH, S.L., 1971. On the Pleistocene snowline depression in arid regions of the SouthAmerican Andes. Journal of Glaciology 10:59.

IRIONDO, M., 1990. La formación «Urundel», un loess chaqueño. Actas Simposio Internacional sobre loess. Mar del Plata.

NULLO, F.E., 1981. Descripción geológica de la Hoja 15f. «Huillapima», prov. de Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 178:1-62.

POWELL, J.E., RUFINO, S.D. y MULE, P., 1993. Hippidiformes (Pleistoceno Superior) del valle de Tafí (Provincia de Tucumán, Argentina). Consideraciones tafonómicas y paleoambientales. 10º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes. La Plata.

RAFFINO, R., 1988. Poblaciones indígenas en Argentina. Edit.Tipográfica Editora.

ROHMEDER, G., 1942. La glaciación diluvial en los nevados del Aconquija. Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Physis 47-69.

SAMPIETRO, M.M., 1994. Uso del espacio y manejo pre-hispánico de suelo y agua en el cono del Río Blanco, Tafí del Valle, prov. de Tucumán. Tesis de Licenciatura en Arqueología (inédito).

SAYAGO, J.M. y COLLANTES, M.M., 1990. Los depósitos holocénicos de Yavi (provincia de Jujuy, Argentina) y su significado paleoambiental. 5º Congreso Argentino de Paleontología I: 177-182.

SAYAGO, J.M., COLLANTES, M.M. y ARCURI, C., 1991. El glaciarismo finipleistoceno-holoceno y su relación con los depósitos clásticos pedemontanos en la región montañosa de Tucumán (Argentina). Bamberger Geographysche Schriften Bd. 11,S. 155-168. Bamberg.

SAYAGO, J.M., 1994. The Argentine neotropical loess: An overwiew. Journal of Quaternary Research (en prensa).

STINE, S., 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during the medieval times. Nature, 369: 546/549.

STRECKER, M., BLOOM, A., CARRION, M., VILLANUEVA, A. y C. NAESER, 1984. Piedmont terrace formation in northwest Argentina Valle de Santa María and southern Sierra Aconquija (provincia de Catamarca, Tucumán y Salta). Actas 9º Congreso Geológico Argentino: 448-465.

STRECKER, M., 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa Maria Valley, northwest Argentina. PhD. Thesis. Cornell University.

TAPIA, A., 1925. Apuntes sobre el glaciarismo pleistocénico del Nevado de Aconquija. Anales GAEA, 1 (4): 313-365.

TONNI, E., ALBERDI, M., PRADO, J. y CIONE, A., 1992. Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology 95:179-194.

VILELA, C. y J. GARCÍA, 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e. «Amblayo». Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 150, 67pp.

Recibido: julio 1996

3. CUATERNARIO DE LA REGIÓN CUYO

Emilio F. González Díaz

PROVINCIA DE MENDOZA

Dentro de la provincia de Mendoza se han reconocido las siguientes unidades asignadas al Cuaternario:

Depósitos de ambientes lacustres, «salitrosos» y de playa holocenos.

Ocupan el área perimetral de la llanura oriental en sus partes norte y este, es decir, la zona que conformó el receptáculo final de los sedimentos más finos aportados por los ríos cordilleranos. Son distinguibles en el área del complejo lacunar de Huanacache y su prolongación austral. Si bien desaparecen las lagunas antes de la traza de la ruta nacional 7, el río Desaguadero muestra en sus barrancas depósitos de este ambiente (***Formación Arco del Desaguadero***), el que fue «ahogado» por las arenas o cubierto por limos-loessoides de una unidad que se equipara con la ***Formación El Zampal***. Terrenos adyacentes a un antiguo curso del río Mendoza (arroyos Leyel y Tulumaya), el tramo superior en la llanura sanrafaelina del río Atuel, sectores septentrionales adyacentes al río Desaguadero, el área de la laguna Llancanello y las salinas del Diamante y otras pequeñas playas, componen ambientes «salitrosos» y/o «salinas».

Depósitos eólicos arenosos holocenos (médanos y «guadales»)

Abarcan practicamente toda la llanura oriental, al este del curso inferior del río Mendoza, las «Cerrilladas Orientales», distribuyéndose más al sur entre el Bloque de San Rafael y el río Desaguadero.

Salvo excepciones, carece de formas definidas, predominando los «montones de arenas» amorfos, en constante pugna con la vegetación achaparrada de esa región (Polanski, 1963; médanos fitogenéticos).

En la composición de sus depósitos participan esencialmente material pumíceo, componentes de rocas mesosilíceas (andesitas) y cuarzo de las sedimentitas terciarias de las «huayquerías»; otros arcos de proveniencia de sus componentes son las planicies aluviales, los «salitrales», los «ramblones», etc.

Verdaderos médanos han sido indicados por Di Paola (1967), entre Tunuyán y San Carlos. Médanos del tipo transversal aparecen en amplios tramos del sureste (pampa de la Varita), al sur de San Rafael (médanos de Picardo) y en la Hojas Soitue y el Nihuil. Sobre el valle abandonado del antiguo río Papagayos, Polanski reconoció su ***Formación El Chillante***, posterior a los «limos parecidos al loess».

En cuanto a su edad, Polanski (1963), aboga por su penecontemporaneidad con las Formaciones La Estocada y El Zampal, tomando en cuenta su yuxtaposición y parentesco composicional-granulométrico.

Depósitos eólicos loessoides holocenos

Aparecen asociados a depósitos de ambientes fluviales y lacunares. Entre los ríos Mendoza y Diamante han sido distinguidos como ***Formaciones La Estocada*** *y* ***El Zampal***. Corresponderían, respectivamente a la parte inferior (limo loessoide dominante) y superior (eminentemente loésica) de una entidad aún no establecida. Representarían la culminación del III ciclo de Agradación Pleistocena (***Formación Las Tunas***); abarcando el área del llamado «Graben del Tunuyán», donde se han desarrollado los «oasis» pedemontanos mendocinos y algunas depresiones intermontanas (limos parecidos al loess del Valle de Uspallata).

Más al sur, aflorando sobre las barrancas del tramo inferior del río Atuel (entre San Rafael y General Alvear), componen la ***Formación Villa Atuel*** (González Díaz, 1964; 1972), que es correlacionada con la Formación La Estocada.

Su edad potencial es definida por un análisis C14, de materia orgánica en la Formación La Estocada, que determinó una edad de 9625 ± 200 años (Polanski, 1963).

En las cercanías del «Arco de Desaguadero» una cubierta limo-loessoide que cubre a los depósitos lacustres de la Formación homónima, ha sido paralelizada con la Formación El Zampal.

Volcanitas básicas holocenas recientes.

Comprenden las efusiones postglaciarias e inclusive aquellas de los volcanes activos. Su principal manifestación compone el campo volcánico del Payún-Matru. Derivan de un evento distensivo, durante el cual erupciones de menos magnitud que las pleistocenas, se alinean a lo largo de fracturas de rumbo N 60º O y este-oeste, o simplemente se disponen como conos dispersos (Bermúdez et al., 1993). Se localizan en posición de retroarco con respecto al arco activo actual, ubicado a lo largo del límite internacional. El volcanismo activo, reciente, se localiza en el Tupungatito, los conos adventicios del Bravard y las efusiones recientes del San José y del Peteroa.

Este último volcán y El Planchón, que registran una importante actividad holocena e histórica, están localizados en el arco activo actual. Más al norte y oeste componen entre otras, las coladas de «***Basalto V***», «***Basalto VI***» y «***Basalto VII***», como por ejemplo los del flanco este del Risco Plateado, del oeste de la loma Diamante, los «escoriales» que bajan del Maipo (N y NO), en los flancos de la sierra de Chachahuen y cerro Diamante, y aquellas coladas dispuestas sobre los márgenes del río Colorado. Es común hallar lavas del tipo aa.

Servicio Geológico Minero Argentino. Julio A. Roca 651, piso 8º, Buenos Aires.

Volcanitas ácidas y mesosilícicas holocenas

Tienen su principal exposición en el sector más moderno del antiguo núcleo terciario (*couleès*, coladas dómicas, bulbos lávicos y halo ignimbrítico marginal) que marginan o invaden la caldera del volcán. Otros representantes son los *couleès* del Payen, las dacitas «matrulitenses» o más jóvenes ubicadas al norte del volcán Overo (Cajón Ancho), y las liparitas del Cordón de Las Delicias (Hoja Tupungato).

Volcanitas básicas pleistocenas

Incluye las ***Asociaciones Volcánicas Paleopleistocenas*** y ***Neopleistocenas*** que Polanski (1963) distingue entre las latitudes del Portillo Argentino y el río Diamante. Su distribución muestra un estrecho control de las antiguas fracturas del zócalo varísico (Polanski, 1953,1954a,1954b, 1957,1958). Reconoce cinco «franjas meridionales» desde el este del bloque de San Rafael hasta la Cordillera. Al norte de una traza oblicua que une el cerro Huayquerías (SE) con las cabeceras del río Tunuyán (NO), esas «franjas» se interrumpen abruptamente. Esa parte septentrional correspondería a una zona de subducción horizontal, sin volcanismo activo (Ramos y Nullo, 1993).

Hacia el sur se incrementa notablemente el número de volcanes perdiéndose el carácter de «franjas», a partir del río Atuel, y produciéndose el engranaje con el enorme campo volcánico de la Payenia.

La asociación «paleopleistocena» es posterior a los depósitos de la Formación Los Mesones (I ciclo de Agradación Pleistocena) y previa a la Formación La Invernada (II Ciclo), cuyas acumulaciones cubren o se hallan incorporadas en sus basaltos (Polanski, 1963). Groeber (1946,1947) denominó esta fase eruptiva como ***«Basalto III»*** o ***«Chapualitense inferior»***. Hacia el sur, fenómenos extensionales dieron lugar a los campos volcánicos del Payún-Matru y Llancanello, con el cerro Nevado y sierra de Chachahuen incluidos (Bermúdez et al., 1993). Las grandes erupciones ocurrieron a lo largo de grandes fracturas rectas de rumbo N40º -30º O. De acuerdo a estos autores, los centros volcánicos han estado activos desde el Pleistoceno, distinguiendo «tres picos de actividad». El más antiguo - adoptando la nomenclatura de Groeber- es la «época eruptiva chapualitense» (Plioceno superior - Pleistoceno inferior); abarca al «Basalto III y IV», a las Asociaciones Volcánicas Paleo y Neopleistocenas de Polanski (1963), ***Formaciones Morado Alto*** y ***Cerro Negro*** (González Díaz, 1972a; 1972b).

Otro «pico» es diferenciado como ***«Puentelitense»*** (Pleistoceno medio a superior), con 450.000 años de edad - promedio, siendo relacionado con otro proceso extensional en un área extendida entre la Depresión de los Huarpes y la Payenia del sur. La limitan las fallas Llancanello y Malargüe. Las características volcánicas y composición son similares al anterior «pico», con variaciones en la longitud y orientación de las fracturas. González Díaz (1972b) señala el predominio en el campo oriental del Payún del fracturamiento este-oeste. También las erupciones se localizan en posición de retroarco respecto del arco activo actual.

Según Polanski, la Asociación Volcánica Neopleistocena es anterior a la Formación Las Tunas (III Ciclo de Agradación) y anterior al englazamiento.

Depósitos piroclásticos mesosilícicos del Pleistoceno inferior

Cubre amplias áreas del «Valle Extenso» en las cuencas de los arroyos Papagayos y Yaucha; alcanzando por el sur el río Diamante y desapareciendo al norte a la latitud de Pareditas (límite austral del Graben de Tunuyán). Ha sido descripta por González Bonorino (1944) en Malargüe y por González Díaz (1972) en el cauce del Atuel (***Formación Cuatro Compuertas***).

La componen dos miembros: Pumíceo granular y Tobáceo aglutinado (ignimbritas). Polanski (1963) sostiene su edad intermedia entre la Formación La Invernada (II ciclo de Agradación Pleistocena) y las acumulaciones de la Formación Las Tunas (III ciclo), incluyendo la Formación Totoral.

El foco probable de su emisión sería la imponente caldera ocupada por la laguna Diamante (volcán Maipo). Groeber (1947) incorpora el «Tilhuelitense» a este conjunto, diseminado en sus Hojas Sosneado y Maipo (tramo superior de los arroyos Papagayos y Yaucha, Alto Atuel, arroyos de las Lágrimas y del Gateado, portezuelo del Lunes).

Depósitos pedemontanos y posteriores de los grandes ríos

Incluye los tres ciclos gradacionales diferenciados por Polanski (1963), en el piedemonte mendocino.

a)***Formación Los Mesones(I ciclo de Agradación Eopleistoceno)***.

El ascenso de la Cordillera dio lugar a que en la depresión oriental se acumulen fanglomerados gruesos sobre los pedimentos (Polanski, 1995) y glacis (glacis superior de acumulación; Rodríguez y Barton, 1993). Sólo se hallan sus remanentes en los flancos de las elevaciones pedemontanas y de precordillera y en los bordes del «Graben de Tunuyán»(meseta del Guadal). Su sección austral ha sido diferenciada como «Bajada del Diamante», que tiene como eje al río homónimo.

b)***Formación La Invernada (II ciclo de Agradación)***

Se corresponde con una reactivación o ascenso cordillerano. Se caracteriza por la presencia de enormes bloques en sus acumulaciones y su falta de selección; ello dio lugar a su interpretación como producto de un englazamiento pedemontano.

En la depresión, se encajonó en los fanglomerados de la Formación Los Mesones (Polanski, 1963), translapando las «huayquerías». Hoy sólo se observan pequeños relictos.

c)***Formación Las Tunas (III ciclo de Agradación Neopleistoceno).*** Incluye las ***Formaciones El Totoral***, diferenciada por perforaciones y que conforman su base como una facie de playa, y ***El Chillante***, del «Valle del Toba», un valle fluvial desconectado del graben.

Hacia el norte incluye los «depósitos del río Mendoza» (Rodríguez y Barton, 1993) con sus «abanico sur y norte» y los «depósitos del río del Zonda» (ríos Mendoza más Tunuyán).

Bajo la denominación de «depósitos de la zona de transición indefinida», Rodríguez y Barton (1993), se refieren a un unidad geomórfica: la «llanura aluvial de transición». Sus acumulacines cubren a los depósitos del III ciclo de Agradación (Formación Las Tunas) y serían de edad holocena y parcialmente correlativos con la ***Formación Río Seco de la Hedionda*** (González Díaz, 1972a) de la llanura sanrafaelina.

Sedimentos cuaternarios indiferenciados

Diversos tramos de la provincia, como sectores de las huayquerías, las pendientes de ambientes basálticos pleistocenos y holocenos, cubiertas de pedimentos, áreas cubiertas por depósitos arenosos fluviales y eólicos, no han sido analizados en el trabajo, ya sea por su escasa importancia, la ausencia de estudios o falta de definición de los mismos.

Depósitos glacigénicos cuaternarios

Espizúa (1989a, 1989b, 1993) diferencia en la cuenca del río Mendoza cinco drifts pleistocenos, que en orden temporal decreciente y de extensión, denominó Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones y Almacenes.

El penúltimo ha sido objeto de una reinterpretación genética (deslizamiento) por Pereyra y González Díaz (1993). Wayne y Corte (1983) distinguen en el Cordón del Plata cuatro glaciaciones (Wisconsin - Illinois). Polanski (1962) reconoce allí las «morenas externas» y las «internas» de la última glaciación. Dessanti (1946) describe una antigua morena («del Quemado») en las huayquerías; Polanski (1961) refuta la idea, interpretando un cenoglomerado. Para Corte (1954-1957), los glaciares alcanzaron la llanura en la altura de los arroyos Yaucha y Papagayos, opinión que es rechazada por Polanski (1962), quien mantuvo una gran polémica con Groeber (1946, 1947, 1951) acerca de una supuesta glaciación «Diamante» que habría alcanzando por el este la sierra Pintada. La última o «Atuel» sería post «chapualitense superior».

Polanski (1964a) diferencia en el Alto Tunuyán dos estadios de morenas de la última glaciación.

También hay evidencias de neoglaciación (holocena), expresadas por reavances ocurridos entre los 6000 - 4200 años AP: Drift Conferencia (Espizúa, 1989a). Wayne y Corte (1983) describen en la cuenca del río Blanco tres avances glaciarios holocénicos.

Glaciares actuales

En Cordillera Principal conforman el grupo del Aconcagua, Cuerno, Tolosa y Catedral. Otro centro importante es la cadena Los Leones - Juncal - Plomo; más reducido es el del Polleras. El Tupungato es un centro de alimentación colectivo tipo andino (Polanski, 1954a), al sur, se encuentran el del San Juan, Marmolejo, y San José. Más al sur, se hallan los del Maipo, Sosneado y Risco Plateado.

A los 35º S descienden los glaciares del grupo Peteroa, Planchón y Peñón.

En Cordillera Frontal, su menor altura y situación geográfica limitan el englazamiento. En el Cordón del Plata se hallan los glaciares de Vallecitos y Penitentes. En el Cordón del Portillo sólo se observan glaciares de circo, de reducida extensión.

PROVINCIA DE SAN LUIS

La sedimentación cuaternaria de la provincia de San Luis está dominada por depósitos loéssicos y del piedemonte (bajadas y abanicos aluviales) en la zona septentrional y extensos depósitos eólicos en la mitad austral. El loesss (***Formación Barranquita***; Ramonell y Latrubesse, 1991), se localiza sobre las pendientes oriental (principalmente) y occidental de la sierra Grande de San Luis y la del Morro. También ocupa una posición algo distal respecto del ambiente pedemontano occidental de la sierra de Comechingones. Al oeste de la sierra Grande su distribución es bastante discontinua. Gran parte del loesss se depositó durante el último máximo glacial, a fines del Pleistoceno superior (Iriondo, 1990).

El clima en el momento de su depositación fue peridesértico (Iriondo, 1989); sus depósitos sepultaron el relieve pedemontano previo, produciéndose una suerte de homogeneización morfológica (planicie loéssica) de las áreas pedemontanas. Remanentes de estos depósitos son individualizados en aisladas cuencas intermontanas.

Una extensa cobertura de arenas cubre el sur puntano, proyectándose hacia el este y oeste del límite provincial. Integra así parte del llamado ***«Sistema Eólico Pampeano»*** de Iriondo (1989). El modelado del relieve se debe en forma casi exclusiva a la acumulación eólica (médanos de distinto tipo). Se asocian en menor proporción aspectos vinculados a la deflación eólica. Se reconocen una «zona medanosa austral» prácticamente continua, y las «zonas medanosas aisladas» (González Díaz, 1981). La primera se distribuye homogéneamente al sur del paralelo 33º 30', con proyecciones al norte del curso del río Quinto. Los asomos rocosos son muy limitados y se observa en general una mala organización (hasta carencia) de la red fluvial. La «subzona nororiental» (González Díaz, 1988) se caracteriza por la presencia de numerosas y pequeñas «cuencas de deflación» (bajos), que suelen estar ocupadas por cuerpos de agua dulce.

Entre las «zonas medanosas aisladas» merecen citarse la «cuña medanosa septentrional», la del centro y noroeste de la depresión del río Conlara, y la de Beazley.

Los ambientes clásticos pedemontanos resultan de la agradación fluvial de las depresiones oriental y occidental que se disponen perimetralmente a las serranías. Han sido incluidos aquí depósitos que integran la cobertura detrítica de niveles de pedimentos, que se localizan preferentemente sobre el flanco oeste de la sierra de San Luis.

En la composición de los depósitos pedemontanos predominan los fanglomerados, que aparecen adosados a la sierra de Comechingones y el tramo septentrional de la de San Luis, al norte de Nogolí. Al sur de esta localidad aparecen las coberturas de superficies pedimentadas del tipo «cubierto», dispuestas en dos o tres niveles.

Estos ámbitos pedemontanos han perdido gran parte de sus características morfogenéticas primarias («autóctonas»), ante la implantación de un sistema «alóctono» eólico, del ambiente loessoide, que lo cubrió.

Otras acumulaciones cuaternarias son los depósitos salinos representados por las cuencas endorreicas de la salina de Bebedero, y en el norte por aquella de «Las Salinas». Sobre las márgenes de esta última aparecen extensas masas arenosas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., FREY, F. y SAAL A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino. Relatorio. I-13:161-172.

CORTE, E. A., 1954-1957. Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza. Universidad Nacional de Cuyo, Departamento de Investigaciones Científicas, Anales 2(2):1-27.

DESSANTI, R.N., 1946. Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 1(4):270-284.

DI PAOLA, E. 1967. Contribución al estudio de sedimentos eólicos en los alrededores de Tunuyán. Pcia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina Revista 22 (4): 281-290.

ESPIZÚA, L., 1989a. Glaciaciones Pleistocénicas en la quebrada de los Horcones y el río de las Cuevas, Mendoza, República Argentina. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tesis Doctoral (inédita).

ESPIZÚA, L., 1989b. Secuencia glacial pleistocénica en el río Mendoza (prov. de Mendoza, Arg.). Geocronology of the Americas, UNESCO-IUGS-IGCP Project 297, First Meeting: 50-51.

ESPIZÚA, L., 1993. Glaciaciones cuaternarias. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino:195-204.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. Notas Museo La Plata, 9, Geología. 35: 577-590.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 19(3):151-188.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza, Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132:1-127.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b. Descripción Geológica de la Hoja 30e Agua Escondida, Prov. de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 135:1-79.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972c. Descripción Geológica de la Hoja 30d Payún Matrú Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130:1-188.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1991. Geomorfología de la prov. de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 193-236.

GROEBER, P., 1946-47. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1 Hoja Chos Malal. 2 Hojas Sosneado y Maipo. 3 Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Asociación Geológica Argentina, Revista 1(3); 2(2) y 2(4). Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Revista, Serie C. Reimpresiones 1:1-174 (1980).

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

IRIONDO, M., 1989. Quaternary lakes of Argentina. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 70:81-88.

IRIONDO, M., 1990. A late Holocene dry period in the Argentine plains. Quaternary South America 7:197-218.

PEREYRA,F. y GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1993. Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino Actas 6: 73-79.

POLANSKI, J., 1952. Calderas del Cerro «El Pozo» departamento de San Carlos provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 8(1):54-59.

POLANSKI, J., 1954a. Supuesto englazamiento en la llanura pedemontana de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 8 (4): 195-213.

POLANSKI, J., 1954b. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía. Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y estudios, 4:4-10.

POLANSKI, J. 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones Científicas, Serie Geología I (2):95-139.

POLANSKI, J., 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 12(4)(1957): 211-232.

POLANSKI, J., 1961. Cenoglomerado del Quemado (provincia de Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 15 (3-4)(1960): 159-179.

POLANSKI, J., 1962. Interpretación tectónica de la geomorfología del borde oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza. 1a Jornada Geológica Argentina Actas 2:245-256.

POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza, Asociación Geológica Argentina, Revista 17 (3-4)(1962): 127-349.

POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 26c La Tosca, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98:1-94.

RAMONELL, C. y LATRUBESSE, E., 1991. El loess de la Formación Barranquita: comportamiento del sistema Eólico Pampeano en la prov. de San Luis, Argentina. 3° Reunión PIGG-281, Publicación Especial 3:64-81.

RAMOS, V. y NULLO, F., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino: 149-160.

RODRÍGUEZ, E. y BARTON, M., 1993. El Cuaternario de la Llanura. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino: 173-194.

WAYNE, W.J. y CORTE A.E., 1983. Multiple glaciations of the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology 42: 185-209.

Recibido: julio 1994

4. EL CUATERNARIO DEL CHACO Y LITORAL

Martín H. Iriondo

INTRODUCCIÓN

El sector nordeste de la Argentina está formado por extensas llanuras y sectores menores de colinas suaves, todos ellos compuestos por sedimentos cuaternarios. En general, debido a la tendencia a la subsidencia y a los climas dominantemente secos del Cuaternario superior, la región está cubierta por sedimentos de esa edad.

Se conoce realmente poco sobre la historia geológica del Cuaternario inferior y medio (representado por algunas decenas de metros de sedimentos finos y arenas en el subsuelo), aunque suponemos con un cierto grado de confianza que fue a grandes rasgos similar a la del Cuaternario superior.

Los procesos geológicos principales en este período fueron la sedimentación de limos y arenas finas acarreadas por los grandes ríos y los movimientos neotectónicos suaves a lo largo de fracturas de rumbo general NO-SE y NE-SO.

Es factible diferenciar las dos grandes regiones naturales del nordeste argentino, Chaco y Litoral, a lo largo del Cuaternario, pues se observan claras diferencias, que se originan principalmente en que el Chaco depende de las tierras altas del oeste mientras que el Litoral recibe escorrentía y sedimentos originados en rocas antiguas y climas húmedos del Brasil y Paraguay.

El Chaco está constituido por unos pocos enormes abanicos aluviales: en el territorio argentino los de los ríos Salado, Bermejo y Pilcomayo. Durante dos períodos áridos ocurridos en el Cuaternario superior esta región estuvo sometida a la acción morfogenética del viento, con sedimentación de loesss y arenas eólicas. El Litoral está caracterizado por la sedimentación de fajas fluviales de los ríos Paraná y Uruguay, con cabeceras en regiones tropicales más húmedas de Brasil y Paraguay, constituidas por rocas antiguas. De manera análoga a la región chaqueña, allí se registraron climas seco a fines del Pleistoceno, húmedo en el Holoceno medio y semiárido en el Holoceno superior.

EL CHACO

El Chaco posee una bien marcada identidad climática y biogeográfica en América del Sur. El clima varía de tropical semiárido en el oeste a tropical húmedo en el este; está caracterizado por un intercambio permanente de masas de aire tropical y austral. Durante los períodos de viento norte la temperatura puede llegar a 40º C o más en una hora, aun durante los meses de agosto y setiembre. Las lluvias son intensas, cayendo a veces el promedio anual en tres o cuatro tormentas.

El Cuaternario del Chaco esta compuesto por: a. Los Grandes Abanicos Aluviales, b. la Faja Paraguay-Paraná y c. los Depósitos Eólicos, en ese orden de importancia.

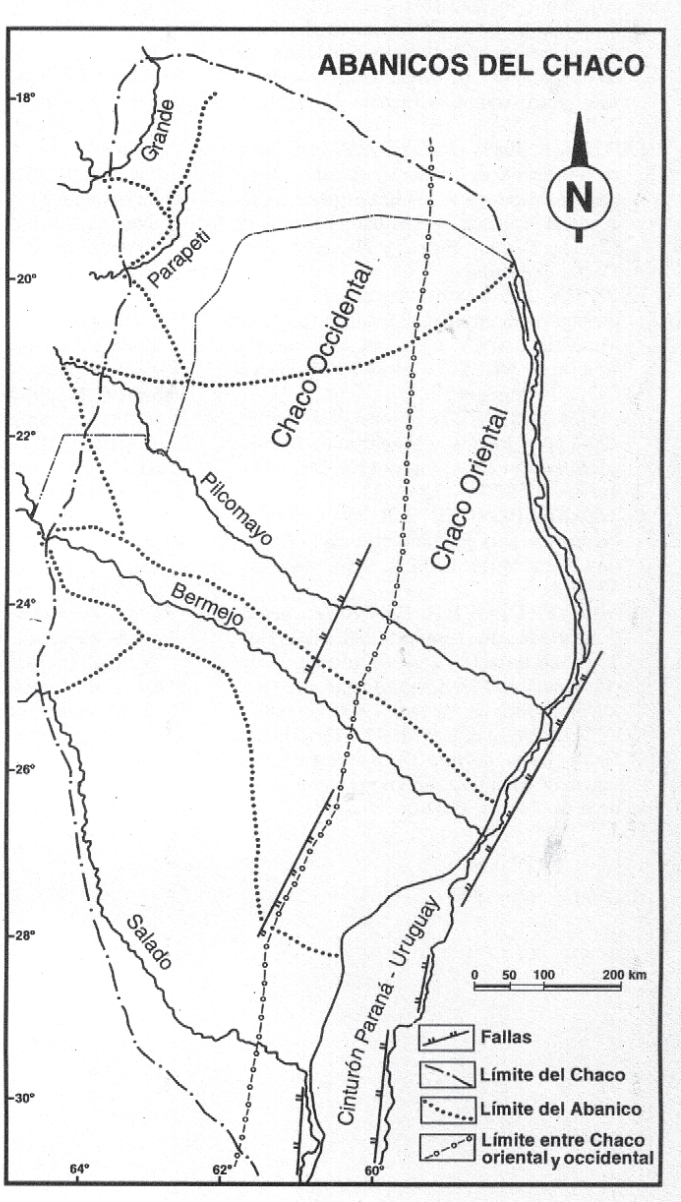


Figura 2. Los cinco principales sistemas de abanicos aluviales del Chaco.

Los ***Grandes Abanicos Aluviales*** de los ríos chaqueños son sistemas complejos formados por unidades sedimentarias y morfológicas de distintas edades y contextos climáticos. Aunque son similares entre sí en sus características generales, cada uno de ellos presenta particularidades significativas. De sur a norte, los abanicos son los siguientes: Salado, Bermejo, Pilcomayo, Parapetí y Grandes, estos dos últimos fuera del territorio argentino.

Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe

La ***Faja Paraguay-Paraná***: El límite oriental del Chaco está formado por los ríos Paraguay y Paraná. Estos ríos han formado durante el Cuaternario una faja de sedimentos y geoformas de orientación norte-sur, con características bien definidas, diferentes a las del resto del Chaco.

La faja está compuesta por arenas cuarzosas finas y muy finas, bien seleccionadas, provenientes de las areniscas cretácicas del sur de Brasil y Paraguay. Limos y arcillas illíticas y montmorilloníticas están presentes en proporciones subordinadas. Los depósitos sedimentarios están compuestos por gruesos estratos de arenas de cauce, hasta varias decenas de metros de profundidad. El relieve local es moderado a bajo, en contraposición con la marcada horizontalidad del resto del Chaco.

La faja es amplia en el sur, con más de 100 km de ancho en Santa Fe (Iriondo, 1987). Los cauces locales que la atraviesan forman canales bien definidos, con escorrentía relativamente rápida. Hacia el norte, en el Paraguay y norte de Formosa, la faja es considerablemente más estrecha, con 5 a 10 km de ancho en superficie y una terraza de unos cuatro metros de altura compuesta por arcilla plástica verdosa, montmorillonítica, masiva, con restos de paleocauces meándricos.

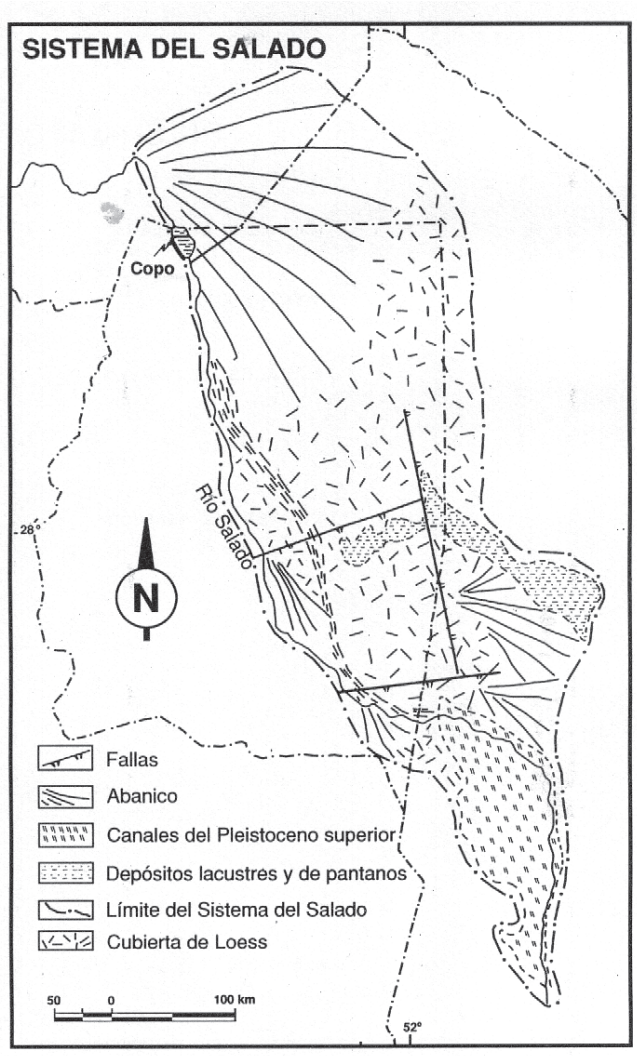


Figura 3. Mapa del sistema del río Salado

Los ***Depósitos Eólicos***: de la misma manera que el resto de América del Sur, el Chaco sufrió durante el Cuaternario cambios climáticos de diferente magnitud. En las latitudes tropicales los cambios se expresaron en diferencias de humedad, más que en mudanzas en la temperatura. En todo el Chaco existen evidencias geomorfológicas y sedimentológicas de épocas más secas que la actual, durante las cuales la acción del viento fue dominante. De acuerdo con los datos estratigráficos obtenidos, se han podido identificar dos períodos secos en los últimos miles de años. Uno de ellos ocurrió durante el Pleistoceno final, seguramente vinculado con el Máximo Glacial, y el otro de edad holocena superior, más corto y menos severo.

En cada uno de ellos se formaron dos sistemas de circulación de vientos, uno al sur (de tipo pampeano) y el otro al noroeste, paralelo a las Sierras Subandinas. El interés principal de este último consiste en que los vientos fuertes y secos que movilizaron la arena provenían del interior de la planicie amazónica.

Los principales eventos cuaternarios del Chaco son los siguientes:

- Los ríos que forman abanicos cruzan las Sierras Subandinas en forma antecedente, o sea que esos cuerpos sedimentarios comenzaron a formarse en el Terciario.

- Los sedimentos más antiguos mapeados en superficie corresponden a fajas fluviales lujanenses, depositadas en un clima húmedo y conteniendo fósiles de la megafauna lujanense (Iriondo, 1992).

- Siguen encima limos eólicos y derrames de limos aluviales sedimentados bajo un clima seco durante el Último Máximo Glacial, entre el 36.000 y el 8.500 A.P., en todo el Chaco Occidental hasta la longitud de 60º Oeste, cerca de Roque Sáenz Peña. Estos sedimentos fueron descritos bajo la denominación de ***Formación Urundel*** (Iriondo, 1990a).

- Un horizonte de pedogénesis se detecta para el Holoceno medio, entre los 8.500 y los 3.500 años A.P. (Iriondo y García, 1993).

- En el Holoceno superior, entre los 3.500 y los 1.400 A.P., ocurrió un intervalo semiárido (Iriondo, 1990b), que formó pequeños campos de arena con vientos del norte del Chaco salteño y oeste de Formosa y depositó una delgada capa de limo (de 20 a 30 cm de espesor) sobre el paisaje del Chaco santafesino. Conviene notar que durante esta época tan reciente el bosque chaqueño y los esteros de la región no existieron.

EL LITORAL

Debido a razones históricas, se denomina «Litoral» a la región del nordeste argentino dominada por el río Paraná. Se trata de un área de características geológicas particulares durante el Cuaternario. La actividad fluvial del Paraná y del río Uruguay, con depositación de sedimentos originados en el sur del Brasil, Paraguay y Uruguay, ha producido resultados claramente diferentes a lo que puede observarse en el resto del país. Por otro lado, los distintos climas registrados en la región pampeana presentan análogas características en el litoral.

Las formaciones geológicas reconocidas son las siguientes:

Formación Ituzaingó: Está compuesta por arenas ocráceas con pelitas subordinadas. Se trata de sedimentos

depositados por el río Paraná desde su aparición en la llanura argentina (durante el Plioceno) hasta la actualidad. El espesor disminuye de 150 m en Corrientes a 8 m en Paraná. Los sesquióxidos de hierro que le dan su color característico son posteriores a la sedimentación de la arena (Iriondo, 1980). Se encuentra en el subsuelo de Santa Fe y Buenos Aires, donde se la conoce con el nombre informal de «***Arenas Puelches***». Tuvo gran desarrollo en el Plioceno y en el Pleistoceno inferior.

Formación Salto Chico: Compuesta por arenas gruesas y finas de colores rojizos y amarillentos, tiene un espesor máximo de 60 metros. Se corresponde con la clásica Formación Salto de Uruguay (Bossi, 1969) y fue depositada por el río Uruguay durante el Pleistoceno inferior o medio. Aflora a lo largo del río Uruguay en Entre Ríos y forma un importante acuífero en el este de esta provincia (Gentili y Rimoldi, 1979).

Grupo Punta Gorda: Comprende la mayor parte de los sedimentos de tipo pampeano que se encuentran en el suroeste de Entre Ríos (Iriondo, 1980). Es un conjunto de sedimentos limosos marrones, con precipitados de carbonato de calcio, que contienen fósiles pleistocenos. Su espesor varía entre 20 y 40 metros.

Formación Alvear: Es la unidad inferior del Grupo Punta Gorda. Aflora continuamente a lo largo de la barranca izquierda del Paraná por 300 km entre La Paz y Victoria. Está caracterizada por carbonato de calcio precipitado químicamente, estructurado en tabiques y planchones; los componentes clásticos varían desde arena fina hasta limo y posiblemente cinerita. Mide 9 metros de espesor en Puerto Alvear, donde se observan dos miembros separados por un paleosuelo. Pleistoceno inferior.

Formación Hernandarias: Compuesta por arcillas marrones y grises de tipo montmorillonítico, cubre la mayor parte de la provincia de Entre Ríos con espesores de 20 a 40 metros. Posee depósitos de yeso en el área de la localidad tipo. Fue depositada por el río Uruguay en un ambiente de barreal durante el Pleistoceno medio. Sus perfiles magnéticos indican polaridad reversa (Bidegain, com. pers.) lo que demuestra una edad mayor a 700 mil años.

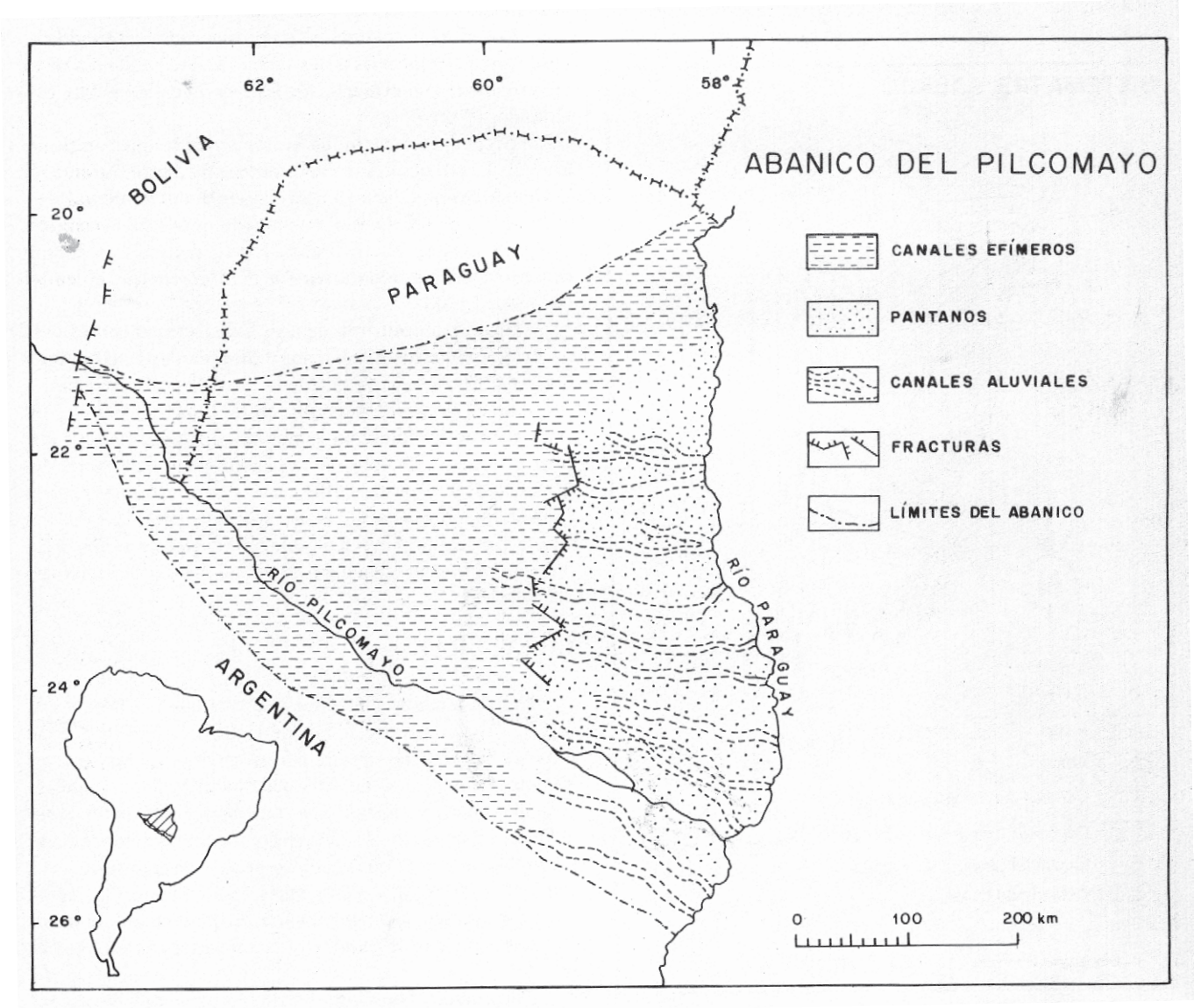


Figura 4. Mapa del abanico del río Pilcomayo.

Formación El Palmar: Arenas gruesas y medianas con lentes de gravas y rodados de calcedonia de cientos de metros de largo y de 1 a 3 m de espesor. Fue depositada por el río Uruguay durante el Pleistoceno superior. Contiene fósiles de edad lujanense (Tonni, 1992). Forma la terraza alta, fuertemente disectada, del río Uruguay en la provincia de Entre Ríos.

Formación Tezanos Pinto: Corresponde al gran manto de loesss que cubrió la región pampeana durante el Último Máximo Glacial. Está compuesta por limo y sedimento franco limoso con concreciones de carbonato de calcio. Cubre el suroeste de Entre Ríos y el sur y centro de Santa Fe (Iriondo, 1987). De acuerdo a dataciones basadas en termoluminiscencia, se depositó entre los años 35.000 A.P y 8.500 A.P.

EL HOLOCENO

Durante el Holoceno inferior y medio se estableció un clima húmedo con temperaturas similares o superiores a las actuales. Posteriormente se produjo un cambio climático, y en el Holoceno superior, entre 3.500 años y 1.400 años A.P., ocurrió un régimen climático subtropical seco, básicamente semiárido, originado por un anticiclón estacional ubicado en la región pampeana (Iriondo, 1990). Por último, se estableció el clima actual, subtropical húmedo, aparentemente con algunas oscilaciones en la zona del río Uruguay.

NEOTECTÓNICA

Una somera descripción de la neotectónica del Chaco y el Litoral muestra unas pocas grandes fracturas de cientos de kilómetros de longitud. Aunque su expresión topográfica es realmente modesta, ejercen importante influencia en la dinámica hídrica de la región.

Las más importantes de ellas son (Iriondo, 1989b):

-La falla Tostado-Gualeguaychú. Existe desde el Paleozoico. Ha tenido unos 40 m de movimiento vertical durante el Cuaternario, con una probable actividad holocena.

-La fractura Ituzaingó-La Paz. Cruza la provincia de Corrientes en dirección NE-SO. Apareció en el Plioceno y ha limitado la divagación del Paraná hacia el este.

-La falla Tostado-Selva. Tiene 400 km de longitud y dirección N-S. Está compuesta por una serie de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud y rumbo variable. El bloque oriental está elevado 25 a 30 m sobre el occidental. Su edad es Pleistoceno medio.

-La falla Río Salado, de 300 km de longitud con dirección N-S a lo largo del meridiano de 60º 45'O en la provincia de Santa Fe. Está compuesta por segmentos irregulares de 5 a 15 km de longitud. El bloque oriental está elevado sobre el occidental. Su edad se ubica en el Pleistoceno medio.

-La fractura Santa Silvina-Quitilipi. Tiene 150 km de longitud y está ubicada en la provincia del Chaco. Estuvo activa durante el Pleistoceno superior y probablemente durante el Holoceno.

-La falla del Patiño. Dirección SO-NE; está ubicada en la provincia de Formosa y sur del Chaco paraguayo (unos 200 km de longitud en total). De acuerdo con los datos disponibles, estuvo muy activa durante el Holoceno.

-El río Paraguay corre a lo largo de una importante fractura, originada probablemente durante el ciclo Terciario.

-El río Paraná corre de norte a sur a lo largo de lineamientos tectónicos. Durante largo tiempo se ha discutido la existencia y posición de la «falla del Paraná» debido a que los datos de campo resultaban confusos y contradictorios. El criterio actual es que el Paraná corre sucesivamente a lo largo de cuatro fracturas principales, cruzando también otros elementos menores, cada uno de ellos sujeto a movimientos independientes. Dentro de la llanura aluvial se observaron movimientos verticales holocenos de hasta 4 metros.

No se pretende hacer aquí un análisis del esquema neotectónico de la región. En una primera aproximación aparecen dos causas principales para los movimientos de bloques: a) Fuerzas compresionales originadas en la migración de la placa Sudamericana hacia el oeste. b) Compactación de rocas sedimentarias en el subsuelo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BOSSI, J., 1969. Geología del Uruguay. Universidad de la República, 2a ed., 464 pp. Montevideo.

IRIONDO, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista Asociación Ciencias Naturales del Litoral, 11: 125-144.

IRIONDO, M., 1987. Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe. D'Orbignyana 4: 1- 54.

IRIONDO, M., 1989a. Quaternary lakes of Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 70: 81-88.

IRIONDO, M., 1989b. Major fractures of the Chaco- Pampa Plain. In: Mörner, N. (Ed.), Bulletin of INQUA, Neotectonics Commission N.A., 12:42.

IRIONDO, M., 1990a. Map of the South American plains - Its present state. En: Rabassa, J. (Ed.): Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 6: 297-308.

IRIONDO, M., 1990b. A late Holocene dry period in the Argentine plains. En: Rabassa, J. (Ed.): Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 7: 197-218.

IRIONDO, M., 1992. Geomorphological map of South American Plains, Wall map scale 1:5000000. Grant 4127/88 National Geographic Society and PID 95100/88 CONICET.

IRIONDO, M. y GARCÍA, N., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. Palaoegeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 101: 209-220.

TONNI, E., 1992. Mamíferos y clima del Holoceno en la provincia de Buenos Aires. En: Iriondo, M. (Ed.): El Holoceno en la Argentina 1: 64-78, Paraná.

Recibido: junio 1996

5. CUATERNARIO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Francisco Fidalgo
Colaboraron: F. De Francesco, V. Colado, O. Martínez, R. Gentile, G. Nuccetelli y E. Fucks.

Limos loessoides con niveles calcáreos

Limonitas y limos de color castaño rojizo, macizos. El contenido de carbonato de calcio en su masa es escaso (en general no supera el 3-4%), concentrándose en niveles de espesor variable (de centímetros a 1-2 metros), y en menor proporción como concreciones de forma y dimensiones variables. Los términos más antiguos de la secuencia tienen un mayor contenido de la fracción arcilla, presentando, salvo excepciones, una compactación marcada. Localmente muestran estratificación de origen fluvial, desarrollo de geosuelos y en casos constituyen verdaderos diamictones. La edad de estos depósitos, distribuidos en la mayor parte del territorio de la provincia de Buenos Aires, abarca desde el Mioceno medio al Pleistoceno superior. Incluyen a: Ensenadense, Bonaerense, Piso Hermósico (Ameghino, F. 1889); Chapalmalalense (Ameghino, F. 1889); Horizonte Hermosense e Irenense (Kraglievich, 1934); Formaciones I, II y III (Leanza, 1949); Formaciones Chapadmalal, Barranca de los Lobos, Vorohué, San Andrés, Miramar y Arroyo Seco (Kraglievich, 1952); Formación Malacara (Parodi y Parodi Bustos, 1952); Formación Irene (Reig, 1955); Formaciones Arroyo Chasicó y Epecuén (Pascual, 1961, 1965); Formaciones Saldungaray y La Toma (Furque, 1967); Formación Ensenada (De Salvo et al., 1969); Formación Pampiano (Fidalgo et al., 1973; González Uriarte y Navarro, 1988); Formaciones Vela y Barker (Rabassa, 1973); Formación La Norma (Fidalgo, et al. 1975; De Francesco, 1992); Sedimentos Pampeanos(Fidalgo et al., 1975; Fidalgo, 1983); Formación Pampeano (Fidalgo et al., 1986a; Zárate, 1989); Formaciones Ensenada y Buenos Aires (Riggi et al., 1986); Formación Pampeana (Fidalgo et al., 1986b); Unidad Litoestratigráfica I (Gentile et al., 1987).

Rodados Patagónicos

Gravas medianas a finas con matriz arenosa, de origen fluvial, desarrolladas preferentemente al sur del río Colorado. Están compuestas litológicamente por rocas volcánicas (andesitas y basaltos) y piroclastitas, fuertemente cementadas por carbonatos de calcio en sus términos superiores. Apoyan discordantemente sobre la Formación Río Negro y en algunos sectores sobre los Limos Loessoides con Niveles Calcáreos.

Probablemente la mayoría de estos depósitos, en el territorio provincial, se hayan producido en el Pleistoceno.

Han sido también denominados Formación Tehuelches (Doering, 1882); «Rodados Tehuelches» (Mercerat, 1893; Cortelezzi et al., 1965); Grava Arenosa Salinas Chicas (Fidalgo et al., 1987).

Loess

Limos con proporciones subordinadas de arena y arcilla de color comúnmente gris amarillento a amarillo castaño, siempre en tonos predominantemente claros, sin estratificación. Generalmente friables, en ocasiones con nódulos y manchas blanquecinas de carbonato de calcio pulverulento. Localmente puede presentar geosuelos. En los sectores intraserranos y próximos a los frentes serranos presentan un incremento de la fracción arenosa, con presencia de clastos de tamaño sábulo o grava fina diseminados en su masa. El aspecto mantiforme es típico de esta unidad, aunque localmente puede constituir lomadas bajas en relación con cuerpos de agua. En oportunidades integran dos o más unidades litoestratigráficas superpuestas. Yacen en discordancia sobre los Limos Loessoides con Niveles Calcáreos, sobre parte de los Sedimentos Aluviales y de los Depósitos Litorales. La edad de estos sedimentos abarca desde el Pleistoceno superior al Reciente.

Incluye a aquellos sedimentos denominados Cordobense (Doering, 1882); Platense (Frenguelli, 1934); Médano Invasor (Tapia, 1935); E1 y E3 (Tricart, 1973), Formación Lobería (Kraglievich, 1952); Formación Junín (De Salvo et al., 1969); Formación La Postrera (Fidalgo et al., 1973); Formación Las Ánimas (Rabassa, 1973); Formación Saavedra (Fidalgo et al., 1975; De Francesco, 1992); Unidad Litoestratigráfica III (Gentile et al., 1987); Formación Punta Lobería (Zárate, 1989); entre otras.

Depósitos Aluviales

Representados principalmente por limos arenosos a arcillosos, arenas limosas y arcillas de colores castaño claro, amarillento, verdoso a gris blanquecino, con cierto contenido de materia orgánica, macizos a estratificados y/o laminados. En los sectores proximales a las serranías son en parte reemplazados por depósitos psefíticos. La presencia de carbonato de calcio es común bajo la forma de concreciones o finamente diseminado en la masa.

Estos sedimentos corresponden al Platense (Doering, 1882); Lujanense (Ameghino, F., 1889 y Frenguelli, 1950); Formación Santa Isabel (Kraglievich, 1952); Formación Cobo (Kraglievich, 1959); Formación Agua Blanca y Aluvio (De Francesco, 1971, 1992); Formación Tandileufú y Aluvio (Rabassa, 1973); Formación Luján y Aluvio Reciente (Fidalgo et al., 1973); Aluvio (Fidalgo, 1983); Unidades Litoestratigráficas II y IV (Gentile et al., 1987); Aluvio Actual (Fidalgo et al., 1991).

Arenas Eólicas

Depósitos integrados por arenas medianas a finas con una fracción limosa subordinada, de color castaño grisáceo a gris, macizos a estratificados, adoptando la forma de mantos o cuerpos medanosos. Yacen en discordancia sobre los Limos Loessoides con Niveles Calcáreos, Formación Río Negro, Rodados Patagónicos, Depósitos Litorales y localmente pueden encontrarse sobre los Depósitos aluviales.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1900 La Plata.

Involucran Sedimentos Modernos (De Salvo et al., 1969); Formación La Milagrosa (De Francesco, 1971; 1992); Formación Punta Médanos (Parker, 1979); Formación Faro Querandí (Schnack et al., 1982); Formación Estancia La Aurora (Fidalgo et al., 1987); Formación Matadero Saldungaray (Rabassa, 1989), entre otras.

Depósitos Litorales

Están representados por dos grupos de depósitos, uno de ellos constituido por sedimentos arenosos a limos arcillosos, de color gris oscuro a negro, con tintes azulados, verdosos y amarillentos, con restos de conchillas de agua salobre. El otro grupo está integrado principalmente por sedimentos conchiles con matriz arenosa, generalmente estratificados y conformando cordones litorales en el ámbito de la bahía de Samborombón, mientras que en la región de San Blas están compuestos por gravas. Los depósitos litorales se encuentran apoyados, mediante discordancia de erosión, sobre los Limos Loessoides con Niveles Calcáreos en el sector este-nordeste de la provincia de Buenos Aires; al sur de Bahía Blanca lo hacen sobre la Formación Río Negro. La edad de estos depósitos abarca desde el Pleistoceno superior al Holoceno.

Incluyen a: «Querandinense» y «Platense» (Ameghino, F., 1908; Frenguelli, 1950); Formaciones Destacamento Río Salado y Las Escobas (Fidalgo et al., 1973); Formaciones Salada Grande,

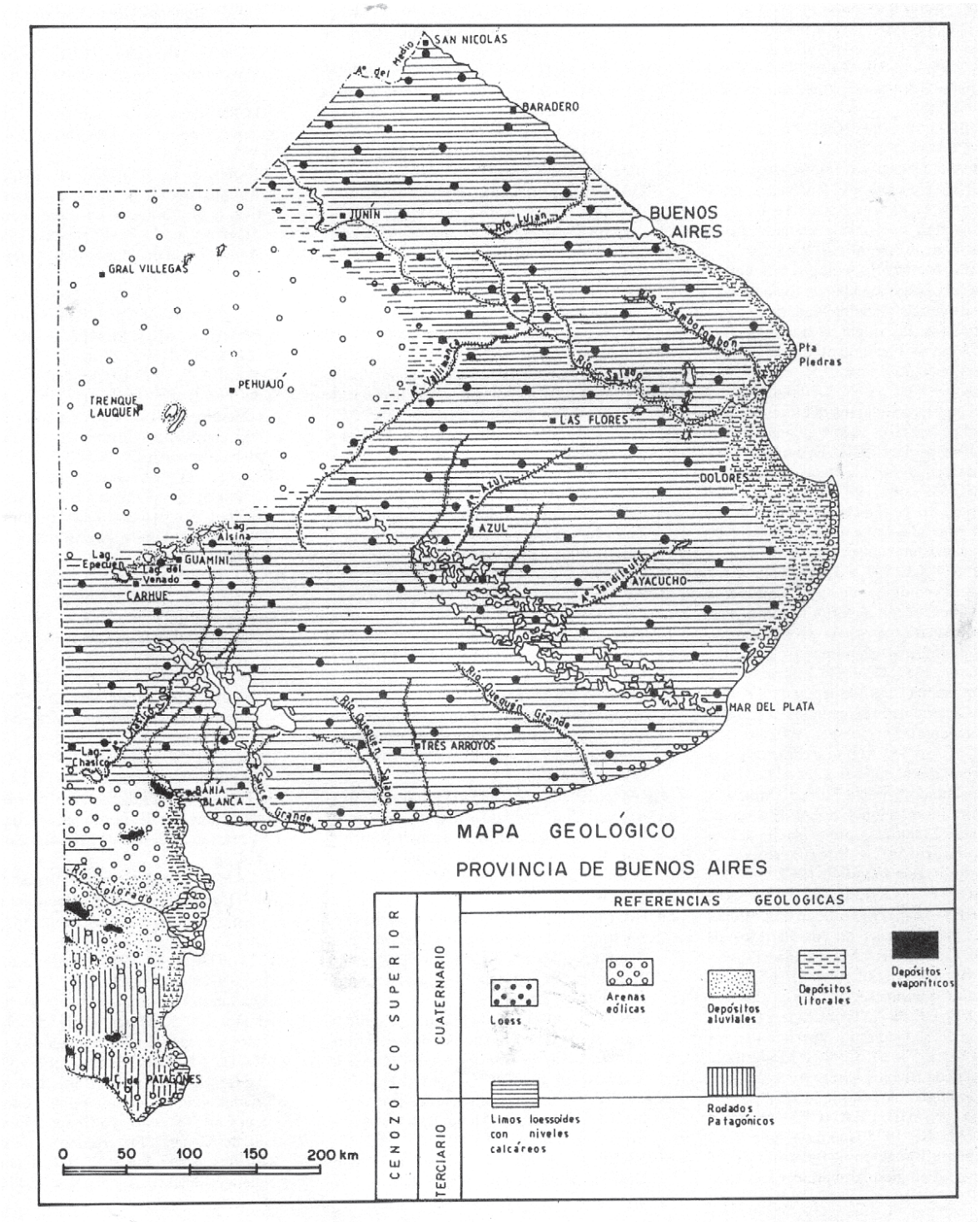


Figura 5. Mapa geológico de la provincia de Buenos Aires

Los Zorzales y Las Chilcas (Dangaus, 1977); Formaciones Pozo Nº 8 y Pozo Nº 17 (Parker, 1979); Formación Mar Chiquita (Schnack et al., 1982); Formación Medaland (Violante, 1988).

Depósitos Evaporíticos

Están relacionados a cuerpos de agua o salinas, desarrolladas en depresiones de formas y dimensiones variadas, localizadas en el suroeste y especialmente en el sur de la provincia de Buenos Aires. El origen de estos depósitos, en la mayoría de los casos, esta relacionado con episodios ingresivos acontecidos durante el Pleistoceno superior y, con mayor extensión, durante el Holoceno. Yacen en discordancia, principalmente, sobre la Formación Río Negro.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Actas 6. (Córdoba): 1-1027.

AMEGHINO, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región del litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Museo Nacional Histórico Natural de Buenos Aires, Anales, Serie 3, 10: 343-428.

CORTELEZZI, C., DE SALVO, O. y DE FRANCESCO, F., 1965. Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro, desde la costa de la Provincia de Buenos Aires hasta Choele-Choel. Actas Segundas Jornadas Geológicas Argentinas 2: 65-86.

DANGAUS, N., 1977. Geología y Sedimentología del Complejo Lagunar "Salada Grande" (Partidos de General Madariaga y General Lavalle, Provincia de Buenos Aires). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata.

DE FRANCESCO, F., 1971. Geología superficial del área pedemontana del flanco sudoccidental de la Sierra de la Ventana. Provincia de Buenos Aires. CIC. Reuniones Científicas Informativas. La Plata.

DE FRANCESCO F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras Australes bonaerenses. 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas: 3-12.

DE SALVO, O., CECI, J. y DILLON, A., 1969. Caracteres geológicos de los depositos eólicos del Pleistoceno superiorde Junín (Provincia de Buenos Aires). Actas. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas 1 : 269-292.

DOERING, A., 1882. Geología. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). 3º Geología: 300-530.

FIDALGO, F., 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales de la cuenca del Río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Internacional Sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional, 2. Olavarría, Argentina: 1043-1067.

FIDALGO, F., COLADO, U. y DE FRANCESCO, F., 1973 a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los Partidos de Castelli, Chascomús y Madgalena. (Provincia de Buenos Aires). Actas 5º Congreso Geología Argentina, 3: 227-240.

FIDALGO, F., DE FRANCESCO, F. y COLADO, U., 1973b.Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio. (Provincia de Buenos Aires) Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 4: 27-39.

FIDALGO, F., DE FRANCESCO, F. y PASCUAL, R., 1975.Geología superficial de la llanura Bonaerense. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino: 103-138.

FIDALGO, F., CORREA, H. y GENTILE, R., 1986a. Geología y Geomorfología de la cuenca del arroyo Tapalqué. Informe 30. CIC. Provincia de Buenos Aires.

FIDALGO, F., MEO GUZMÁN, L., POLITIS, G. y SALEMME, M., 1986 b. New evidence of the Pleistocene Peopling of the Americas. A. L. Bryan: 221-269.

FIDALGO, F., TONNI, E., PORRO, N. y LAZA, J., 1987. Geología del área de la Laguna Chasicó (Partido de Villarino, Provincia de Buenos Aires) y aspectos bioestratigráficos relacionados. Asociación Geológica Argentina. Revista 42 (3-4): 407-416.

FIDALGO, F., RIGGI, J., GENTILE, R., CORREA, H. y PORRO, N., 1991.Los sedimentos Postpampeanos continentales en el ámbito sur bonaerense. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4): 239-257.

FRENGÜELLI, J., 1934. El problema de la antigüedad del hombre en la Argentina. Actas 25º Congreso Internacional Americanistas, 1932, 1: 1-23.

FRENGÜELLI, J., 1950.Rasgos generales de la morfología y geología de la Provincia de Buenos Aires, LEMIT, Serie 2 (33):1-72.

FURQUE, G., 1967. Estratigrafía de la región de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Acta Geológica Lilloana, 9: 79-114.

GENTILE, O., CORREA, H. y FIDALGO, F., 1987. Estratigrafía del Cenozoico superior en la cuenca del Arroyo Azul, (curso superior). Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 283-287.

GONZÁLEZ URIARTE, M. y NAVARRO, E., 1988.Carta Geomorfológica Aplicada de la Laguna Epecuén y adyacencias. 2ª Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 133-144.

KRAGLIEVICH, J., 1934. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal deducida de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Imprenta "El Siglo Ilustrado". Montevideo.136 pp.

KRAGLIEVICH, J., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar. Revista Museo Municipal Ciencias Naturales y Tradición de Mar del Plata, 1 (1): 8-37.

KRAGLIEVICH, J., 1959. Contribución al conocimiento de la geología Cuartaria en la Argentina. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Comunicaciones 6 (1): 1-19.

LEANZA, A., 1949. Nota preliminar sobre la geología de las barrancas de Monte Hermoso (Provincia de Buenos Aires). Museo la Plata, Notas, 13 (Geología) 48: 3-6.

MERCERAT, A., 1893.Contribución a la geología de la Patagonia. Anales Sociedad Científica Argentina, 36: 65-103.

PARKER, G., 1979. Geología de la Planicie Costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (3):167-183.

PASCUAL, R., 1961. Un nuevo Cardiomynae (Rodentia, Ceviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. Ameghiniana 2 (4): 61-71.

PASCUAL, R., 1965. Los Toxodontidae (Toxodonta, Notoungulata) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. Consideraciones Geológicas. Ameghiniana, 4 (4): 101-132.

PARODI, L. y PARODI BUSTOS, 1952. Apuntes para la geología de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires, con descripción de la Formación Malacara. Anales Sociedad Científica Argentina 153 (4): 139-156.

RABASSA, J., 1973. Geología superficial de la Hoja "Sierras de Tandil" Provincia de Buenos Aires. MOP-LEMIT, Anales Serie 2 (240): 117-160.

RABASSA, J., 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, Provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses: 765-790.

REIG, O., 1955. Un nuevo género y especie de cenolestidos del Plioceno de la Provincia de Buenos Aires (República Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 10 (1):60-71.

RIGGI, J., FIDALGO, F., MARTÍNEZ, O. y PORRO, N., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. Revista Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 316-333.

SCHNACK, E., FASANO, J. e ISLA, F., 1982. The evolution of the Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires Province, Argentina. Proceedings International Symposium on Sea level Change in the last 15.000 years, magnitude and causes. (1981): 143-155.

TAPIA , A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras Argentinas. Dirección Nacional de Minería. Boletín 40, 124 pp.

TRICART, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Colección Científica 12.

VIOLANTE, R. A. , 1988. Geología de la "Planicie Costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral Nº 507. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata. (Inédito).

ZARATE, M., 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico Tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre playa San Carlos y el arroyo Chapadmalal, Partido de General Pueyrredón, Provincia de Buenos Aires. Tesis Nº 546. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata.

Recibido: junio 1996

6. CUATERNARIO DE LA PROVINCIA DE LA PAMPA

Augusto P. Calmels, Olga Carballo y José M. Malán

Depósitos Aluviales

Se hallan comprendidos en esta litología: a) los materiales ubicados en discordancia sobre las volcanitas permotriásicas, principalmente en el área de la meseta de Chical-Co, en el noroeste de la provincia, descriptos por Bisceglia (1977) como Formación Punta La Barda, recubiertos a su vez superficialmente por un delgado manto de productos de su meteorización; b) los depósitos conglomerádicos vinculados con la evolución geomorfológica del río Colorado, en el confín austral de la provincia, integrados por cantos rodados de volcanitas, casi exclusivamente basaltos y pórfidos, cuyo tamaño decrece sensiblemente desde occidente hacia oriente. Están cementados por carbonato de calcio en su parte superior, poseyendo superficialmente un débil espesor de arenas de retrabajado eólico reciente; su representante típico lo constituye el Pedimento Pampa del Toro, descrito por Fidalgo (1982, en Interconsult-Ade-Franklin Consult) en la unidad estratigráfica denominada Formación Bayo Mesa; c) los sedimentos arenosos del valle aluvial de los ríos Salado-Chadileuvú-Curacó y sus afluentes del sistema del Atuel, con intercalaciones lenticulares de limos y arcillas de ambiente fluvio-palustre-lacustre y presencia de materiales piroclásticos, a los cuales Bojanich (1979) dio el nombre de Formación Santa Isabel; d) las arenas con lentes de gravas y gravillas de tosca, de origen torrencial, difundidas en las márgenes de los valles, adosadas a sus laderas, con espesor decreciente hacia los talwegs. Tullio (1981) se refirió a ellas con la designación de Formación Valle de Maracó y las atribuyó al Holoceno medio a superior.

Arenas Eólicas

Son depósitos de material arenoso con contenido variable de cineritas y espesor muy desigual, aunque regularmente de varios metros; suprayacen a unidades litológicas correspondientes al Terciario superior o al Pleistoceno, aunque en el extremo septentrional de la unidad (aproximadamente en el centro de la provincia) lo hacen sobre la antigua planicie de inundación del río Salado sobre formaciones rocosas del basamento; en algunos sectores del centro y norte de la provincia, el material arenoso deja su lugar a cerros testigos de las unidades mencionadas anteriormente; su desarrollo más conspicuo tiene lugar al este del valle aluvial del río Salado, llegando aproximadamente hasta el centro del territorio provincial; hacia el este y sureste su distribución adopta la forma de «dedos de guante», proporcionada por su localización en la parte central de los valles pampeanos transversales (Chapalcó, Quehué, Utracán, Argentino, Maracó Chico, Maracó Grande, Hucal) e incluso en los faldeos de los valles de la Colorada Grande y de la Blanca Grande, que se prolongan más allá de los límites provinciales; en la parte oriental de la provincia (entre los 35º y 37º de latitud sur), el manto arenoso eólico se desarrolla con una potencia que oscila entre los tres a seis metros y a veces más, incluyendo capas delgadas de material cinerítico; en este sector, tanto la granometría como la litología de los materiales basales, depositados en discordancia sobre los sedimentos pampeanos, proporcionan indicios de su primitiva génesis fluvial; como una característica geomorfológica peculiar de estos sectores, puede destacarse el alineamiento de las geoformas mayores con rumbo NNO-SSE, tendiendo a entrecruzarse en la porción meridional con la dirección correspondiente a la serie de valles transversales mencionados.

Limos y arenas con niveles calcáreos

Son arenas eólicas de escasa potencia que se disponen sobre una costra calcárea de 1,50 a 2 metros de espesor, a veces aflorante, cuyo material lítico está constituido por granos de arena mediana a fina. Se encuentra suprayaciendo a los sedimentos pampeanos, de mayor contenido en limos, expuestos en los tramos más elevados de los taludes de los valles; morfológicamente se corresponden con áreas de relieve llano o muy suavemente ondulado, localizadas en los sectores de los interfluvios de los valles transversales, mientras que hacia el sureste de las sierras de Lihué Calel se pone de manifiesto el efecto de acciones hídricas concentradas recientes que elaboraron un sistema de drenaje dendrítico en sedimentos de la Formación Traicó (Calmels et al., 1993); la parte septentrional de esta unidad es de mayor ondulación que en el sector de las planicies centrales, con superficies cóncavas que albergan lagunas, predominantemente temporarias.

Coladas basálticas

Se destacan en el extremo suroccidental de la provincia coladas basálticas pliopleistocenas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BISCEGLIA, H. A., 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica con especial referencia a los manantiales. Ministerio Obras Públicas, Administración Provincial del Agua (inédito).

BOJANICH, E., 1979. Estudio de investigación geológica - geomorfológica - hidrogeológica de la cuenca del río Atuel. En: El río Atuel es interprovincial. Tomo 3. Santa Rosa.

CALMELS, A. P., TULLIO, J. O., CARBALLO, O. C. y MARTÍNEZ, H. M., 1993. Dos nuevas formaciones litoestratigráficas del Cuaternario del arroyo Traico Chico, provincia de La Pampa. 5ª Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Resúmenes (en prensa).

TULLIO, J.O., 1981. Informe preliminar sobre el Cuaternario de la provincia de La Pampa y características de los acuíferos de la región. Particular (inédito).

Recibido: junio 1996

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.

7. CUATERNARIO DE LA PATAGONIA EXTRAANDINA

Omar Lapido[1] y Fernando X. Pereyra[2]

En la presente síntesis se consideran las características principales de los depósitos del Cenozoico superior de la región patagónica extraandina. Los materiales han sido depositados principalmente por la acción fluvial y glaciaria, esta última restringida al sector cercano a la Cordillera Patagónica. Los depósitos debidos a la remoción en masa se encuentran ampliamente representados, especialmente en relación con los extensos mantos lávicos basálticos, bajo la forma de asentamientos. Los sedimentos eólicos, si bien alcanzan también importante desarrollo areal, poseen escasa potencia, salvo en ciertos sectores costeros y en los grandes bajos. Los depósitos marinos poseen comparativamente escasa representación areal, limitada a una estrecha faja costera, al igual que los depósitos evaporíticos, que se encuentran restringidos a los sectores centrales de los bajos. Finalmente, ocupando una amplia superficie, se encuentran potentes mantos volcánicos, esencialmente basálticos, conformando extensas planicies estructurales lávicas.

La sedimentación cenozoica se encuentra directamente relacionada a la interacción entre las glaciaciones y la Orogenia Andina, a lo que se suma el efecto de las ingresiones marinas, debidas a glacieustatismo y a los movimientos de la placa continental, propios de la evolución de un margen pasivo y de las cuencas asociadas. El enorme volumen transportado y depositado por la acción del hielo fue retrabajado por la acción fluvial en diferentes eventos. Los períodos interglaciarios aportaron el caudal de agua necesario para modelar los distintos valles, actualmente desproporcionados, que cruzan la Patagonia de oeste a este, quedando extensos niveles de terrazas estructurales y fluviales como evidencias de su evolución. Los depósitos cenozoicos superiores cubren una superficie cercana a los 600000 km^2, si bien los espesores son generalmente poco importantes.

En general es notoria la carencia de estudios cronoestratigráficos y la ausencia de dataciones absolutas de las diferentes unidades cuaternarias de la región, por lo que la asignación temporal y ubicación en una secuencia estratigráfica de estos depósitos, sólo puede ser realizada en forma tentativa y parcial. Según los procesos dominantes en la acumulación, los depósitos del Cenozoico superior pueden ser agrupados en fluviales y aluviales, glaciarios, marinos, eólicos, lacustres y evaporíticos y volcánicos. Los depósitos glaciarios no son considerados con mayor detalle, ya que han sido descriptos en el apartado correspondiente a la Cordillera Patagónica (Rabassa, en este capítulo).

Rodados Patagónicos

Ocupan una superficie de más de 450000 km^2, cubriendo la mayor parte de la Patagonia Extraandina, y son acumulaciones de rodados, gravas y arenas genéricamente conocidos como «Rodados Patagónicos». Bajo esta informal y complexiva denominación se han incluido una serie de depósitos de diferentes edades, ambientes geomórficos y características sedimentológicas, que cubren en forma discordante a la mayor parte de las unidades geológicas aflorantes en la Patagonia. Han recibido también algunas denominaciones formales e informales en distintos sectores de la Patagonia, entre las cuales se encuentran «Rodados Tehuelches» y Formación Tehuelche. La génesis de estos depósitos es motivo de controversia desde hace más de 150 años y aún hoy se carece de consenso acerca de los mismos. Darwin (1848) realizó las primeras observaciones en la zona del río Santa Cruz, atribuyéndolos a un origen marino. Con un mayor grado de conocimiento de la geología de la Patagonia, Nordenskjöld (1897), los estudió en el extremo sur de la provincia de Santa Cruz y en la zona del estrecho de Magallanes, vinculándolos a la acción glaciaria, en un ambiente de sedimentación de tipo *outwash*. Keidel (1917) realizó sus observaciones al norte de la península Valdez, señalando por primera vez que los «Rodados» se encontraban en discordancia por encima de los sedimentos del Terciario superior marino y continental. Planteó que su origen estaría relacionado con amplias «bajadas» provenientes de la zona cordillerana. La existencia de diversos niveles la atribuyó a diferentes eventos de erosión, durante los cuales se produjo el retrabajo de estos rodados y la generación de niveles aterrazados más bajos. Caldenius (1932) diferenció dos grupos de «gravas», uno relacionado con los términos morénicos, que correspondería a abanicos glacifluviales, y otro, más alto y externo, no relacionado con las glaciaciones cuaternarias y atribuido a abanicos aluviales. Asimismo, señaló que estos niveles, al encontrarse erosionados por cursos fluviales relacionados con los términos glaciarios más antiguos, serían de una mayor edad que su «Inicioglacial». Finalmente, consignó la acción de la solifluxión (relacionada con los pulsos glaciarios) como un factor actuante y responsable de cierto grado de retrabajo de los depósitos más viejos. En las décadas posteriores se sucedieron investigaciones, entre las cuales se destacan las de Groeber (1936), que plantea también un origen aluvial para estos depósitos, y las de Feruglio (1950) y Frengüelli (1957), que sostienen una génesis vinculada a la ablación de los hielos. Finalmente, debe destacarse lo planteado por Ameghino (1906), quien adecuadamente estableció la posibilidad de que la génesis de estos depósitos variara según la localización de los mismos; así, el origen podría ser glacifluvial en las zonas cercanas a los sectores englazados, fluvial en los sistemas fluviales y marinos en la estrecha franja costera .

El primer estudio abarcativo de los Rodados Patagónicos fue realizado por Fidalgo y Riggi (1965), quienes observaron las características morfológicas y sedimentológicas de los depósitos en la zona norte del lago Buenos Aires. Reconocen allí dos niveles, de los cuales el más antiguo corresponde a un nivel de agradación que cubre remanentes mesetiformes de

1. Servicio Geológico Minero Argentino. Julio A. Roca 651, piso 8º, Buenos Aires.
2. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II Ciudad Universitaria.

pedimentos. Aparece también una secuencia de rodados más jovenes disectando a estos niveles, vinculada a las glaciaciones y correspondiente a planicies glacifluviales. En otro trabajo (Fidalgo y Riggi, 1970), proponen la división de los Rodados Patagónicos en dos grupos, en función del ambiente geomórfico y las características sedimentológicas de los depósitos. El primero estaría constituido por aquellos depósitos más antiguos que componen pedimentos, bajadas y sistemas fluviales, y el segundo, más jóven, es de origen estrictamente glaciar e incluye depósitos morénicos retrabajados y depósitos glacifluviales. Estos autores incluyen también, dentro de los Rodados Patagónicos, a aquellos depósitos de, comparativamente, pequeños abanicos aluviales y pedimentos de flanco y convergentes asociados a los diferentes núcleos cratónicos. Mercer (1976) restringe el término Rodados Patagónicos a los depósitos de los niveles mesetiformes. Plantea además que ya que la primer glaciación importante corresponde al intervalo 1,2-1,0 Ma, por lo menos una parte de los rodados correspondería a esta edad y sería de origen estrictamente glacifluvial. Sin embargo, como además existen depósitos ubicados a alturas mayores que las morenas cuaternarias más antiguas, éstos serían a su vez más antiguos que las mismas, extendiéndose su edad al Pleistoceno inferior, incluso hasta comprender parte del Plioceno (ver Figura 7 en Rabassa, este capítulo). Estos niveles, en la zona sur de la Patagonia, corresponderían a depósitos vinculados a las más antiguas glaciaciones (terciarias) señaladas por Mercer, aunque no puede descartarse que se encuentren relacionados, al igual que en la zona norte (en Río Negro, González Díaz y Malagnino, 1984) con la existencia de diferentes pulsos de ascenso de la Cordillera de los Andes. Estas últimas contribuciones han permitido afirmar el carácter poligenético de los Rodados Patagónicos y su evolución compleja durante al menos el lapso Plioceno-Pleistoceno superior. Asimismo, se considera, coincidiendo con Clapperton (1992), que es preferible no incluir dentro de la denominación de Rodados Patagónicos a los depósitos asociados a abanicos aluviales y coluviales y pedimentos de flanco de zonas intermontanas y bajos.

Sobre la base del ambiente geomórfico, es posible realizar una división en dos grandes grupos: Norte (vinculados con los ríos Negro y Colorado) y Sur, asociado con los ríos de Chubut y Santa Cruz. En la zona norte los diferentes niveles de rodados, correspondientes principalmente a planicies estructurales, se deberían a la existencia de diferentes pulsos de agradación pedemontana, conformando extensos abanicos aluviales asociados con la Orogenia Andina y desarrollados con posterioridad a la fase Quéchuica (Mioceno). En la zona ubicada al sur del Macizo Norpatagónico, los rodados corresponderían básicamente, salvo aquellos niveles más antiguos que podrían deber su origen a la agradación pedemontana, a diferentes niveles asociados a las glaciaciones fundamentalmente del Terciario superior, conformando extensas planicies glacifluviales, particularmente evidentes en los sistemas fluviales de Santa Cruz. Según Clapperton (1992), esta gran diferenciación se debería a la dispar distribución de las glaciaciones en la Cordillera Patagónica, la cual habría alcanzado un mayor desarrollo en la zona sur.

A modo de conclusión parcial, se considera que si bien existen ciertas tendencias en el sentido de atribuir una edad mayor a los rodados vinculados a la acción fluvial, que forman extensos abanicos aluviales y amplios sistemas de terrazas (predominantemente estructurales), respecto de aquellos rodados vinculados a la glaciaciones cuaternarias, tal distinción temporal no puede realizarse en forma generalizada sin riesgo de cometer errores, ya que una sincronía tan grande entre los pulsos glaciarios, cambios climáticos y eventos tectónicos no debe esperarse en un sector tan amplio, complejo y variado como lo es la Patagonia. Así, se puede constatar la existencia de diferentes regímenes tectónicos, según el dispar comportamiento de las placas subductadas resultante en una distribución diferente del volcanismo cenozoico, de la altura de la Cordillera y de la distribución de los glaciares y las características adquiridas por las glaciaciones. Se considera que la subdivisión de los Rodados Patagónicos según las diferentes grandes regiones propuesta por Clapperton, combinada con una división entre aquellos rodados fluviales (correspondientes a niveles de bajadas y terrazas estructurales), glacifluviales y los correspondientes a pedimentos de flanco, litorales y convergentes, frecuentemente asociados a los grandes «Bajos Patagónicos», puede ser de utilidad, y permitiría no incurrir en errores debidos a grandes generalizaciones. La datación absoluta de los diferentes niveles surge como imprescindible para avanzar en el conocimiento de la estratigrafía cenozoica de la Patagonia.

Finalmente, se deben separar de los «Rodados Patagónicos» a los depósitos claramente de origen fluvial que forman los niveles de terrazas fluviales de la mayor parte de los grandes ríos patagónicos (Colorado, Negro, Chubut, Chico, Senguerr, Deseado, Chico, Santa Cruz, Coig y Gallegos) y los depósitos correspondientes a las actuales planicies de inundación. Esta serie de depósitos, si bien comparten características generales similares a los Rodados Patagónicos (básicamente por estar constituidos por sedimentos provenientes del retrabajo de estos últimos), responden a un claro y único origen (fluvial) y, en el caso de las planicies de inundación, son indudablemente más modernos: postglaciares.

Volcanitas

Las rocas volcánicas del Cenozoico superior ocupan una superficie mayor a los 120000 km^2 en la región extraandina, cubriendo parcialmente a sedimentitas y piroclastitas mesozoicas y terciarias y a las rocas más viejas constituyentes de las áreas cratónicas. Ramos et al. (1982) han identificado cuatro ciclos de actividad magmática durante la Orogenia Andina para la región patagónica (Figura 6). El cuarto de ellos (el más jóven) se encuentra comprendido entre 1,6 Ka y 10Ka. Señalan asimismo, la existencia de un pico de *spreading* en el Mioceno y por lo tanto de actividad magmática, seguida de una disminución en el volcanismo hacia el Cuaternario. El volcanismo de la Región Volcánica Extraandina es de tipo monogenético (Clapperton, 1992), con características propias del volcanismo de intraplaca. Los centros efusivos se disponen casi siempre siguiendo antiguas líneas de debilidad estructural, reactivadas como respuesta a la Orogenia Andina, encontrándose entre 300 y 600 km de la trinchera. Predominan los basaltos olivínicos alcalinos y, en menor medida, se encuentran basanitas y basaltos leucíticos. Este volcanismo de intraplaca es diferente al aproximadamente contemporáneo de arco (predominantemente calcoalcalino). Las características petrográficas y geoquímicas de las lavas se corresponden con un

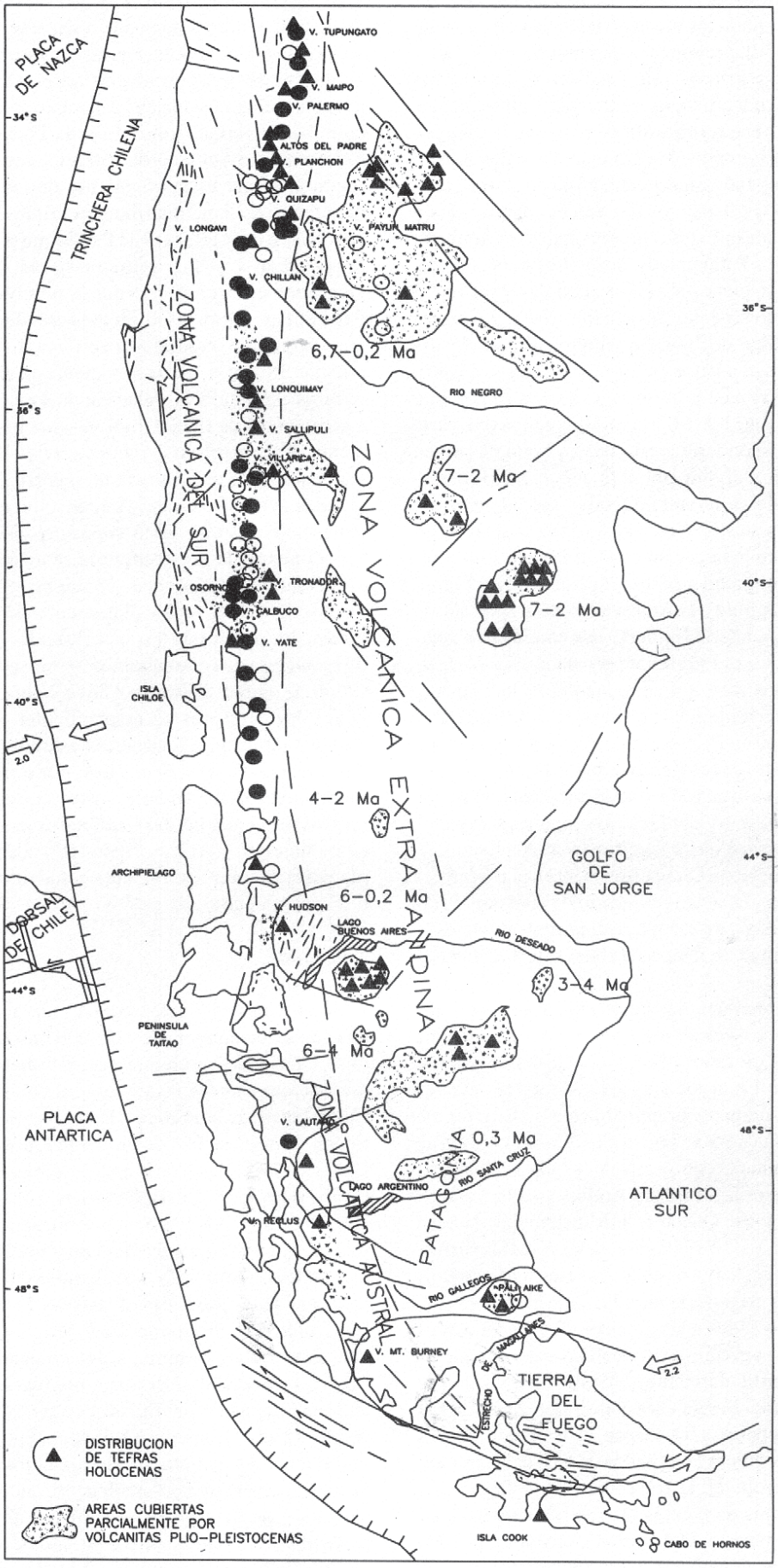


Figura 6. Distribución del volcanismo del Cenozoico superior en la Patagonia

magma parental común, sin participación de la placa subductada, proveniente de la fusión parcial de una corteza continental delgada y joven (posterior al Jurásico) compuesta por sedimentitas y volcanitas mesozoicas y terciarias (Ramos et al., 1982). En Santa Cruz (Ramos y Kay, 1992) el volcanismo presenta características distintivas debido a la colisión de segmentos de la Dorsal de Chile. Casi todos los basaltos presentan valores de elementos trazas afines con OIB (ocean island basalt). Según estos autores, el volumen de los basaltos extruidos se ha incrementado en forma directamente proporcional al largo del segmento de dorsal subductado.

Forman extensos *plateaux* basálticos, conformando planicies estructurales lávicas, numerosos conos aislados y algunos *maares*. Presentan una dispar distribución areal: las volcanitas del Terciario superior predominan en Neuquén, Macizo Norpatagónico y Santa Cruz, mientras que las cuaternarias (de menor extensión) se encuentran en Neuquén y Santa Cruz. Sólo en Tierra del Fuego no se han reconocido volcanitas de intraplaca de estas edades. Esta distribución diferencial responde a una serie de factores, entre los que se cuentan la segmentación de las placas subductadas (de Nazca y Antártica), las diferencias de ángulos de inclinación y de incidencia de las mismas, las heterogeneidades que poseen ambas y la placa Sudamericana (rocas de diferentes edades, composiciones y temperaturas), etc. En el sur de Santa Cruz, el volcanismo cuaternario presenta características singulares, debido a la existencia de un distinto régimen tectónico, generándose una serie de *maares* en la zona de Pali Aike. Las volcanitas plio-holocenas han recibido diferentes denominaciones informales y formacionales, según las zonas consideradas y los diferentes autores. Groeber (1946) propuso las denominaciones de Basalto 0 a Basalto VII en Neuquén para designar las diferentes coladas. Los basaltos pliocenos han sido denominados Chenqueniyeu (en Paso Flores, Nullo, 1979), Belgrano (en Santa Cruz, Riggi, 1957), Campana y Huala (en Chubut, por diferentes autores), Coyocho (en Catan Lil, Leanza y Leanza, 1979), etcétera. Las volcanitas cuaternarias han sido denominadas Chapua, Maipo, El Puente, Tromen, Mallín, Lanín, etc. (Holmberg, 1976; Leanza y Leanza, 1979; Turner, 1973, y otros), asimilables a los Basaltos III a VII de Groeber para el sur de Mendoza y Neuquén. Asociados a los extensos mantos basálticos, se han desarrollado deslizamientos rotacionales (asentamientos o slumps) que ocupan grandes extensiones, especialmente en la zona central de Neuquén, en el sector centro sur de Río Negro y en la zona de Chubut central y en Santa Cruz, en los sectores noroeste, centro norte y centro oeste.

Depósitos marinos

Correspondieron a Darwin (1848) las primeras observaciones acerca de las terrazas marinas de la Patagonia, y fueron varios los autores que continuaron estos estudios en diferentes localidades, destacándose Feruglio (1950), quien realizó una completa descripción sobre la naturaleza de los depósitos de origen marino en la Región Patagónica, reconociendo diversos niveles de agradación y de erosión litoral. Agrupó a las terrazas en cinco sistemas, de los cuales el más elevado, sistema I (165-185 m s.n.m.) comprende la terraza del cerro Laciar, el sistema II (115-140 m s.n.m.) representado por la terraza alta de la Estancia del Cabo Tres Puntas, el sistema III (35-40 m s.n.m.) evidenciado en la terraza de Camarones, el sistema IV (20-30 m s.n.m.) llamado de Puerto Mazarredo y el sistema V (6-19 m s.n.m.) en Puerto Deseado.

La morfología de las costas patagónicas presenta predominantemente un carácter erosivo, con extensos acantilados activos acompañados de planicies de abrasión labradas en rocas terciarias y más antiguas. Diversos autores han destacado la presencia de niveles de terrazas de acreción y erosión marinas y de pedimentos litorales. Durante el Cuaternario, en general las ingresiones no alcanzaron a avanzar grandes distancias tierra adentro, por lo que los depósitos marinos se restringen a una estrecha faja costera, generalmente inferior a los 10 km de distancia respecto de la actual línea de costa.

Existe un nivel de cordones aterrazados y terrazas de acreción ampliamente distribuido en las costas patagónicas que corresponde a una antigüedad aproximada de 36 Ka, el cual se encuentra a una cota comprendida entre 25 y 18 m sobre el nivel del mar actual en la zona del golfo de San Jorge, y está compuesto por depósitos de rodados con intercalaciones arenosas (Codignotto et al., 1988). Los depósitos de las terrazas más altas, sobre la base del contenido faunístico, fueron asignados al Plioceno superior por Feruglio (1950) y si bien hasta el presente se carece de edades absolutas, esta terraza marina podría corresponderse con el inicio de la acumulación de los Rodados Patagónicos en el continente. Durante el Holoceno tuvieron lugar diferentes ingresiones, alcanzándose un máximo transgresivo hace aproximadamente 6500 años; en el golfo de San Jorge se encuentran registrados en dos niveles de terrazas de acreción a 10 y 6 m de altura respecto al nivel del mar actual. En Tierra del Fuego la costa presenta un carácter netamente erosivo con diversos eventos bien estudiados para el Holoceno (Rabassa et al., 1991).

Evidencias de neotectónica, afectando a depósitos litorales, han sido señaladas por diversos autores, entre otros por Rabassa et al. (1986); Isla et al. (1991) y Codignotto et al. (1993).

Otros depósitos cuaternarios

Si bien los depósitos eólicos, evaporíticos y lacustres alcanzan comparativamente poca potencia y arealmente se encuentran subordinados frente a los sedimentos fluviales, glaciarios y a las volcanitas, su presencia se vuelve dominante en algunos sectores, especialmente en los «bajos». Estas geoformas constituyen un elemento conspicuo del paisaje de la Patagonia. El origen de las depresiones mayores, que en ciertos sectores pueden presentar desniveles del orden de la centena de metros, se encuentra relacionado a la tectónica vinculada a la formación y evolución de las cuencas intracratónicas asociadas al desarrollo del margen pasivo atlántico. A la subsidencia tectónica se han sumado luego la deflación, remoción en masa y erosión fluvial, resultando en la ampliación de los mismos. La génesis de las depresiones menores se encuentra vinculada a la deflación y fenómenos de inversión de relieve. Con posterioridad, asociado a condiciones de aridez y con el nivel del mar bajo, evolucionaron en forma característica, retrocediendo las pendientes por erosión, desarrollándose pedimentos convergentes e importantes zonas de deslizamientos rotacionales *(slumps)*. En los períodos húmedos se formaron extensos lagos y lagunas, algunos de los cuales aún permanecen, si bien ocupan exten-

siones mucho menores. La existencia de esos períodos está evidenciado por la presencia de antiguos niveles de costa, a cotas mucho mayores que el actual nivel, como por ejemplo en el lago Cardiel (Santa Cruz).

Durante la mayor parte del Cenozoico, estas depresiones se comportaron como niveles de base locales de una red de tipo arreica y poco integrada. Las sales provenientes de la meteorización química de las sedimentitas marinas, volcanitas y piroclastitas terciarias, fueron acumulándose en los cuerpos someros de agua que ocupaban las depresiones. En períodos más secos, estas sales fueron concentrándose en superficie por capilaridad. Los depósitos evaporíticos así generados no han sido estudiados en forma detallada hasta el presente. Ocupan superficies pequeñas aledañas a las zonas inundadas y se asocian a vegetación de halofitas y suelos salino-sódicos (Natrargides y Salortides).

Los depósitos eólicos, si bien más importantes arealmente que los anteriores, tampoco han sido estudiados con detalle en la Región Patagónica Extraandina. La existencia de condiciones climáticas áridas durante la mayor parte del Cuaternario, la escasa vegetación y la importante cantidad de material con granulometría arenosa (fluvial, piroclástica y glacifluvial) susceptible de ser movilizada por el viento, han favorecido la amplia distribución areal de estos depósitos generalmente de poca potencia. Los depósitos loésssicos son escasos al igual que los arcillosos. Estos últimos requieren para su acumulación eólica condiciones de extrema aridez. En la zona del Bajo del Salitral, en Neuquén, se han reconocido dunas de arcillas (*lunettes*) de pequeñas dimensiones. Los depósitos arenosos forman en ciertos sectores campos de dunas, particularmente en algunos sectores costeros. En la península Valdéz se destaca un sector (al sur) en el cual pueden reconocerse diversas secuencias de dunas de diferentes edades y formas, principalmente de tipo parabólico y crestas barjanoides. Más frecuente aún es que las arenas eólicas se encuentren cubriendo en forma mantiforme sectores de las planicies aluviales y terrazas de los principales sistemas fluviales de Patagonia. Presentan generalmente espesores de pocos decímetros de potencia; por tal motivo son frecuentes la existencia de discontinuidades litológicas en los suelos de la región, especialmente en el caso de los Haplargides. La acumulación de los depósitos eólicos tuvo lugar en diferentes intervalos del Cuaternario, dada la permanencia de las condiciones de aridez, la persistencia de las geoformas generadas ha sido baja, por lo que los depósitos observados son generalmente del Holoceno superior. Es probable que, vinculado a la existencia de los diferentes avances del Neoglacial (entre los 4500 y 300 años AP, Rabassa y Clapperton, 1990), haya tenido lugar un evento generalizado de depositación eólica en la Patagonia.

Finalmente, si bien ocupando sectores muy restringidos en la región extraandina, se encuentran depósitos de cenizas volcánicas. Estos materiales alcanzan varios metros de potencia en la zona cordillerana, disminuyendo considerablemente su espesor hacia el este. En general predominan los vitroclastos y pumicitas de composiciones ácidas y mesosilícicas (Laya, 1977). Estas cenizas fueron estudiadas en detalle primero por Auer (1950), quien brindó una propuesta estratigráfica para las mismas. Denominó Capas 0 a IV, en orden de edad decreciente, asignándoles edades de 10500, 8700, 4000 y 1500 años drecceciente, respectivamente. Laya (1977), en la zona de Neuquén, agrupó los depósitos cineríticos de la Formación Río Pireco, diferenciando al menos cinco miembros correspondientes a distintos períodos de actividad piroclástica. Los miembros inferiores se correlacionarían con las capas propuestas por Auer (1950), mientras que para los superiores obtuvo edades comprendidas entre 1624 ± años para el Miembro Río Pereyra, hasta 15 años, para el Miembro Arroyo Acantuco.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AMEGHINO, F., 1906. Les formations sedimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiarie de Patagonie. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15:45-76.

AUER, V. 1950. Las capas volcánicas como base de la cronología post glacial Fuegopatagonia. Revista Investigaciones Agrícolas (separata). 3, 2:49-208.

CALDENIUS, C. Czon, 1932. Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección de Minas Geología e Hidrogeología. Publicación 95, 150 pp.

CLAPPERTON, C., 1992. Quaternary Geology and Geomorphology of South América. Elsevier, Amsterdam.

CODIGNOTTO, J., MARCOMINI, S. y SANTILLANA, S., 1988.Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 43(1): 43-50.

CODIGNOTTO, J., MARCOMINI, S. y KOKOT, R., 1993. Concentración aurífera en el área de Cabo Vírgenes. Asociación Geológica Argentina, Revista 47 (4): 409-416.

DARWIN, C., 1848. On the distribution of the erratic boulder and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. Transactions Geological Society London, 6(1842):415-431.

FERUGLIO, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Dirección General de Y.P.F. 3 tomos. Buenos Aires.

FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores, prov. de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina Revista 20(3):273-325.

FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Asociación Geológica Argentina, Revista 25, 430-443.

FRENGÜELLI, J., 1957. Geografía de la República Argentina. Neozoico. 2 tercera parte, Imprenta Coni, Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. y MALAGNINO, E., 1984. Geomorfología de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino. Relatorio:347-366.

GROEBER, P., 1936. Oscilaciones del clima en la República Argentina desde el Plioceno. Revista Centro Estudiantes Ciencias Naturales, 1 (2):71-84. Buenos Aires.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. 1) Hoja Chos Malal. 1 (3): 177-208.

HOLMBERG, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32 c, Buta Ranquil, prov. del Neuquén, Servicio Geológico Nacional, Boletín 152:1-92.

ISLA, F., VILAS, F., BUJALESKY, G., FERRERO, M., GONZALEZ BONORINO, G. y ARCHE MIRALLES A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego. Marine Geology, 97:211-224.

KEIDEL, H., 1917. Uber das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehunghen im Argentinischen Andengebiet un Litoral. Zeitschrift Deutsch. Wissensch. Verein. Argentinen.

LAYA, H., 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la Formación Téfrica Río Pireco (Holoceno), Suroeste de la Provincia del Neuquén, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 32 (1):3-23.

LEANZA, A.F. y LEANZA, H., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 37 c Catan Lil, prov. del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 169, 65 pp.

MERCER, J., 1976. Glacial History of Southernmost South América. Quaternary Research 6: 125-166.

NORDENSKJÖLD, O., 1897. Algunos datos sobre la naturaleza de la región Magallánica. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 44:190-240.

NULLO, F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletin 167:1-70.

RABASSA, J. y CLAPPERTON, C., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Sciences Reviews 9:153-174.

RABASSA, J., HEUSSER, C., y STRUKENRATH, R., 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. Quaternary of South America and Antartic Peninsula 4: 291-310.

RABASSA, J., BUJALESKY, A., MEGLIOLI, A., CORONATO, A., GORDILLO, S., ROIG, C. y SALEMME, M., 1991. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81: 249-256.

RAMOS, V. y KAY, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205:261-282.

RAMOS, V., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUNOZ, J., 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth Science Review, 18:411-443.

RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico-minero de la zona de los Lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 12 (2): 65-97.

TURNER, J.C., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 37 a-b Junín de los Andes, prov. del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138:1-88.

Recibido: agosto 1996

8. CUATERNARIO DE LA CORDILLERA PATAGÓNICA Y TIERRA DEL FUEGO

Jorge Rabassa

El Cuaternario de la Cordillera Patagónico-Fueguina está caracterizado por el mayor desarrollo relativo, tanto areal como estratigráfico, de los depósitos glacigénicos en América del Sur.

Estas unidades fueron generadas por un manto de hielo y glaciares de montaña, extendidos en forma continua desde el paso Pino Hachado en Neuquén (lat 38º 44' S; long 70º 56' O) hasta el cabo de Hornos (lat 55º 59' S; long 67º 17' O). Las enormes dimensiones de este manto de hielo de montaña lo hacen el mayor de cuantos han existido durante el Pleistoceno en el Hemisferio Sur, fuera de la Antártida, siendo el glaciar que formó el estrecho de Magallanes el mayor glaciar individual.

Si bien en el sector septentrional los glaciares permanecieron restrigidos al área montañosa y pedemontana, al sur de los 46º lat S, el hielo avanzó hacia el este sobre las planicies extraandinas, alcanzando la presente plataforma continental desde Río Gallegos (lat 51º 43' S) hacia el sur. En su vertiente occidental, los glaciares de descarga de este manto de hielo llegaron repetidamente hasta el nivel del mar o sus cercanías, desde la isla de Chiloé (lat 42º S, Chile) hasta el cabo de Hornos.

Las oscilaciones climáticas del Cuaternario (glaciaciones e interglaciaciones) generaron repetidos avances y retrocesos glaciarios.

Desde las pioneras observaciones de Darwin (1842), la preocupación de los investigadores se ha centrado en dilucidar los siguientes tópicos: (a) posición del límite oriental de glaciación; (b) número de glaciaciones identificadas; (c)

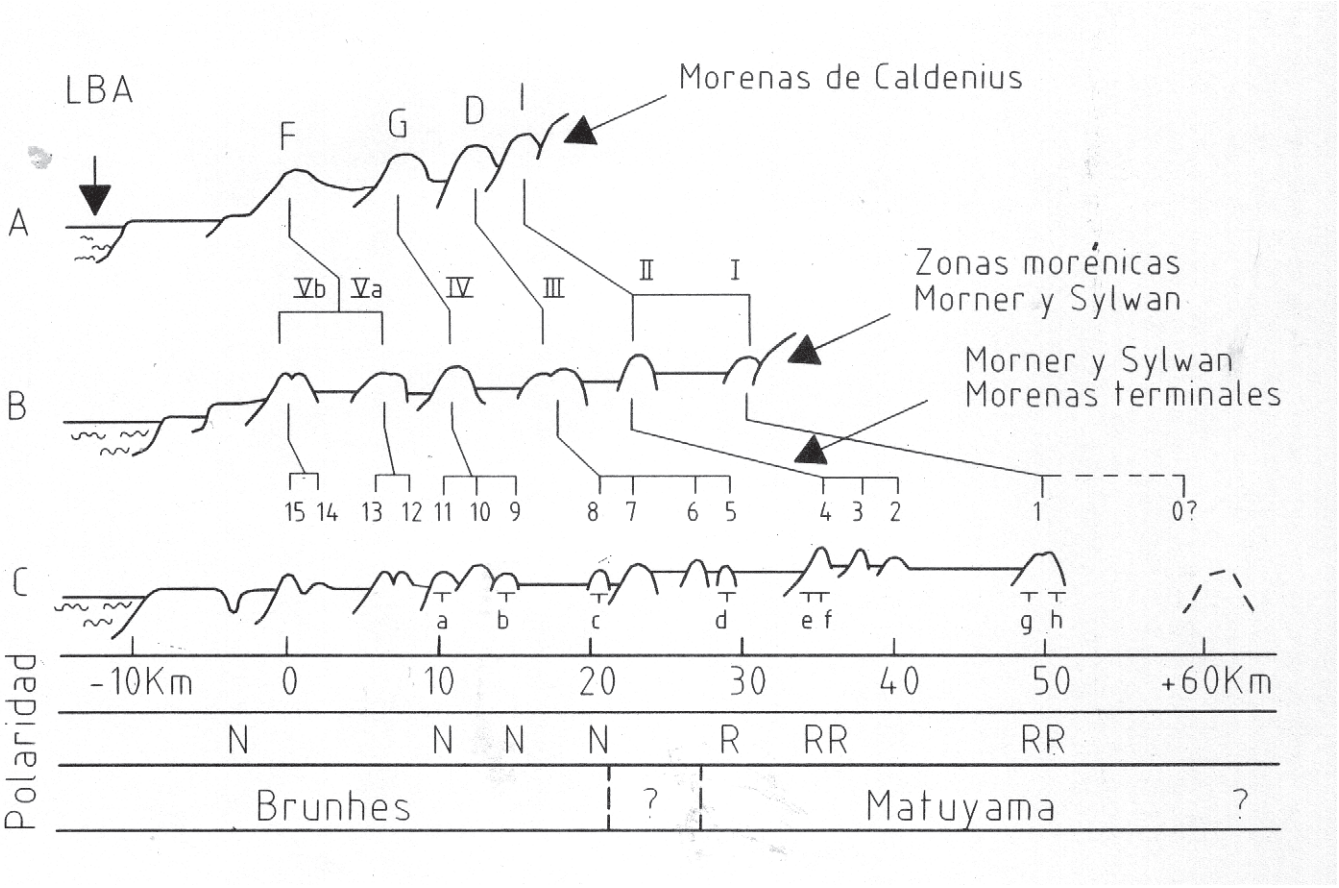


Figura 7. Magnetoestratigrafía de las unidades glaciarias de la región del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz (modificado de Morner y Sylwan, 1989, y Rabassa y Clapperton, 1990). La transecta A muestra los cuatro grupos morénicos según Caldenius (1932) y unidades estratigráficas según Fidalgo y Riggi (1965). F: Finiglacial (Drift Lago Buenos Aires); D: Daniglacial (Drift Botello); G: Gotiglacial (Drift Fénix); I: Inicioglacial (Drift Pluma). La transecta B indica la reinterpretación en seis zonas morénicas según Morner y Sylwan (1989), mientras que la transecta C discrimina en 15 morenas terminales, donde las localidades a-h indican la procedencia de las muestras analizadas por paleomagnetismo. N: polaridad normal; R: polaridad reversa.

CADIC-CONICET, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

unidades estratigráficas reconocidas; (d) variaciones paleoambientales durante las oscilaciones climáticas, tanto en las áreas englazadas como extraglaciarias; y (e) correlación cronológica regional y global de dichas glaciaciones.

Existen numerosas e importantes contribuciones sobre esta temática en la región, debiendo mencionarse la destacada obra de Caldenius (1932), Feruglio (1949), Auer (1956), Flint y Fidalgo (1964,1969) y Fidalgo y Riggi (1965), y aquellos pioneros citados en estos trabajos. Recientemente, diversas contribuciones han posibilitado una mejor comprensión de las secuencias glacigénicas y su edad.

Las figuras que aquí se presentan intentan sintetizar el estado actual del conocimiento estratigráfico del Cuaternario de esta región. Los límites de las glaciaciones patagónico-fueguinas han sido establecidas según el notable trabajo de carteo geológico de Caldenius (1932), el cual mantiene su plena vigencia aún luego de más de sesenta años de realizado. Caldenius (1932) denominó ***Finiglacial***, ***Daniglacial***, ***Gotiglacial***, e ***Inicioglacial*** a los cuatro eventos glaciarios reconocidos, pero interpretó incorrectamente que se trataba de episodios de la última glaciación, seguramente influenciado por su experiencia escandinava. En la actualidad sabemos que sólo el «Finiglacial» corresponde a la última glaciación (Pleistoceno tardío), siendo las restantes anteriores a ella. Pero estas interpretaciones cronológicas no invalidan de manera alguna el monumental trabajo de Caldenius (1932), que aún hoy nos deslumbra por su precisión. Feruglio (1949/50 y otras obras citadas en ésta) identificó dos grandes grupos morénicos que denominó ***«Nahuelhuapense»*** y ***«Barilochense»***. Este autor reconoció al primer grupo una edad equiparable a la última gran glaciación y asignó una edad anterior al segundo grupo. Flint y Fidalgo (1964) identificaron tres «drifts» que llamaron ***Nahuel Huapi***, ***El Cóndor*** y ***Pichileufú***, considerándolos todos ellos correspondientes a la última glaciación, pero en un trabajo posterior (1969), establecieron la posibilidad que el Drift Pichileufu fuera más antiguo. Rabassa et al. (1986), Schlieder (1989) y Rabassa et al., (1990) demostraron la edad pre-pleistocena superior de los drifts Pichileufú y El Cóndor, proponiendo además la subdivisión de éste en los ***drifts Anfiteatro*** y ***La Fragua*** (ver Figura 8).

La Figura 7 presenta las secuencias morénicas de la región del Lago Buenos Aires (lat 46º 30' S), estudiadas por Caldenius (1932) y Fidalgo y Riggi (1965), quienes las interpretaron como correspondientes a la última glaciación (Wurn/Wisconsin) del Hemisferio Norte. Estas secuencias fueron datadas y reinterpretadas por Morner y Sylwan (1989) en seis zonas morénicas, de las cuales las dos más antiguas, pertenecientes al Inicioglacial (***Drift Pluma***) y parte del Daniglacial (***Drift Botello***), por lo menos, se formaron en la época Geomagnética Matuyama (>0.7 Ma, <2.46 M.a). Véase asimismo la leyenda de la Figura 7.

La Figura 8 establece la cronología de los eventos glaciarios más antiguos identificados en Patagonia, a través de fechados absolutos de K/Ar y estudios paleomagnéticos realizados por Mercer (1976), en las secuencias del cerro Fraile (descubierta y descripta por Feruglio, 1944) y de otras localidades (Meseta del Lago Viedma) en la provincia de Santa Cruz. Estos resultados demuestran la existencia de cuerpos de hielo en la Cordillera Patagónica aun desde fines del Mioceno con una gran glaciación en el Plioceno medio (ca. 3.5 Ma) y la glaciación más extensa (i.e., Inicioglacial, Pichileufú) en el Pleistoceno temprano, entre 1.2 y 1.0 Ma. Schlieder (1989) consideró, en cambio, que la Glaciación Pichileufú tuvo lugar en el Plioceno medio (>3.3 Ma, <5.5 Ma). En Tierra del Fuego la glaciación más extensa (***Drift Río Grande***; Meglioli, 1992) se habría producido también con anterioridad, en el Plioceno final.

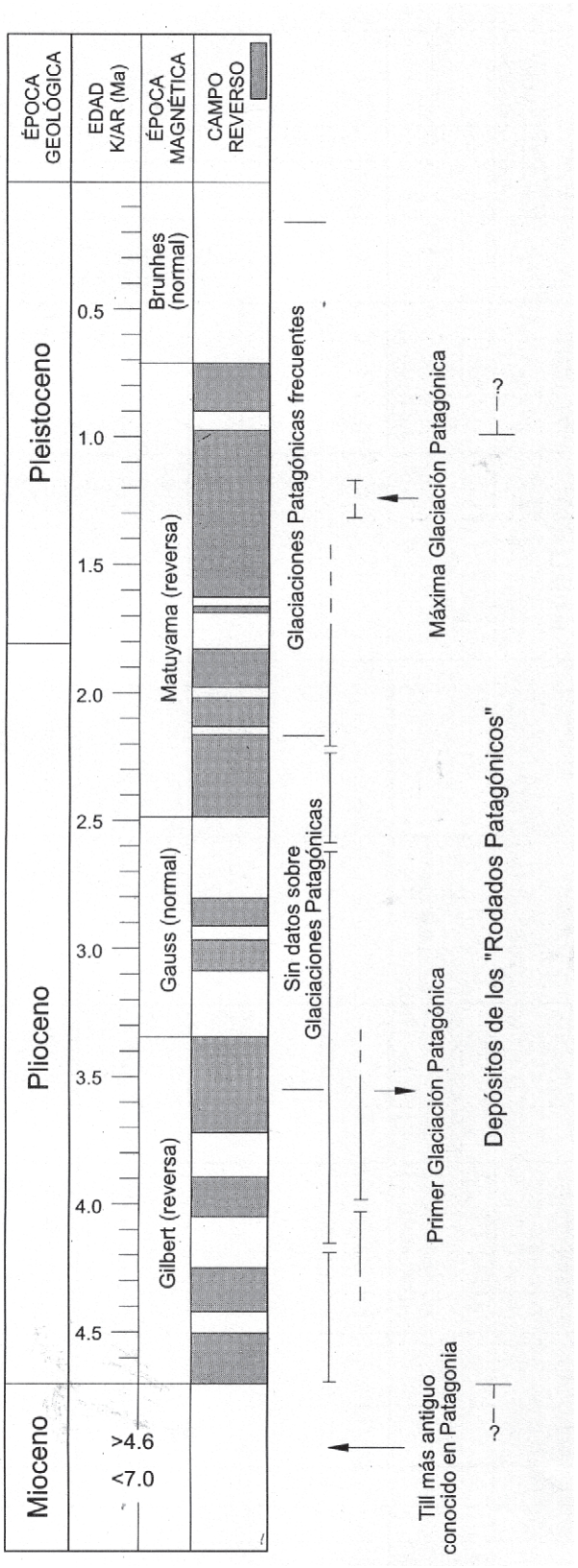


Figura 8. Cronología de los eventos glaciarios pliocenos y pleistocenos más significativos de Patagonia, según Mercer (1976).

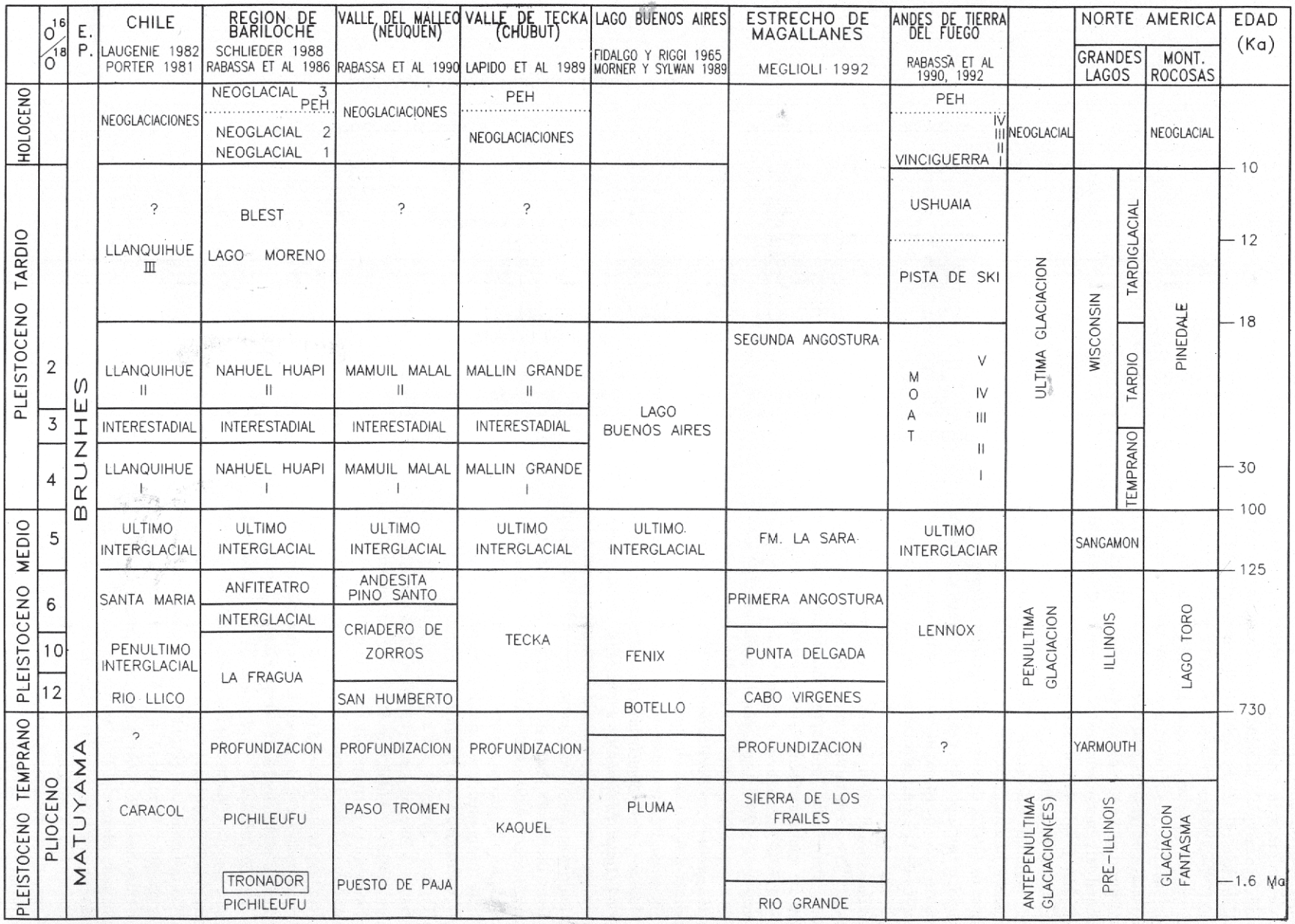


Figura 9. Tabla de correlación tentativa de las secuencias glaciales en los Andes Meridionales, modificado y ampliado de Rabassa y Clapperton (1990).

Recientemente, trabajos de mapeo regional (Schlieder, 1989; Rabassa et al., 1990a; Meglioli, 1992), utilizando unidades aloesstratigráficas y secuencias locales, estudios paleomagnéticos y dataciones absolutas (C-14, K/Ar, Ar/Ar), han permitido elaborar una propuesta de síntesis regional (Rabassa y Clapperton, 1990). Este esquema se encuentra en permanente revisión ante la constante incorporación de nuevas e importantes contribuciones. La Figura 9 presenta dicha síntesis, en la cual se intenta la correlación de las distintas regiones patagónico-fueguinas entre sí y la vinculación con los esquemas globales, a través de fechados absolutos, estudios magnetoestratigráficos y estudios isotópicos de O16/O18 (Shackleton y Opdyke, 1976).

En resumen, puede destacarse, en lo que concierne al Cuaternario de los Andes Patagónico-Fueguinos:

(1) La glaciación andino-patagónica comenzó quizás ya en el Mioceno, como consecuencia de cambios ambientales globales, la instalación de la Corriente Circumpolar Antártica y la elevación de la Cordillera Andina.

(2) Las primeras glaciaciones fueron restringidas al sector montañoso, para alcanzar su máxima expresión en el Plioceno final y el Pleistoceno inferior, donde alcanzaron condiciones de glaciación pedemontana de gran extensión y escaso gradiente.

(3) Hacia el final del Pleistoceno temprano (quizás prelímite Brunhes-Matuyama, 0.73 Ma), se produjo un importante episodio de levantamiento y/o cambio climático regional, que provocó la génesis y profundización de las líneas de drenaje como las conocemos en la actualidad (*Canyon-cutting*). Se desarrollaron entonces condiciones de glaciación de montaña con glaciares de descarga encauzados en sistemas de valle.

(4) Las glaciaciones más modernas parecen ajustarse a los eventos globales del Pleistoceno medio y tardío. Si bien las cronologías disponibles son aún preliminares, es posible afirmar que se reconocen, como mínimo, dos a tres glaciaciones en el Pleistoceno medio (Illinois; estadios isotópicos 6 a 12). La última gran glaciación ha sido denominada Nahuel Huapi en Argentina (Flint y Fidalgo, 1964) y Llanquihue en Chile (Porter, 1981; este término ha sido extendido a toda América del Sur como secuencia tipo; Rabassa y Clapperton,1990; Clapperton, 1992). Esta glaciación se extendió durante el Pleistoceno tardío, en dos o más estadiales principales, (Wisconsin; estadios isotópicos 2 a 4), finalizando abruptamente hacia ca. 10.000 años C14 A.P. En el Tardiglacial («Late Glacial», 15.000 a 10.000 años A.P.) tuvieron lugar episodios de estabilización y reavance de los glaciares, cuya vinculación con eventos climáticos globales, como el «Older Dryas» y «Younger Dryas» del Hemisferio Norte, es actualmente materia de amplia discusión (Heuser, 1993; Markgraf, 1993).

(5) En el Pleistoceno tardío y Holoceno se produjeron frecuentes erupciones volcánicas en la región, que produjeron la depositación de cenizas volcánicas, tanto en las áreas cordilleranas como extraandinas. Auer (1970) propuso un esquema tefrocronológico que extendió a la totalidad de la Patagonia. Este esquema fue recientemente cuestionado por Stern (1990), quien demostró que, ni siquiera en el sector más austral las erupciones de los distintos centro volcánicos fueron sincrónicas.

(6) La mayoría de los glaciares en los Andes Patagónicos-Fueguinos presentaron fluctuaciones durante los intervalos neoglaciares del Holoceno. Tres fluctuaciones mayores fueron identificadas por Mercer (1983) en el Hielo Continental Patagónico. La extensión y distribución temporal de estas fluctuaciones es aún motivo de debate, por las características dinámicas de los glaciares que tienen sus términos en cuerpos de agua. En Patagonia Norte, Bertani et al. (1986) y Brandani et al. (1986) establecieron una cronología precisa para la «Pequeña Edad del Hielo», la última fluctuación que tuvo lugar entre los siglos XVI y XIX de nuestra era, y presentaron evidencias de neoglaciaciones anteriores, que no han podido ser aún datadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AUER, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. I. The ice and interglacial ages. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, 45: 1-226.

AUER, V., 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V. Quaternary problems of Southern South America. Annales Academia Scientiarum Fennicae, 100: 1-194.

BERTANI, L., BRANDANI, A. y RABASSA, J., 1986. Fluctuations of Castaño Overo in Northern Patagonia since the beginning of the XVI Century. Data of Glaciological Studies, 57:192-195. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú.

BRANDANI, A., RABASSA, J., BONINSEGNA, J. y COBOS, D., 1986. Glacier fluctuations during and since the Little Ice Age and forest colonization: Monte Tronador and Volcán Lanín, Northern Patagonian Andes. Data of Glaciological Studies, 57:195-205. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú.

CALDENIUS. C. Cz., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Geografiska Annaler, 14:1-24. Uppsala.

CLAPPERTON, C.M., 1992. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam.

DARWIN, C., 1842. On the distribution of the erratic boulders and the contemporaneuos unstratified deposits of South America. Transactions Geological Society of London, Second Series, Vol. 6.

FERUGLIO, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 37: 1-208.

FERUGLIO, E., 1949/50. Descripción geológica de la Patagonia. Vol. 3, YPF. Buenos Aires.

FLINT, R. F. y FIDALGO , F., 1964. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39º 10' S and latitude 41º 25' S. Geological Society of America Bulletin. 75: 335-352.

FLINT, R. F. y FIDALGO, F., 1969. Glacial drift in the eastern Argentine Andes between latitude 41º 10' S and latitude 43º 10' S. Geological Society of America Bulletin. 80: 1043-1052.

FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1965. Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). Asociación Geológica Argentina Revista., 20 (3): 273-325.

HEUSSER, C., 1993. Late Glacial of Southern South America. Quaterny Science Reviews, 12 (5): 345-350.

LAPIDO, O., BELTRAMONE, C. y HALLER, M., 1989. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 43º 30' S. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, 6: 257-266.

LAUGENIE, C., 1982. La region des Lacs, Chile Meridional. Recherches sur I évolution géomorphologique d'un piedmont glaciaire Quaternaire andin. Thése de Doctorat d État, L'Université de Bordeaux, III, 2t. Inédita.Pau, Francia.

MARKGRAF, V., 1993. Younger Dryas in Southernmost South America - An update. Quaternary Sciences Reviews, 12 (5): 351-355.

MEGLIOLI, A., 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Tesis doctoral inédita, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA. 216 pp.

MERCER, J.H., 1976. Glacial history of Southernmost South America. Quaternary Research, 6: 125-166.

MERCER, J.H., 1983. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 11: 99-132.

MORNER, N. A. y SYLWAN, C., 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. Journal of South American Earth Sciences, 2: 385-390.

PORTER, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. Quaternary Research, 16: 263-292.

RABASSA, J. y CLAPPERTON, C., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Sciences Reviews, 9: 153-174.

RABASSA, J., EVENSON, E.B. y STEPHENS, G., 1986. Nuevas evidencias del englazamiento Plioceno-Pleistoceno inferior en los Andes Patagónicos Septentrionales: Cerro Tronador, Provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina Revista, 41 (3-4): 405-409.

RABASSA, J., EVENSON, E. B., CLINCH, M., SCHLIEDER, G., ZEITLER, P. y STEPHENS, G., 1990a. Geología del Cuaternario del valle del Río Malleo, Provincia del Neuquén, Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, 45(1-2):55-68.

RABASSA, J., SERRAT, D., MARTÍ , C. y CORONATO, A., 1990b. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 290-293.

RABASSA, J., BUJALESKY, G., MEGLIOLI, A., GORDILLO, S., ROIG, C. y SALEMME, M., 1992. The Cuaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81:249-256. Estocolmo.

SCHLIEDER, G., 1989. Glacial geology and chronology of the East flank of the Patagonian Andes, between latitude 39º and 41º South. Tesis Doctoral inédita. Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA. 204 pp.

SCHLIEDER, G., EVENSON, E. B., ZEITLER, P., STEPHENS, G. y RABASSA, J., 1988. K/Ar ages and evidence for at least four Plio-Pleistocene glaciations in the Northern Patagonian Andes, between lat. 39º S and 41º S. Geological Society of America, Abstract with programs.

SHACKLETON, N. J. y OPDYKE, N.D., 1976. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific Core V28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene. Geological Society of America. Memoir 145: 449-464.

STERN, C., 1990. Tephrochronology of Southernmost Patagonia. National Geographic Research, 6: 110-125.

Recibido: julio 1996

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
GEOLOGÍA ARGENTINA
ANALES 29 (24): 715-784, BUENOS AIRES, 1999

CAPÍTULO 24

RASGOS ESTRUCTURALES DEL TERRITORIO ARGENTINO

1. EVOLUCION TECTÓNICA DE LA ARGENTINA

Victor A. Ramos

INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente capítulo es brindar una síntesis de la evolución geológica de Argentina, con especial énfasis en su desarrollo tectónico.

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

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

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

ANTECEDENTES

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

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

Durante el apogeo de la teoría geosinclinal correspondió a Borrello (1963, 1968, 1969) la elaboración de un esquema de evolución tectónica, que dentro de ese marco, reconocía los ciclos protoídico, paleoídico y neoídico para la formación de los diferentes sistemas montañosos. Reconoció las diferentes fases orogénicas, correlacionándolas con sus pares de otras regiones del mundo, asumiendo una sincroneidad y correlación directa con ellas.

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

Con el avenimiento de la tectónica de placas, diferentes investigadores intentaron ubicar en un marco más movilista los diferentes procesos formadores de montañas, asociados a distintas colisiones y amalgamamientos de terrenos como fueran descriptos por Ramos et al. (1984, 1986) y Ramos (1984, 1986, 1988 a, b), Dalla Salda et al. (1992 a, b, 1993, 1998), Benedetto y Astini (1993), Astini et al. (1995, 1996), entre otros.

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

RESEÑA DE LOS GRANDES CICLOS OROGÉNICOS

Los diferentes ciclos orogénicos reconocidos en nuestro país son presentados en forma sintética en la Figura 1, donde sólo se ilustran las principales cadenas montañosas presentes (Figura 1a) y pasadas (Figura 1b), algunas de estas últimas totalmente arrasadas. A fin de ilustrar su distribución se enfatizó la edad primaria de las estructuras sobre las reactivaciones poseriores. La consolidación del basamento más antiguo conocido en la Argentina corresponde al ciclo

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria.

orogénico tandiliano durante el Proterozoico inferior (Teruggi y Kilmurray, 1975; Dalla Salda et al., 1989) el cual es equivalente al ciclo transamazónico definido en la plataforma brasiliana por Almeida et al. (1976). Este ciclo llevó a la formación de Tandilia y queda comprendido principalmente en la llanura bonaerense y en la adyacente isla de Martín García.

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

Sin embargo, la orogenia principal durante el Proterozoico corresponde al ciclo pampeano de fines del Proterozoico a Paleozoico basal, como fuera propuesto por Aceñolaza y

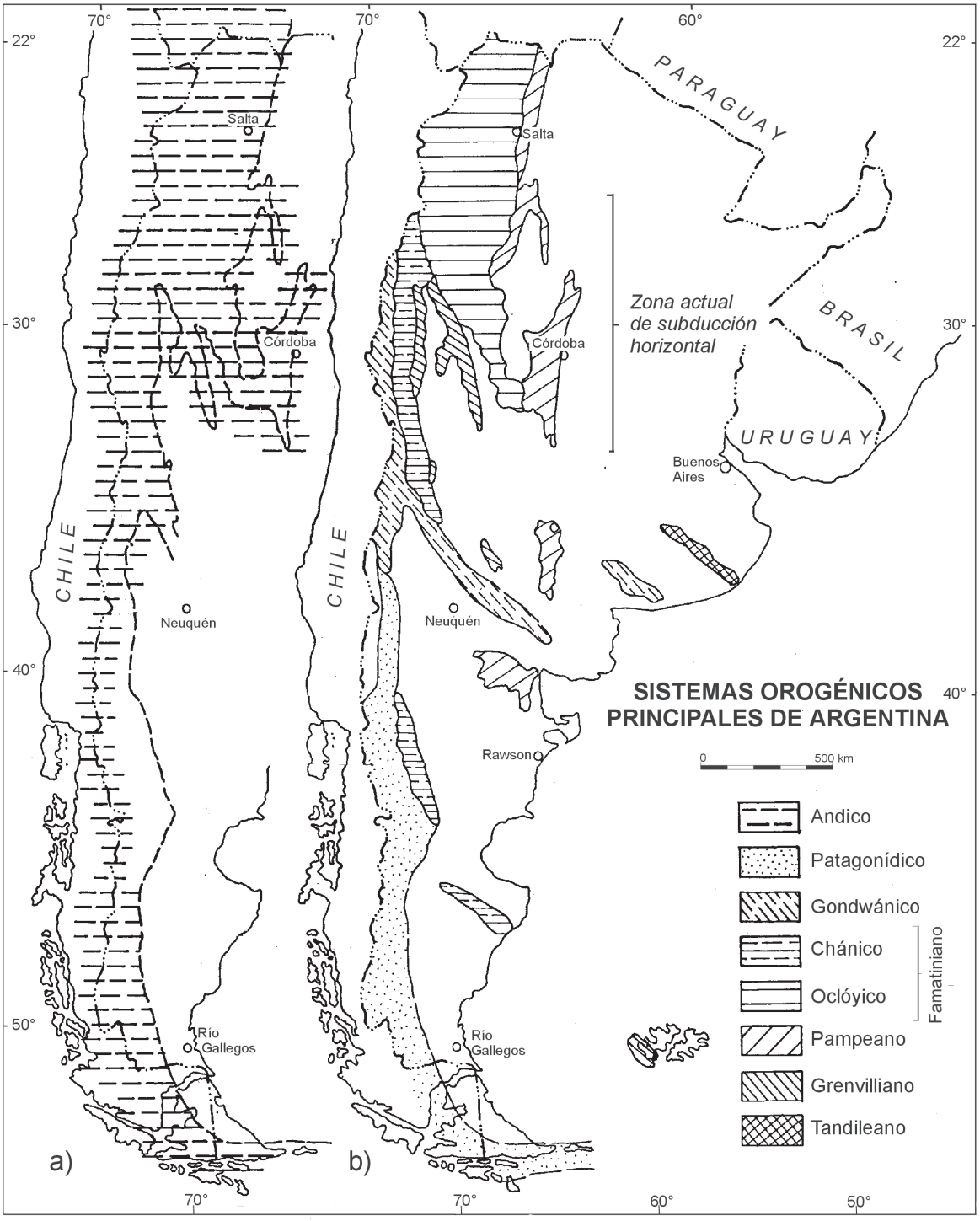


Figura1. Principales sistemas orogénicos desarrollados en la Argentina: a) Área abarcada por la orogenia ándica; b) Principales relictos de las orogenias preándicas (basado en Keidel, 1921; Windhausen, 1931; Groeber, 1938; Borrello, 1969; Dalla Salda et al., 1989 y Ramos, 1989 a, entre otros).

CUADRO 1. CICLOS OROGÉNICOS DE LA ARGENTINA

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Ándico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagonídico	98 a 75	Cordillera Fueguina, Precordillera Patagónica, Región extraandina del Neuquén
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo, Bloque de las Mahuidas
Tandileano	2.100 a 1.900	Tandilia

Toselli (1976). Este ciclo es parcialmente sincrónico con el ciclo brasiliano reconocido como uno de los principales ciclos de amalgamación del Gondwana occidental (Almeida et al., 1976; Ramos, 1988a). Se halla preservado en casi toda la región de las Sierras Pampeanas y parte del noroeste argentino y de la Patagonia extraandina.

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

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

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

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

El cuadro 1 resume los distintos ciclos orogénicos reconocidos, los intervalos temporales de sus principales fases diastróficas y las cadenas montañosas representativas. En los ciclos más antiguos se hace referencia a la edad del basamento y no a la morfoestructura actual que podría ser mucho más joven. Este ha sido elaborado sobre la base de los antecedentes previamente mencionados y otros que se discutirán en las descripción específica de cada región.

CICLO TANDILEANO

La región de Tandilia expone un basamento altamente deformado, carácterizado por el desarrollo de fajas miloníticas ya descriptas por Backlund (1913), las que fueron interpretadas como grandes fajas de transcurrencia por Dalla Salda (1981a). Estas fajas, sobre la base de los estudios de Teruggi et al. (1989) y Ramos et al. (1990) fueron interpretadas como zonas de cizalla contraccional con vergencia dominante hacia el nor-noroeste. Estas fajas se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires (Ramos, 1996a) llevando a la consolidación y amalgamamiento del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior. La sutura entre los dos terrenos está representada por la faja de rocas oceánicas de la Formación El Cortijo (Teruggi et al., 1989), cuya importancia regional ha sido evidenciada por los estudios gravimétricos y magnetométricos realizados en el sector de Tandilia por Kostadinoff (1995). La Figura 2 resume las características geológicas principales del sistema de Tandilia, basadas en Dalla Salda et al. (1989) y Ramos et al. (1990). La edad de la colisión se establece por la edad del magmatismo asociado a subducción que fuera establecido por Dalla Salda y Francese (1985) y Dalla Salda et al. (1989) entre 2.100 y 1.900 Ma (isocronas Rb/Sr en roca total), la de los diques ácidos asociados (Pinese et al., 1999) y la de los granitoides poscolisionales (1.700 Ma, Varela et al., 1988). Si bien no se tienen edades del basamento metamórfico de Tandilia no se descarta una edad arqueana para el mismo.

Los estudios recientes sobre los diferentes cortejos de diques de la comarca han permitido identificar una serie de diques ácidos y de composición intermedia, agrupados en la Formación Briggite (Ramos et al., 1990), con características calcoalcalinas y edades Ar^{40}/Ar^{39} de 2.020 ± 24 Ma y 2.007 ± 24 Ma (Pinese et al., 1999). Esto permitiría interpretarlos como una fase distensiva dentro de la evolución orogénica principal del ciclo tandileano, quizás asociada a un inicio del desprendimiento de la lámina oceánica subducida (*slab-break off*, Davies y von Blackenburg, 1994). Otra serie de diques de composición tholeítica tienen una edad más incierta. Estudios de Ar^{40}/Ar^{39} en estos diques arrojaron una edad de 811 ± 36 Ma, mientras que por K/Ar dieron 803 ± 14 Ma y 1.193 ± 18 Ma (Pinese et al., 1999). Estos diques habían sido interpretados como del Proterozoico inferior (cerca de 1.700 Ma) por Echeveste et al. (1997) y como del Proterozoico superior en diques equivalentes de Uruguay con edades cercanas a 750 Ma por Girardi et al. (1996).

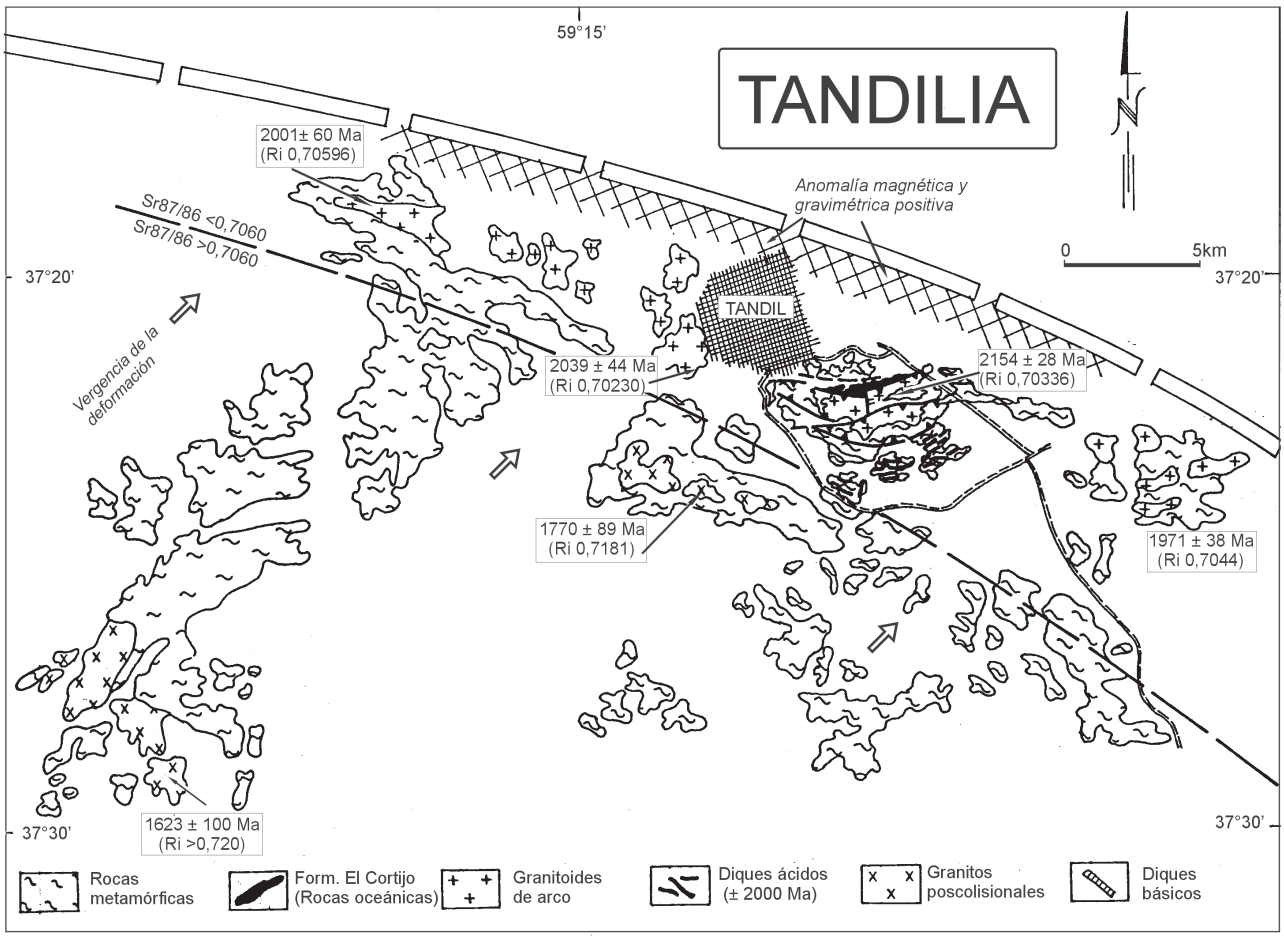


Figura 2. Principales unidades del sistema de Tandilia (basadas en Dalla Salda y Francese, 1985; Varela et al., 1988 y Ramos et al., 1990). Se indican las edades Rb/Sr y relaciones isotópicas iniciales de los granitoides.

Independientemente de la edad, por su orientación en enjambres suparalelos, estos diques estarían representando un evento extensional importante que marcó la disgregación del supercontinente transamazónico, antes del inicio del ciclo brasiliano.

Con excepción de las rocas metamórficas de la isla Martín García (Dalla Salda, 1981b), el ciclo tandileano está restringido exclusivamente a la región de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires y al subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. La Figura 3 presenta una hipótesis de evolución tectónica del ciclo tandileano según Ramos et al. (1990).

CICLO GRENVILLIANO

Este ciclo ha sido reconocido en el basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan (Dalla Salda et al., 1992 b; Ramos et al., 1993; Varela y Dalla Salda, 1993). Este basamento podría ser correlacionable con las rocas metamórficas expuestas en la sierra de Umango, ubicadas en la provincia de La Rioja, de acuerdo con las dataciones de Varela et al. (1996).

En el basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo se reconocen facies de bajo y medio a alto grado metamórfico además de granitoides, destacándose la sobreimposición de un metamorfismo dinámico, que llevó al desarrollo de rocas cataclásticas y miloníticas (Dalla Salda y Varela, 1982, 1984). Las rocas afectadas por metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes comprenden mármoles y esquistos carbonáticos, cuarcitas y esquistos derivados de metarenitas cuarzosas; esquistos talcosos, tremolíticos y clorítico serpentínicos tectonizados, así como esquistos aluminosos y grafíticos tectonizados y esquistos magnesianos. Las asociaciones de medio a alto grado metamórfico, en facies de anfibolitas almandínicas presentan la mayor extensión regional. Comprenden esquistos, anfibolitas y gneises; los esquistos presentan variedades micáceas y cuarzo-feldespáticas, como así también, en menor proporción, anfibólicas y anfibólicas-granatíferas, cianíticas y sillimaníticas. Los gneises son de tipo embrequíticos, micáceos-granatíferos y diopsídicos (Dalla Salda y Varela, 1984; Vujovich y Kay, 1998). Las anfibolitas tienen amplio desarrollo y son de grano fino a medio y en sectores están asociadas a rocas ultrabásicas del tipo alpino (Villar, 1985; Vujovich, 1993). Suelen mostrar deformación cataclástica con desarrollo de superficies de cizalla que alteran la prismolineación de los anfíboles.

Las dataciones realizadas por McDonough et al. (1993) indican para los gneises y anfibolitas edades comprendidas entre los 1.100 y 1.000 Ma, indicando una edad proterozoica media que correspondería a la orogenia de Grenville.

Las dataciones U/Pb realizadas en circones en xenolitos de rocas metamórficas obtenidos en rocas volcánicas miocenas

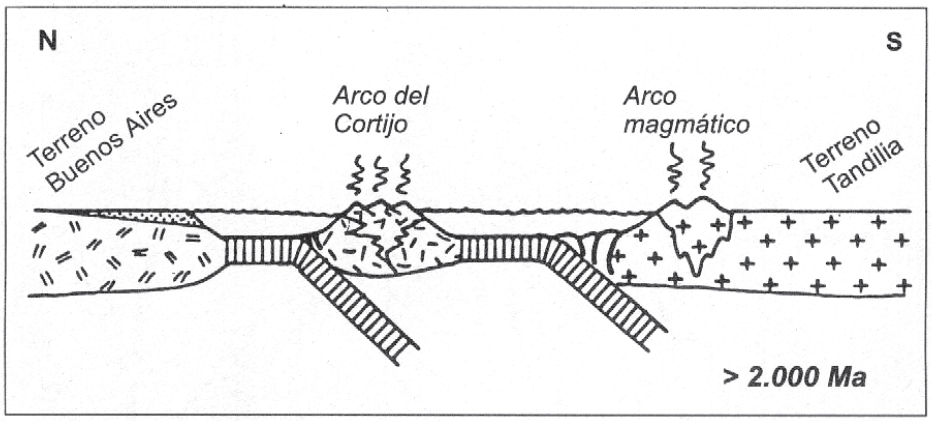


Figura 3. Esquema de evolución del ciclo orogénico tandileano, aproximadamente a los 2.000 Ma (basado en Teruggi et al., 1989 y Ramos et al., 1990).

de la Precordillera (Kay et al., 1996), muestran edades de 1.100 Ma que permiten integrar el basamento cristalino de la plataforma carbonática cambro-ordovícica de la Precordillera con el basamento de Pie de Palo (Figura 4).

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

Características petrográficas y geoquímicas similares han sido descriptas por Abbruzzi et al. (1993) en los xenolitos procedentes del basamento de Precordillera. Rocas de similar edad se continúan por el subsuelo de la cuenca de Cuyo y vuelven a aflorar en el Bloque de San Rafael, en el sector de Ponon Trehue. Estas características han permitido agrupar en un sólo terreno denominado Cuyania, al basamento de la sierra de Pie de Palo, cerros Barboza y Valdivia, junto con el basamento metamórfico de la Precordillera y su extensión en el bloque de San Rafael. Le edad grenvilliana obtenida en el basamento metamórfico del Bloque de San Rafael por U/Pb en circones, ha sido también corroborada mediante dataciones Rb/Sr por Cingolani y Varela (1999).

A estos afloramientos habría que agregar los del plutón Las Matras en la provincia de La Pampa, donde nuevos datos obtenidos por Sato et al. (1999) confirman una edad de 1.212 ± 47 Ma por Rb/Sr y 1.178 ± 47 Ma por $^{143}Nd/^{144}Nd$.

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

CICLO PAMPEANO

Este ciclo abarcó principalmente las rocas metamórficas del sector oriental de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1988 a y b; Kraemer et al., 1995) y en el noroeste argentino la faja de deformación de la Formación Puncoviscana (Omarini, 1983).

SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

La existencia de granitoides de composición granodiorítica a tonalítica en las Sierras Norte de Córdoba y su extensión al sector más austral, en las canteras de Lonco Vaca en La Pampa (Párica, 1986) y los afloramientos de las proximidades del río Colorado, han permitido reconstruir un orógeno proterozoico superior a cámbrico inferior inclusive (Ramos, 1988a). Los estudios geoquímicos realizados por Lira et al. (1997) mostraron la naturaleza calcoalcalina de estos granitoides, confirmando su origen asociado a procesos de subducción. Algunas dataciones de estos cuerpos dieron edades proterozoicas, edades sólo confirmadas parcialmente por los nuevos estudios de Koukharsky et al. (1999) en el norte de Córdoba (567 ± 16, K/Ar en hornfels). Estas rocas graníticas culminan con granitos sincolisionales y poscolisionales que representan una anatexis de bajas condiciones de presión a los 525 Ma correspondiente al Cámbrico inferior que fueron descriptos por Rapela et al. (1997, 1998a y b). Estas rocas son intruidas por pórfidos riolíticos y riolitas con una edad cámbrica superior de 495 Ma (Rapela et al., 1991a), que estarían indicando la exhumación del orógeno.

Las edades de colisión han sido restringidas al Cámbrico medio y superior, interpretando a este ciclo orogénico como un evento de muy corta duración por Rapela et al. (1997 y 1998a y b). Sin embargo, si se tienen en cuenta el límite proterozoico-cámbrico establecido por precisas dataciones en circones por el método U/Pb en localidades tipo, éste se ubicaría en los 543 Ma, mientras que el límite entre el Cámbrico inferior y medio se ubicaría a los 509 Ma (Bowring y Martin, 1999). De ello resulta que los granitoides asociados a subducción corresponderían al Proterozoico superior a Cámbrico basal, seguidos por granitos poscolisionales del

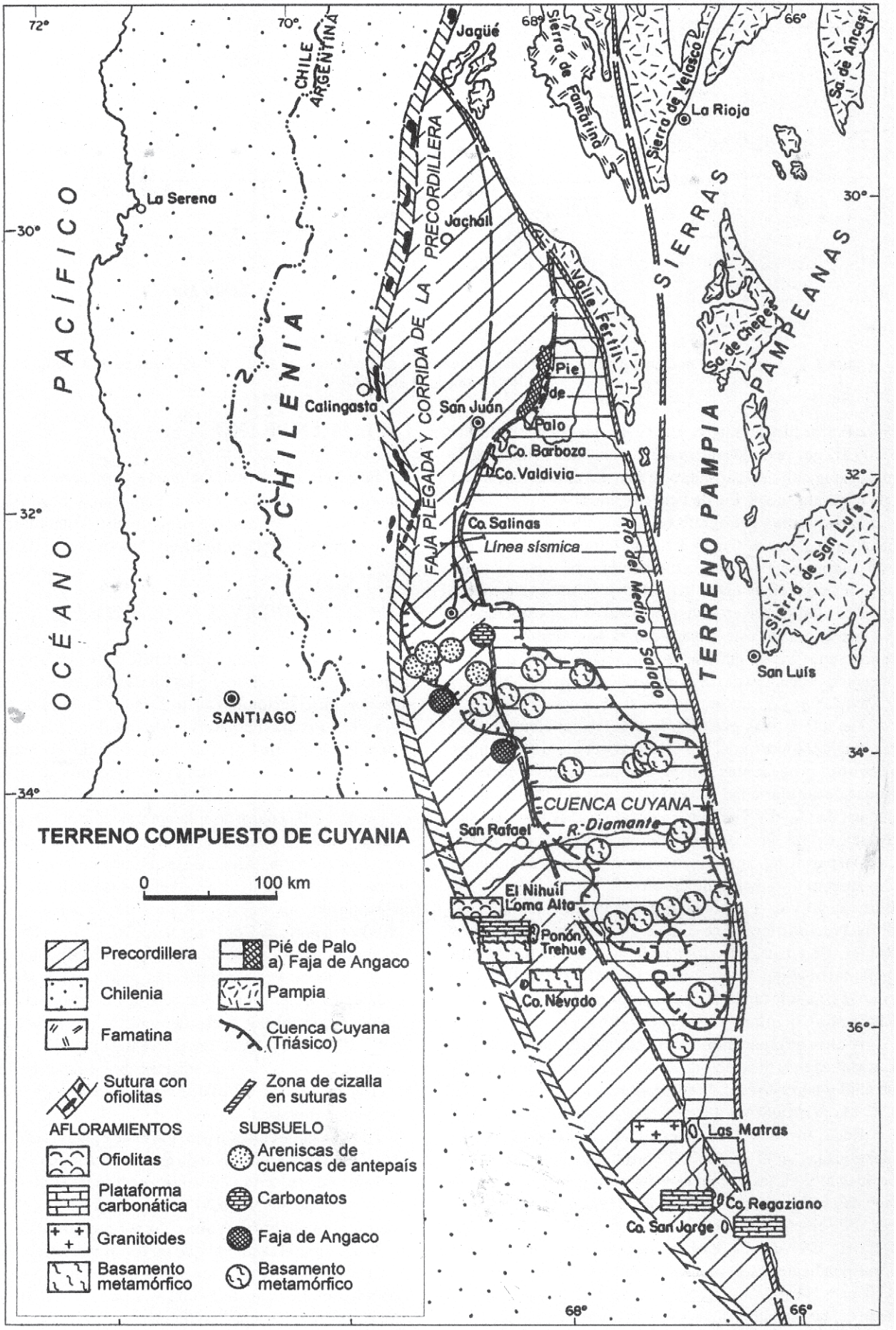


Figura 4. Basamento del terreno de Cuyania donde se han reconocido edades Grenville de deformación (basado en Ramos et al., 1998).

Cámbrico inferior. Las edades del ciclo pampeano así definidas serían típicas de otros cinturones brasilianos preservados en el sector más al este, tanto en territorio uruguayo como en el sector sur de Brasil (Fragoso Cesar, 1993; Siga Junior et al., 1993).

Este orógeno ha sido interpretado por Kraemer et al. (1995) como el resultado de la colisión del terreno de Pampia con subducción al este por debajo del cratón del Río de La Plata. El arco magmático de las Sierras Pampeanas Orientales definidos por estos autores se corresponde con el arco magmático pampeano oriental propuesto por Ramos (1988 a y c), el que desarrollaría más hacia el este (coordenadas actuales) un magmatismo básico en una cuenca de trasarco (Escayola et al., 1996). Como testimonio del cierre de estas cuencas oceánicas han quedado obducidos cinturones ofiolíticos entre el terreno Pampia y el de Córdoba (Figura 5) y entre el de Córdoba y el basamento del cratón Río de la Plata (Ramos et al., 1999).

Un pico de metamorfismo térmico ha sido registrado en la sierra de Córdoba por U/Pb en titanitas y apatitas metamórficas a los 509 ± 2 Ma por Fantini et al. (1998), que de acuerdo a Bowring y Martin (1999) coincidiría con el límite entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio. Estos autores han interpretado este evento como ocasionado por el efecto térmico de la colisión de una dorsal oceánica. Sin embargo, sobre la base de la evidencia presentada por Rapela et al. (1998a), es evidente que el océano entre Pampia y el terreno de Córdoba ya estaba cerrado para esa época lo que hace poco probable asignar el efecto térmico a una colisión de una dorsal oceánica. Una hipótesis alternativa sería relacionarlo a un efecto térmico póstumo de la colisión asociado al *slab break-off*, producido a fines del Cámbrico inferior.

El protolito de las rocas metamórficas del sector occidental de las sierras de Córdoba ha sido interpretado por Northrup et al. (1998) como correspondiente a rocas sedimentarias de un prisma acrecional. Estas rocas tienen una deformación coherente con vergencia hacia el oeste como ha sido establecido por Dalla Salda (1987) y confirmado por numerosos estudios (Kraemer et al., 1995; Simpson et al., 1998).

La deformación penetrativa que se observa en las Sierras Pampeanas Orientales, y en especial en las sierras de Córdoba habría cesado para el Ordovícico inferior. Granitos posectónicos que presentan una fábrica isótropa sin deformación, como el plutón de Paso del Carmen en las proximidades de Villa del Soto, tienen una edad de 474±5 Ma datado por el método de U/Pb en circones. En la roca de caja de este mismo cuerpo hay esquistos con monacitas que indican una edad concordante para el metamorfismo de 516±1 Ma y 515±2 Ma, ligeramente menor a la del metamorfismo principal (Gromet y Simpson, 1999).

NOROESTE ARGENTINO

La potente secuencia de turbiditas de la Formación Puncoviscana definida por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria, ha sido plegada e incipientemente metamorfizada durante el Proterozoico superior a Cámbrico basal. La edad de estas rocas se basan en una rica icnofauna conocida en diversas localidades del noroeste argentino y descripta por Aceñolaza (1978), Aceñolaza y Durán (1982) y Aceñolaza et al. (1999). Estas rocas se hallan intruidas por los batolitos de Santa Victoria y La Quesera. En esta última localidad ha sido descripta la discordancia erosiva que separa a parte de estas rocas graníticas tanto como a la Formación Puncovicana de los depósitos cámbricos (Keidel, 1943; Ramos, 1973). Esta discordancia que correspondería a los movimientos tilcáricos marcaría la culminación del ciclo pampeano en el noroeste argentino (Omarini, 1983; Salfity et al., 1984 a) y sería responsable del metamorfismo de muy bajo a bajo grado que fuera descripto por Omarini y Do Campo (1993) y Do Campo (1999). En las regiones más internas han sido descriptas lavas almohadilladas en esta unidad (Omarini et al., 1993), que en otras localidades habían sido interpretadas como volcanismo de intraplaca oceánica por su carácter alcalino (Coira et al., 1990). Nuevos análisis geoquímicos de diversas localidades en rocas basálticas de esta unidad han llevado a reconocer tres grupos de rocas basálticas de afinidades oceánicas: uno alcalino, otro transicional y un tercero tholeítico (Omarini et al., 1999a).

No hay acuerdo con respecto al ambiente tectónico entre los distintos autores que estudiaron la faja de Puncoviscana, que se corresponde con los depósitos marinos formados durante el ciclo pampeano, que se desarrollaron en la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y en el sector norte de las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 6). Para algunos autores como Omarini y Sureda (1993) estos depósitos turbidíticos se habrían originado en el Proterozoico como un sistema de rift, que llega a producir corteza oceánica y que poseriormente activa una zona de subducción (Omarini et al., 1999b). Para Jezek et al. (1985) es una cuenca intracratónica o un margen pasivo dado el predominio de paleocorrientes procedentes del sector oriental (Figura 6). Otros autores como Kraemer et al. (1995) y Keppie y Bahlburg (1999) interpretaron a estos depósitos como pertenecientes a una cuenca de antepaís donde las secuencias turbidíticas se habrían formado como resultado de la colisión del terreno de Pampia con el cratón del Río de La Plata.

Otra alternativa posible sería interpretar a la deformación tilcárica como resultado de la colisión entre el terreno paraautóctono de Arequipa-Antofalla y el protomargen del Gondwana, elaborado sobre el terreno de Pampia en el Cámbrico basal (Ramos, 1988a; Omarini et al., 1999a). En esta interpretación los granitoides de La Quesera y Santa Victoria serían el testimonio de un arco magmático asociado a la subducción de la corteza oceánica por debajo de Pampia, en forma previa a la colisión y cierre de la cuenca oceánica. Dependiendo de la edad de la colisión entre los terrenos de Pampia y Córdoba, la Formación Puncoviscana podría corresponder a los depósitos de cuenca de antepaís, si esta colisión fuera más antigua que 535 Ma.

Las diferentes hipótesis tectónicas se resumen en la Figura 7. Esta colisión sería responsable del metamorfismo regional generalizado en la región noroeste de Argentina y norte de Chile, que fuera definida como una extensa faja móvil por Lucassen y Franz (1996); Lucassen et al. (1996, 1999) y Becchio et al. (1999). De acuerdo a estos autores las características del basamento a ambos lados de la sutura indicarían que los bloques corticales tendrían igual compo-

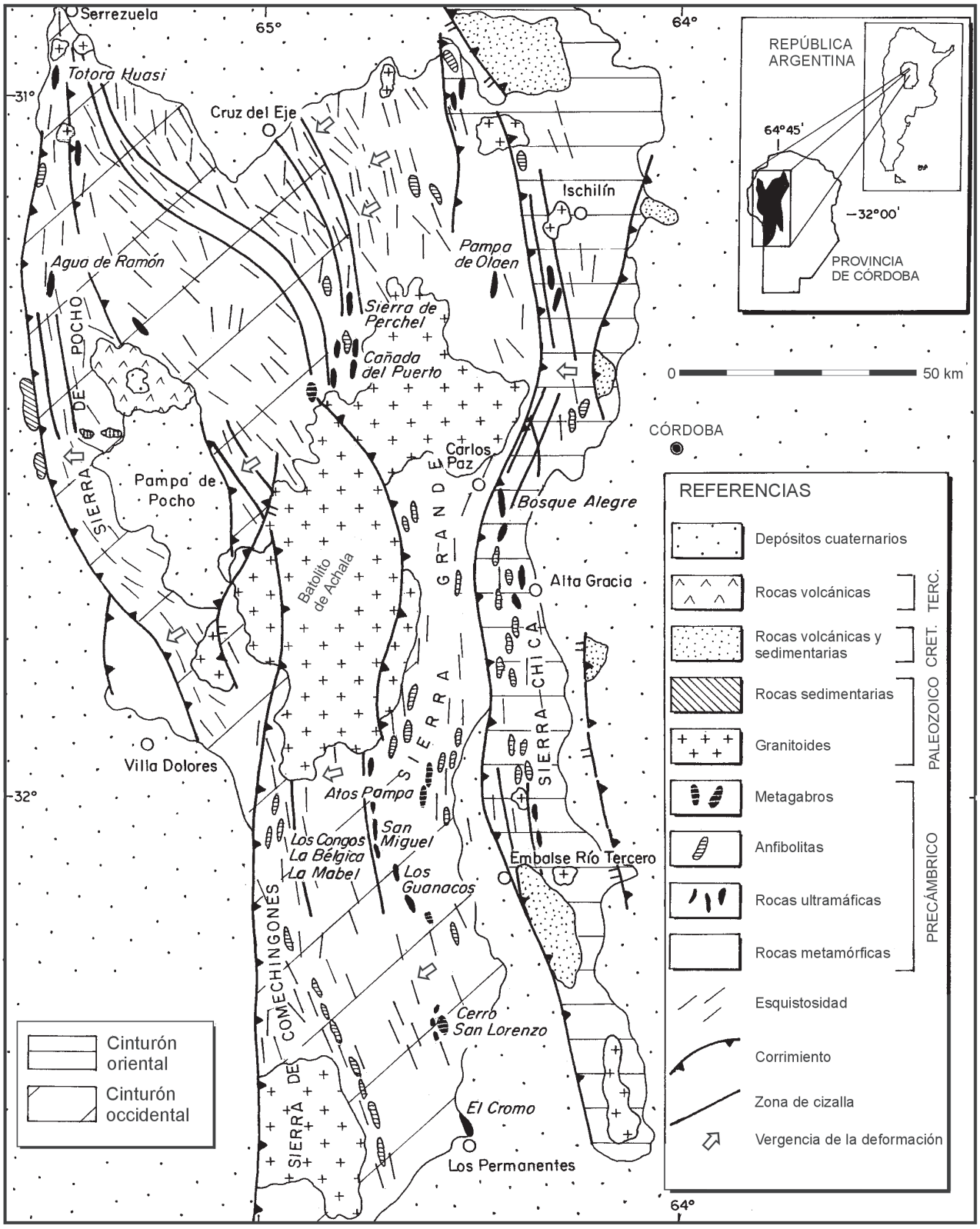


Figura 5. Las ofiolitas de las Sierras Pampeanas orientales (basado en Kraemer et al., 1995; Escayola et al., 1996; Ramos et al., 1999), con indicación de la vergencia de la deformación según Simpson et al. (1998).

sición, lo que reafirmaría el carácter parautóctono del terreno de Arequipa-Antofalla (Ramos y Basei, 1997b).

CICLO FAMATINIANO

Este ciclo definido por Aceñolaza y Toselli (1976) correspondería a una serie de eventos orogénicos que afectaron el sector norte y central de Argentina durante el Paleozoico inferior y que llevó a la consolidación tectónica de la región pampeana. Para su descripción se pueden reconocer tres áreas de diferente comportamiento tectónico, el noroeste argentino, la región de Precordillera-Sierras Pampeanas y la región patagónica.

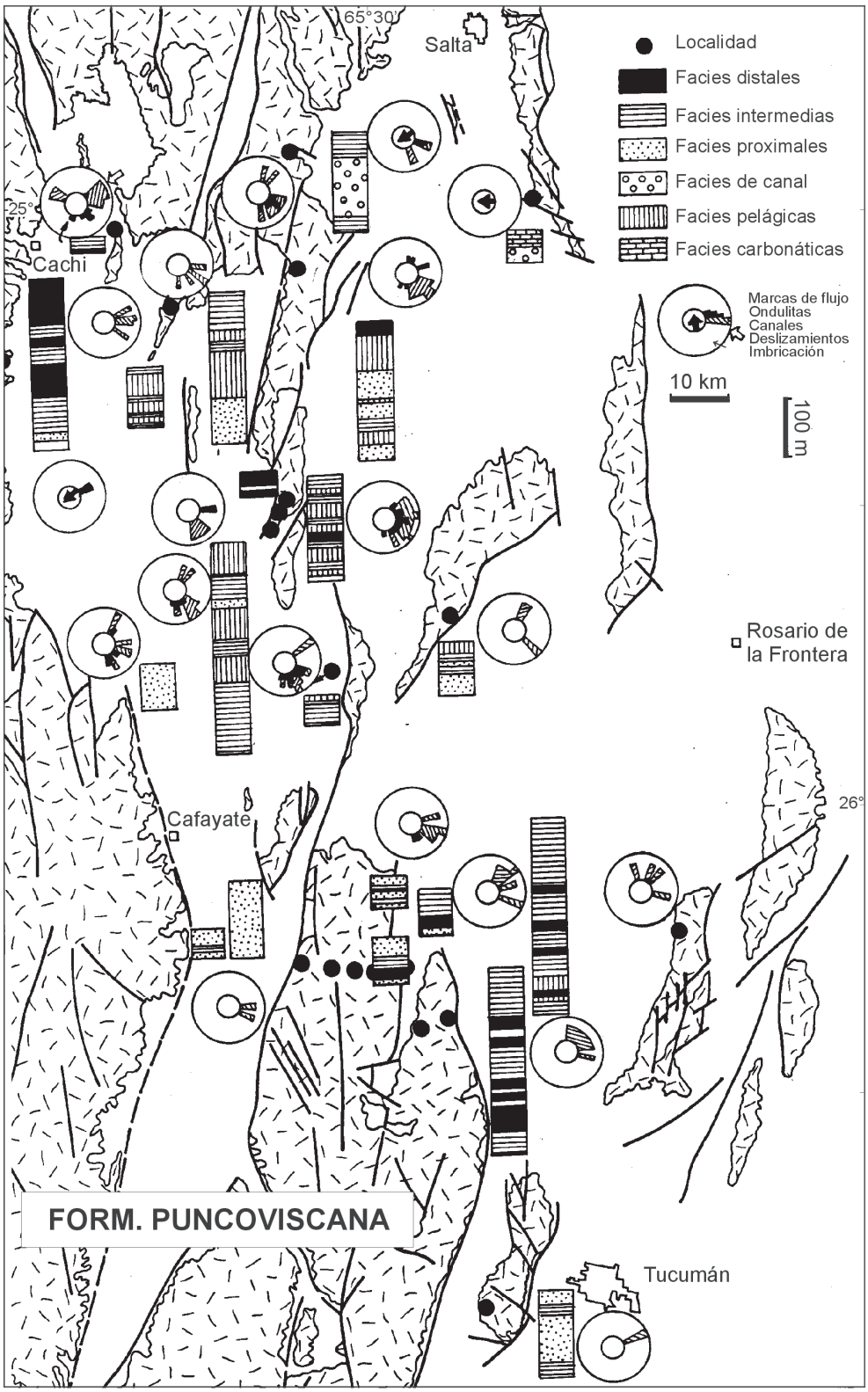


Figura 6. Desarrollo paleogeográfico de la faja Puncoviscana durante el ciclo pampeano y dirección de paleocorrientes (basado en Jezek et al., 1985).

NOROESTE ARGENTINO

Este sector registra a partir del Cámbrico medio a superior el desarrollo de una cuña clástica basal formada por las ortocuarcitas del Grupo Mesón (Turner, 1960). Estos depósitos, confinados a la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y al sector más oriental de la Puna, preceden a los depósitos del Ordovícico inferior a medio de la Formación Santa Rosita y unidades equivalentes. Estos depósitos en conjunto marcan el desarrollo de una plataforma clástica que coincide a estas latitudes con el protomargen del Gondwana Occidental (Figura 8). Los depósitos arenigianos de la Formación Acoite y equivalentes, corresponderían a la

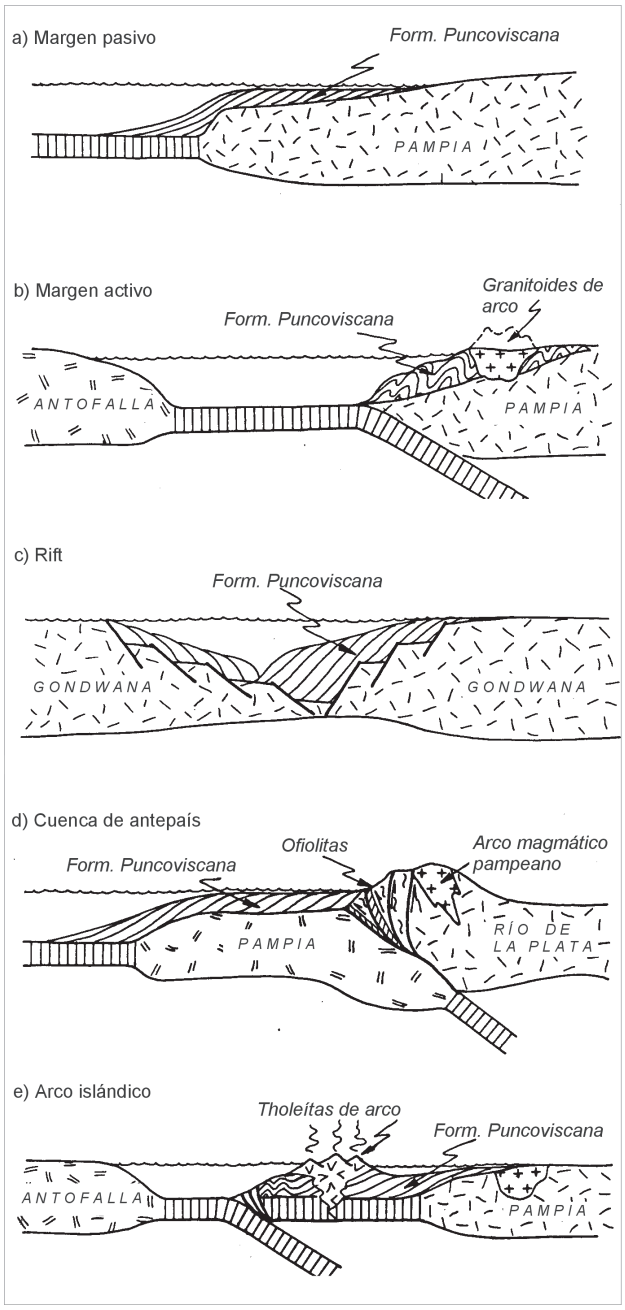


Figura 7. Hipótesis alternativas sobre la evolución tectónica de la faja de Puncoviscana. a) Margen pasivo (*pars* Jezek et al. (1985); b) Cierre de un océano con subducción y colisión (Ramos, 1988a); c) Desarrollo de un rift (Omarini y Sureda, 1993); d) Cuenca de antepaís (Kraemer et al., 1995; Keppie y Bahlburg, 1999); e) Rift que evoluciona a cuenca oceánica y a la formación de un arco islándico (Omarini et al., 1999a).

progradación hacia el oeste de esta plataforma (Ramos, 1972).

Estas rocas se interdigitan con depósitos volcánicos y volcaniclásticos de edad arenigiana-llanvirniana, que hacia el sector sur de la Puna están asociadas a plutones de composición granítica (Coira y Koukharsky, 1994). Estas rocas han sido reconocidas como la faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1972). La edad arenigiana de la fauna de graptolites que limita a las volcanitas tanto en la base como en el techo (Coira y Ramos, 1995), así como las dataciones U/Pb en monacita de los granitoides (Lork y Bahlburg, 1993) son coincidentes, indicando una sincroneidad entre los stocks graníticos y las volcanitas. Si bien estas rocas magmáticas de la faja oriental son la extensión hacia el norte del arco magmático famatiniano de las Sierras Pampeanas Occidentales, como ha sido demostrado desde los estudios geocronológicos preliminares de Omarini et al. (1984), las características de magmatismo asociado a subducción no son tan evidentes. Esto ha sido interpretado por Coira et al. (1999b) como evidencia de subducción oblicua a lo largo de esta faja en su sector norte. Esta sería responsable de la transcurrencia que se observa en las rocas de caja ordovícicas y su intensa deformación (Bahlburg, 1990; Hongn, 1994).

En el sector más occidental de la Puna las rocas del Ordovícico inferior a medio son cubiertas por potentes secuencias clásticas de edad llandeilliana-caradociana, datadas por lo graptolites de la sierra de Lina (Ramos, 1972). Estas rocas han sido interpretadas como depósitos de una cuenca de antepaís por Bahlburg (1990) y Bahlburg y Hervé (1997), formada por la colisión del bloque para-autóctono de Arequipa-Antofalla y el bloque cratonizado de Pampia. Esta deformación fue datada en aproximadamente 465 Ma y asignada a la fase guandacólica por Salfity et al. (1984 b) y Bahlburg (1990).

El sector occidental de la Puna, tanto en territorio argentino como chileno, presenta una faja de rocas volcánicas y granitoides conocidos como la faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al., 1987; Niemeyer, 1989). La petrología y geoquímica de estas rocas ha sido descripta por Coira et al. (1999 a y b) como pertenecientes a un típico arco magmático.

Estas secuencias tanto clásticas como volcánicas y las piroclastitas asociadas han sido intensamente deformadas en el Ordovícico superior por la orogenia de los movimientos oclóyicos (Turner y Méndez, 1975). Sus características estructurales han sido descriptas por Mon y Hongn (1987) y Hongn y Mon (1999).

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

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

Los estudios de Bahlburg y Hervé (1997) han interpretado la evolución de este sector como un sólo bloque continental con extensión detrás del arco. Esta extensión ha sido puesta en duda en trabajos poseriores dado que las ofiolitas del sur de la Puna han sido interpretadas sobre la base de datos geoquímicos como correspondientes a arcos islándicos (Bahlburg y Zimmermann, 1999), según estos autores de posible edad precámbrica.

Recientemente Coira et al. (1999 a y b) han propuesto

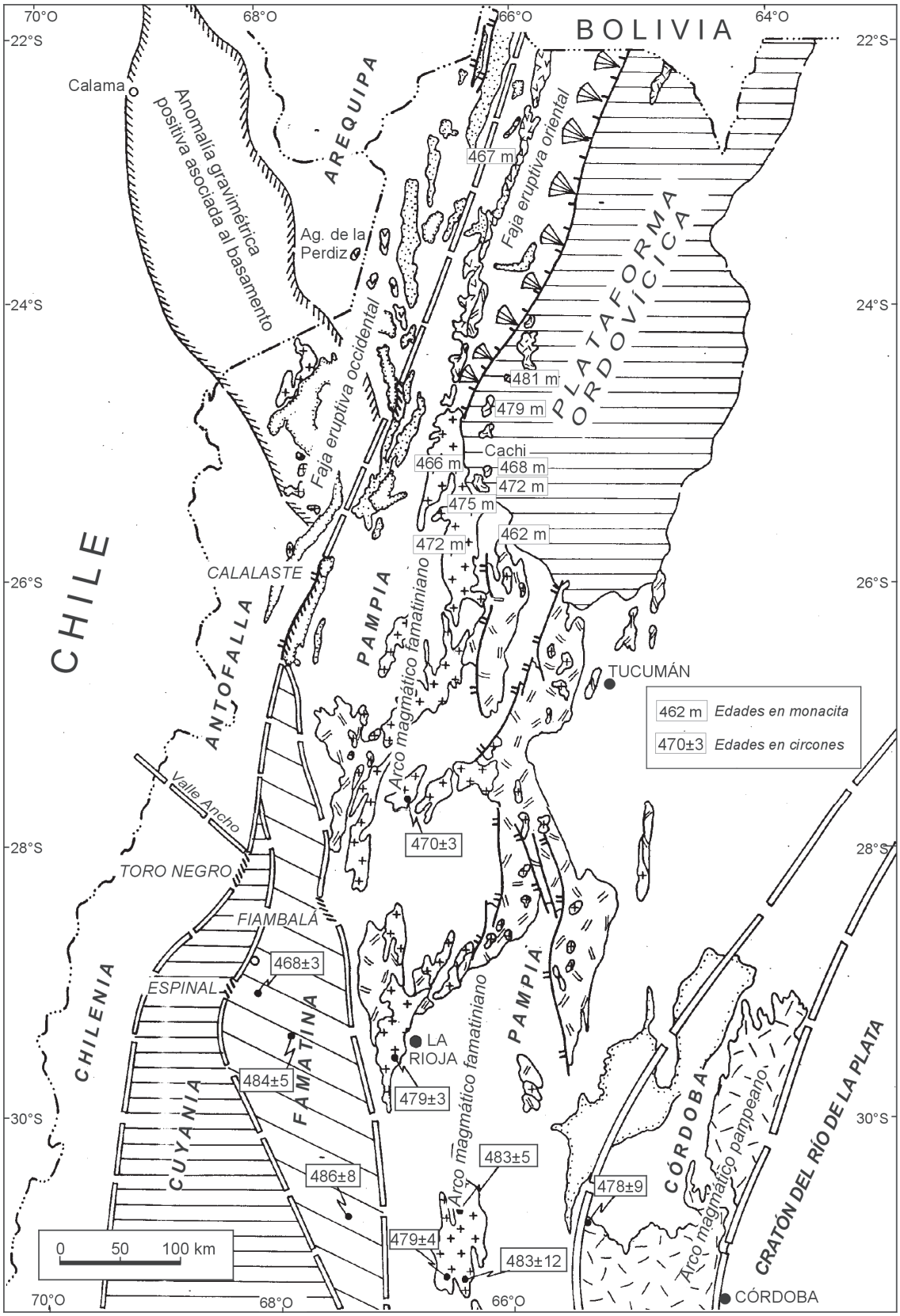


Figura 8. Esquema tectónico que ilustra la relación entre las fajas eruptivas occidental y oriental de la Puna con los granitoides de las Sierras Pampeanas Occidentales y del Famatina durante el ciclo famatiniano. Basado en Coira et al. (1982); Ramos (1986 y 1989c); Toselli et al. (1987); Ramos y Vujovich (1993); Götze et al. (1994); Sureda et al. (1999) y con edades U/Pb en monacitas según Bahlburg y Hervé (1997) y en circones según Rapela et al. (1999).

que el arco magmático de la Puna occidental podría corresponder a subducción, mientras que el oriental sería más complejo, pudiendo corresponder a volcanismo de ambiente de trasarco, como ha sido propuesto previamente por Damm et al. (1990), con una importante componente de desplazamiento de rumbo.

Para otros autores representaría una faja móvil sin denotar la presencia de acreción continental alguna, sobre la base de la uniformidad composicional del basamento, que no presenta diferencias sustanciales en su metamorfismo y composición (Lucassen y Franz, 1997).

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

Como resultado del levantamiento de la Protopuna se generaron dos cuencas de antepaís, una periférica y otra de retroarco. La primera está representada por los depósitos siluro-devónicos que desde el Salar del Rincón se extienden al norte de Chile (Palma e Irigoyen, 1987). La segunda se desarrolla mediante la estructuración y levantamiento de la Protopuna y el sector más occidental de la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy. En esta cuenca de antepaís se depositan más de 5.000 m de sedimentos correspondientes a tres secuencias progradantes descriptas por Starck et al. (1993). Estas secuencias se preservan en el sector oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas. El sector distal de esta cuenca de antepaís se extiende hasta la cuenca de Paraná, como lo demostrara Milani (1997) y Milani y Ramos (1999) en el sur de Brasil. Si bien estos autores interpretan la cuenca silurodevónica de la Cordillera Oriental y el Sistema Subandino como cuenca de antepaís, otros autores la adscriben a una cuenca de rift con enfriamiento térmico poserior (Vistalli, 1999).

PRECORDILLERA-SIERRAS PAMPEANAS

Los depósitos calcáreos de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, constituyeron una plataforma carbonática cuyo basamento integra junto con el bloque de San Rafael lo que se conoce actualmente como terreno de Cuyania (véase Figuras 4 y 9) (Ramos et al., 1996 a; Astini et al., 1996). Este terreno se habría separado del continente de Laurentia durante el Cámbrico inferior (Thomas y Astini, 1996), como lo atestiguan sus datos faunísticos (Borrello, 1965; Benedetto y Astini, 1993; Benedetto et al., 1999); sus polos paleomagnéticos (Rapalini y Astini, 1997) y la naturaleza isotópica y geoquímica de su basamento (Kay et al., 1996). Este microcontinente de Cuyania se ha separado de Laurentia mediante un episodio de rifting preservado en la Precordillera riojana, donde los estratos continentales rojos y depósitos evaporíticos que anteceden los bancos carbonáticos del Cámbrico inferior portadores de la Fauna de *Ollenelus* han sido interpretados como facies de sinrift (Astini y Vaccari, 1996).

La plataforma carbonática se extendió desde la presente Precordillera de Cuyo hasta el bloque de San Rafael, donde fuera descripta por Bordonaro et al. (1996), habiéndose demostrado su extensión hasta las proximidades del cerro San Jorge en La Pampa (Melchor et al., 1999).

El terreno de Cuyania colisionó con el terreno de Pampia entre los 460 y 470 Ma, desarrollándose una sutura entre la sierra de Valle Fértil y la sierra de Pie de Palo (Figura 9), como lo han evidenciado Giménez et al. (1999) por sus anomalías gravimétricas y magnéticas. La evolución sedimentaria de la Precordillera Oriental muestra el desarrollo de los depósitos clásticos del sector oriental, que se asocian en el inicio de la colisión a la extensión flexural con el desarrollo de fallas normales (Astini, 1997). Las distintas etapas de anegamiento (*drawning*) de la plataforma calcárea, el fallamiento extensional, y la deformación colisional han quedado registradas en el sector oriental de la Precordillera (Astini et al., 1996; Ramos et al., 1998). La deformación culmina durante el Ordovícico superior y el Silúrico con la primer cuenca de antepaís desarrollada entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Astini et al., 1996).

En el sector occidental de las Sierras Pampeanas se registra entre los 515 y 460 millones de años un arco magmático asociado a subducción cuya extensión se ilustra en la Figura 10. Este arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales, así denominado por Ramos (1988a), se diferenciaría del correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales por su edad más joven, cámbrica inferior hasta ordovícica media inclusive (Ramos, 1989 a y b). Algunos autores como Dalla Salda et al. (1992 a y b) y Rapela et al. (1992) habían interpretado la existencia de un único arco magmático famatiniano en las Sierras Pampeanas. Sin embargo, nuevos estudios han demostrado la existencia de dos arcos magmáticos diferentes, el oriental que culminaría con granitos poscolisionales a los 530-525 Ma (Rapela y Pankhurst, 1996; Rapela et al., 1998 a, b) desarrollado con subducción al este sobre el cratón de La Plata (Kraemer et al., 1995) separado por rocas oceánicas del sector occidental.

En la evolución magmática de las Sierras Pampeanas se han podido reconocer los siguientes estadios (Figura 11) según Quenardelle y Ramos (1999).

Cámbrico basal (545 a 518 Ma)

En este período no hay evidencia de granitoides ni rocas volcánicas relacionados a subducción. Podría corresponder a un período de colisión como fuera propuesto por Aceñolaza y Toselli (1984), en el sector más oriental.

Este período se relaciona con el desprendimiento de Cuyania de la región de las Ouachitas, en el sector sur (coordenadas actuales) de Laurentia y el inicio de su deriva hacia Gondwana durante el Cámbrico inferior (Astini et al., 1995, 1996).

Cámbrico inferior tardío a Ordovícico temprano (515 a 470 Ma)

En este período se inicia la subducción en el protomargen de Gondwana y el consecuente magmatismo de arco, evidenciado por los granitoides de arco descriptos en la sierra de Chango Real por Lazarte (1987, 1991 y 1992). Dataciones K/Ar de estos granitoides y ortogneises arrojaron edades entre 515 y 470 Ma (Linares y González, 1990).

Este magmatismo se halla bien representado en las sierras de Capillitas, Fiambalá, Ancasti, Ambato, Velasco y en las sierras de Los Llanos (Pankhurst et al., 1998; Quenardelle y Ramos, 1999) en el sector occidental de las Sierras

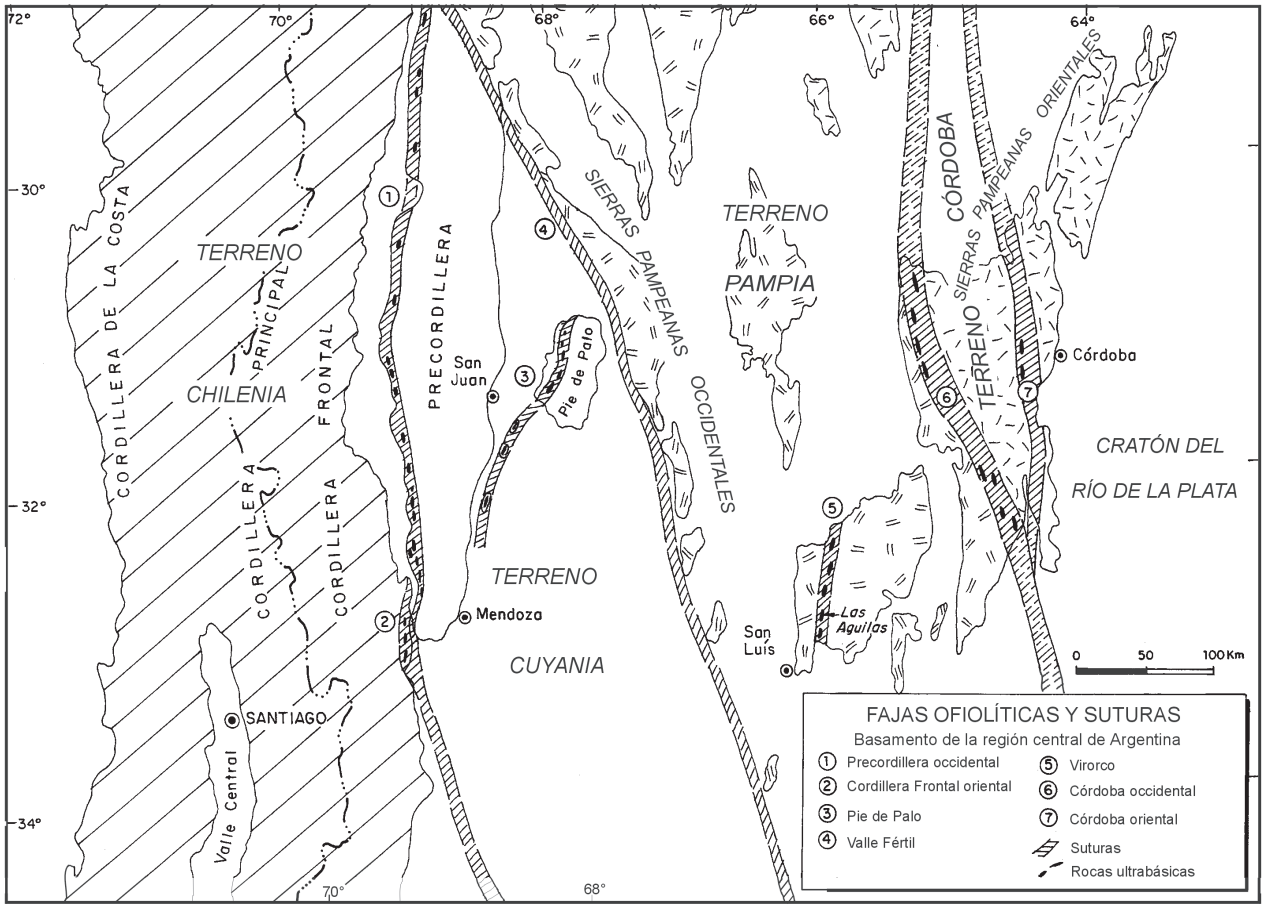


Figura 9. Mapa de distribución de terrenos y suturas con sus principales fajas ofiolíticas en el basamento de la región central de Argentina formados durante las orogenias pampeana y famatiniana (según Ramos et al., 1999).

Pampeanas (Figura 10). Continúa hacia el sur donde ha sido descripto por Llambías et al. (1996) en la sierra de San Luis. Comprende una serie de tonalitas, granodioritas y granitos con afinidades orogénicas que han sido ampliamente estudiados en los últimos años (Toselli et al., 1996; Rapela et al. 1997, 1998 a y b).

Este magmatismo es sincrónico con la subsidencia térmica de la plataforma carbonática de Precordillera, que estaba aislada ya de Laurentia (Astini et al., 1996). La máxima y más generalizada actividad magmática de este arco se desarrolló entre los 490 y 470 Ma como ha sido determinado por Lazarte (1992); Rapela et al., (1997, 1998 a y b, 1999) y Sims et al., (1998).

Ordovícico medio a tardío (470 a 450 Ma)

En este período se desarrollan granitoides sincolisionales emplazados en forma sincrónica con el inicio de la colisión y el anegamiento *(drawning)* de la plataforma carbonática de la Precordillera asociado a extensión flexural (Astini et al., 1995, 1996). Este período está asociado a deformación dúctil como la descripta por Von Gosen y Prozzi (1998) en la sierra de San Luis, así como a una intensa deformación del basamento de Cuyania como la observada en la sierra de Pie de Palo inmediatamente al oeste de la sutura entre ambos terrenos (Ramos et al., 1998).

En este intervalo se emplazan una serie de pequeños cuerpos sincinemáticos de granitoides descriptos en la sierra de San Luis (véase resumen en Llambías et al., 1998; Quenardelle y Ramos, 1999). Cuerpos similares han sido descriptos por Otamendi et al. (1998) en la parte sur de la sierra de Comechingones, aunque no se descarta que estos puedan representar granitoides sincolisionales de la orogenia pampeana.

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

El sector noroccidental de las Sierras Pampeanas ha tenido una evolución más compleja, como se desprende del desarrollo del terreno de Famatina (Aceñolaza et al., 1996). Éste ha sido interpretado como un terreno siálico independiente de las Sierras Pampeanas (Pérez et al., 1991; Ramos y Vujovich, 1993), donde se ha desarrollado un arco magmático representado por granitoides y rocas volcánicas (Toselli et al., 1996), asociados a ambientes sedimentarios de intrarco desarrollados bajo regímenes extensionales (Mángano, 1993). Estas secuencias y su evolución como terreno independiente han sido recientemente descriptas por Astini (1998). Esta alternativa es confirmada por la propuesta de Conti et al. (1996), quienes sobre la base de datos paleomagnéticos proponen la aloctonía del terreno de Famatina. Este terreno sería así un bloque parautóctono de Gondwana, desprendido del mismo y que colisionó aproximadamente entre los 460 y 470 Ma con el protomargen de Gondwana.

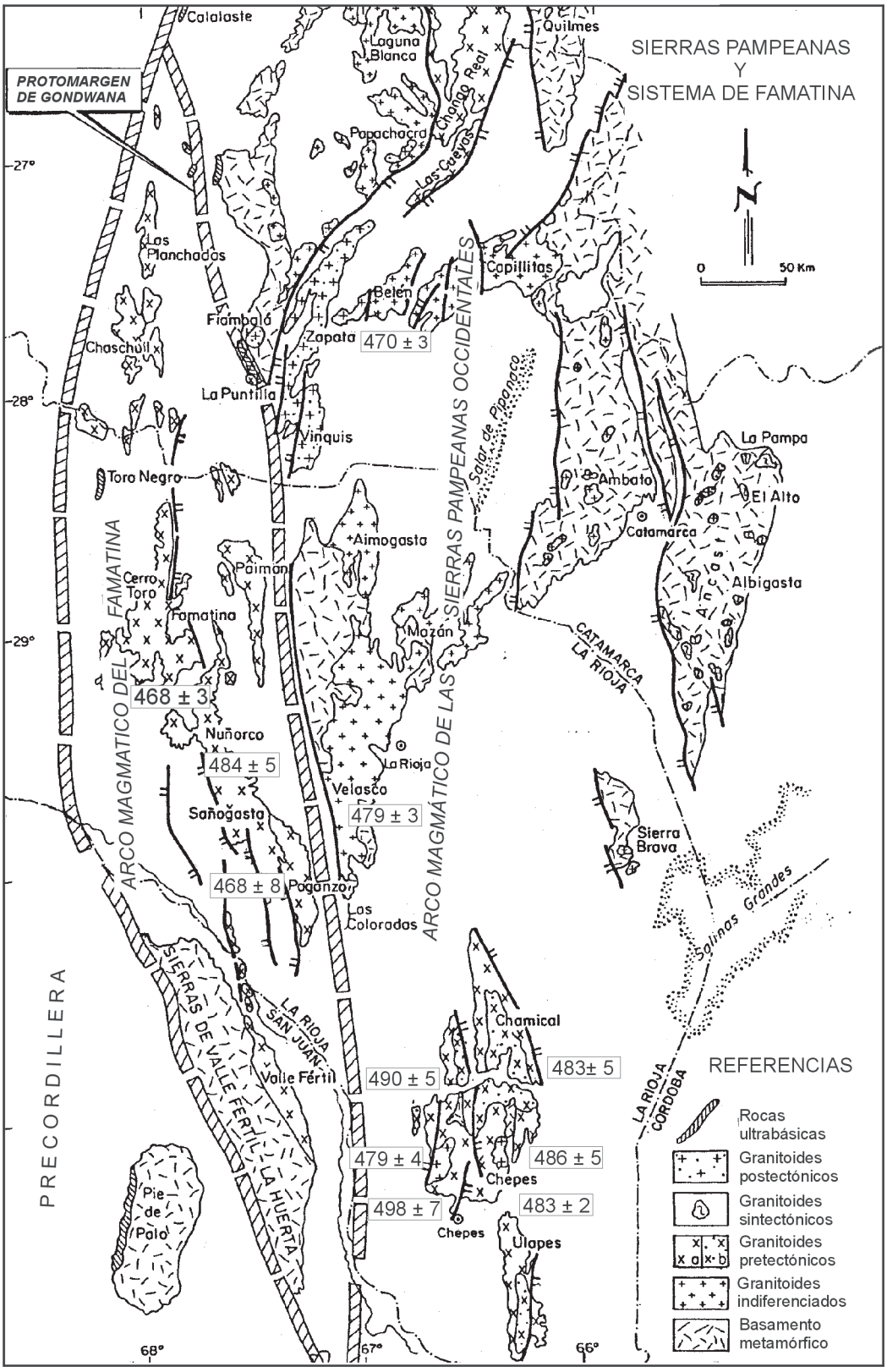


Figura 10. Distribución de los arcos magmáticos de la región de Famatina y de las Sierras Pampeanas occidentales en la región central del país (basado en Quenardelle y Ramos, 1999). Las edades U/Pb están basadas en Sims et al. (1998) y Rapela et al. (1999).

Para algunos autores el Famatina sería parte de este margen y su arco magmático sería parte del de las Sierras Pampeanas occidentales (Pankhurst et al., 1998).

Ordovícico tardío a Devónico tardío

Este período se caracteriza por un intenso magmatismo anorogénico que afectó gran parte de las Sierras Pampeanas

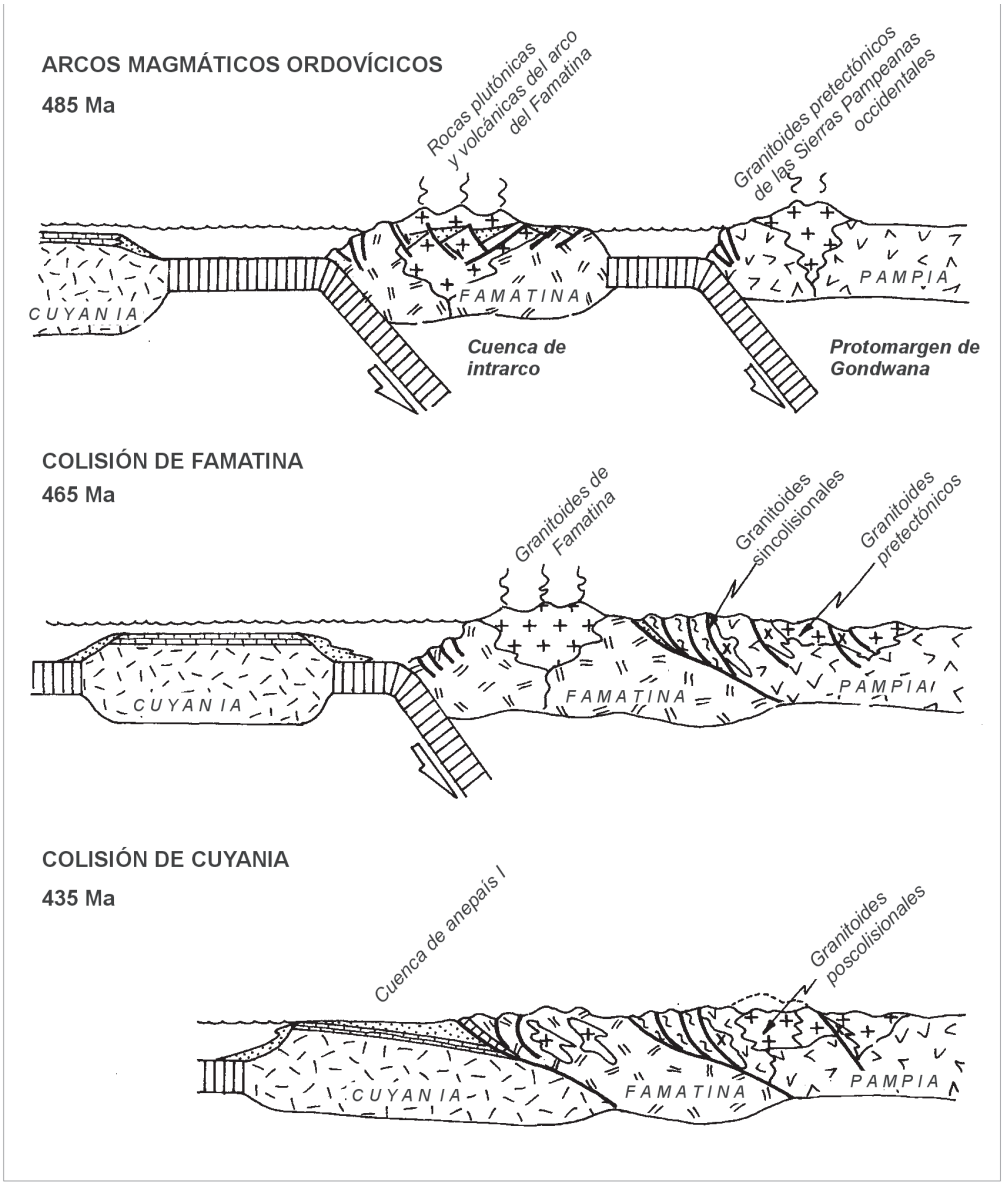


Figura 11. Esquema de evolución tectónica del sector central de Argentina durante la colisión de los terrenos de Cuyania y Precordillera contra el protomargen de Gondwana cuyo basamento en esa época estaba formado por el terreno de Pampia (basado en Ramos, 1989c y Quenardelle y Ramos, 1999).

y que se halla bien expuesto en la sierra de San Luis. Durante el Silúrico y Devónico en las Sierras Pampeanas se registra un magmatismo poscolisional y anorogénico que ha sido ampliamente estudiado en las sierras de San Luis y Córdoba (Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1998). Este magmatismo ha sido datado como principalmente Devónico en la sierra de San Luis (véase Figura 12).

Este magmatismo ha estado relacionado con un importante evento térmico que originó fenómenos de anatexis, asociado posiblemente a un *slab break-off*, responsable del emplazamiento de numerosos stocks graníticos bajo un régimen de esfuerzos no deviatóricos. Estos granitos llevaron a la cratonización y poserior levantamiento del área, que se asocia a la colisión del terreno de Chilenia sobre el margen occidental de Cuyania. Los conglomerados y estratos rojos continentales de Paganzo se apoyan sobre este basamento cristalino polideformado.

En la Precordillera este intervalo está marcado por la colisión y amalgamamiento de Chilenia a partir del Devónico basal. Está asociado al desarrollo de la cuenca de antepaís devónica media a superior de la Formación Punta Negra y a la deformación póstuma y levantamiento del basamento de la sierra de Pie de Palo (Ramos et al., 1996 a).

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

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

REGIÓN PATAGÓNICA

En el sector sur del país los movimientos chánicos están representados por la discordancia que separa los

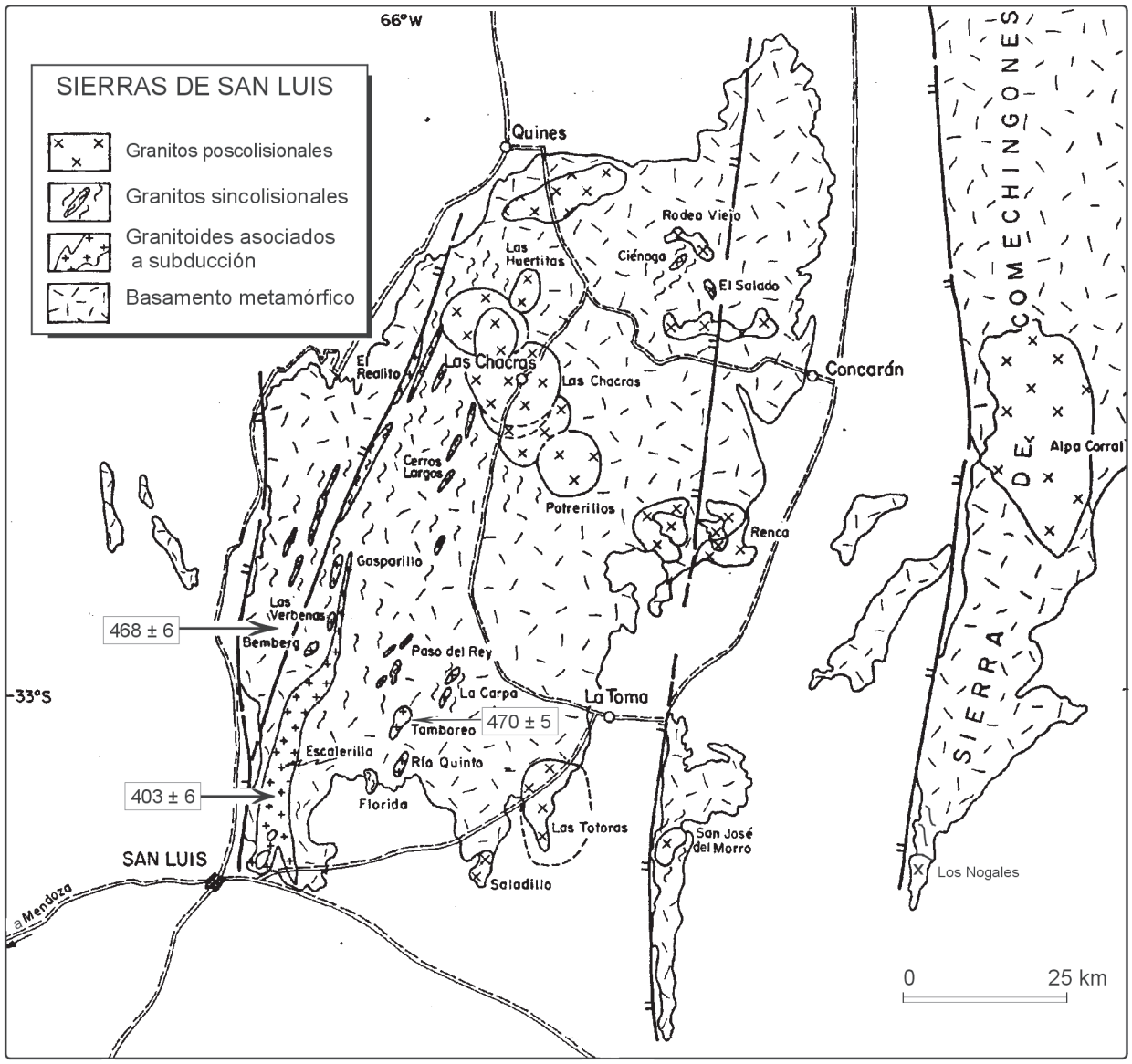


Figura 12. Granitoides famatinianos en la Sierra de San Luis (basado en Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1996; Quenardelle y Ramos, 1999).

estratos devónicos de la Formación Lolén de los carboníferos del Grupo Pillahuincó en la región de la sierra de La Ventana.

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

En el sector sudoeste del Macizo de Somun Cura, una importante deformación asociada al emplazamiento de granitos ordovícicos separa a este basamento de granitos poscolisionales más jóvenes (Dalla Salda et al., 1994).

Recientes dataciones U/Pb de granitoides del Macizo del Deseado han reconocido circones con edades de 424, 454 y 472 Ma (Ordovícico medio a Silúrico en diques de la región de Tres Hermanas). Algunas rocas tonalíticas arrojaron edades entre 407 y 402 Ma (Devónico). Fracciones detríticas de circones de metacuarcitas de este basamento han indicado edades de 903 Ma por $^{206}Pb/^{238}U$ (Loske et al., 1999).

Algunos autores asignaron al ciclo Famatiniano la colisión y amalgamamiento de los macizos de Somun Cura y el Deseado, a través de una sutura de rumbo noroeste que se halla en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989).

CICLO GONDWÁNICO

Este ciclo está representado por un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del borde pacífico de la Cordillera de los Andes (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989). Este orógeno ha sido activo como tal hasta la parte media del Pérmico, donde posiblemente una disminución de la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado, que carácterizó al Pérmico tardío y al Triásico.

CUENCAS SEDIMENTARIAS

Asociado a la evolución orogénica se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias de retroarco a lo largo del margen pacífico y en la región cratónica interna cuencas extensionales o trastensionales (Figura 13).

La cuenca de Tarija con amplio desarrollo en el noroeste argentino, ha sido interpretada como una cuenca de antepaís cuya subsidencia ha sido originada por la deformación asociada a los movimientos chánicos (Starck, 1995 y 1999). El relleno sedimentario de esta cuenca con casi 2.500 m de espesor, está carácterizado por una serie de unidades comprendidas en los Grupos Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, que se carácterizan en sus niveles basales y medios por la abundante presencia de sedimentitas glaciarias. La secuencia culmina con la ingresión marina de edad pérmica correspondiente a la Formación Vitiacua. Su evolución tectónica indica bajas tasas promedio de subsidencia que no sobrepasan los

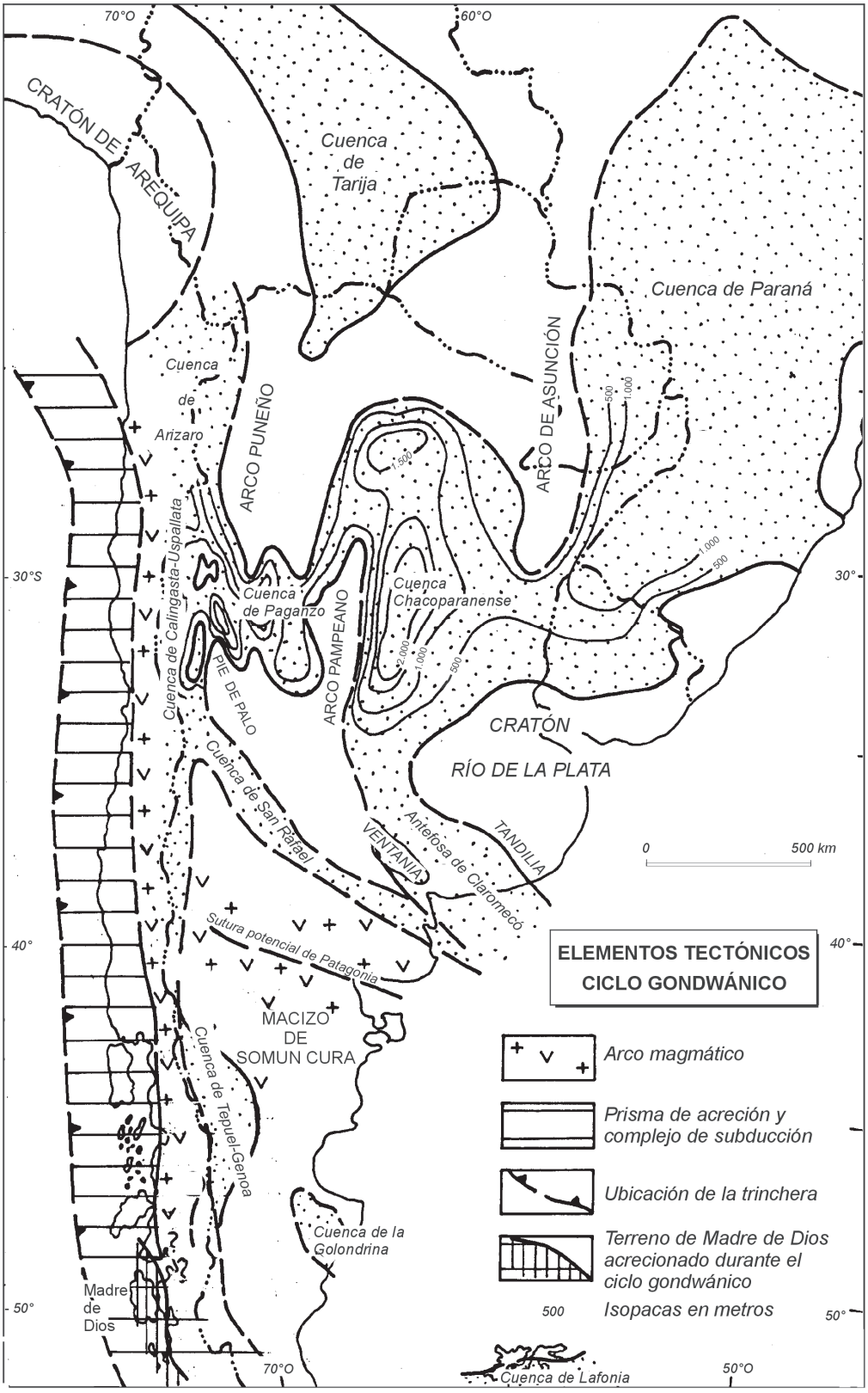


Figura 13. Cuencas de retroarco y extensionales de Argentina (basado en Ramos et al., 1984; Azcuy, 1985 y López Gamundí et al., 1994).

0,016 mm/a, coherentes con una posición distal al tectonismo compresivo que le dio origen (Starck, 1999).

En el sector central del país se reconoce la cuenca de Río Blanco y Calingasta-Uspallata, en las provincias de La Rioja, Mendoza y San Juan (López Gamundí et al., 1987, 1994). Esta cuenca ha sido interpretada por Ramos et al. (1984, 1986) como una cuenca de retroarco formada por la colisión del terreno de Chilenia. En esta interpretación esta cuenca se habría originado como una cuenca de antepaís ante la carga tectónica y deformación flexural originada durante la orogenia chánica. Sin embargo, Fernández Seveso et al. (1993) demostraron el fuerte control trastensional de la cuenca, explicando su origen por depocentros tafrogénicos que coincidirían con antiguas líneas de sutura entre diferentes bloques continentales. Esta interpretación con posterioridad ha sido también aplicada a la cuenca de Tarija (Fernández Seveso y Tankard, 1995). En esta cuenca se ha reconocido una importante aceleración de la subsidencia que ha sido interpretada como la incepción de la fase orogénica sanrafaélica entre el Pérmico inferior a medio (Fernández Seveso et al., 1993).

El sector sur de la cuenca Calingasta-Uspallata se relaciona con la cuenca de San Rafael, del centro sur de Mendoza (Espejo, 1990). En ésta se observa la marcada discordancia angular entre los depósitos eopaleozoicos y los carboníferos, atribuida a la fase chánica. En especial en el cañón del río Atuel se observan casi 90° de angularidad entre un basamento eopaleozoico en facies intensamente deformadas y las secuencias neopaleozoicas, siendo uno de los sectores donde la discordancia chánica ha sido más intensa. Esta cuenca se extiende por el sudoeste de La Pampa (Melchor, 1995) hasta la región de Ventania.

En la región de las sierras de la Ventana en el sur de Buenos Aires se identifica otra cuenca, conocida como la antefosa de Claromecó (Ramos, 1984). Esta cuenca de antepaís formada por carga tectónica ante el apilamiento producido por los corrimientos que se iniciaron con la fase chánica y culminaron con la fase sanrafaélica durante la depositación sinorogénica de la Formación Las Tunas (López Gamundí et al., 1995). Los registros paleomagnéticos han podido detectar la importancia de la deformación de la fase sanrafaélica y su sedimentación concomitante (Tomezzolli y Vilas, 1999).

En el sector patagónico se desarrolló la cuenca de Tepuel-Genoa, la que también está representada por importantes niveles glaciarios y que presenta uno de los registros más completos del Carbonífero con sus casi 4.000 m de espesor (Andreis et al., 1987). Esta cuenca ha sido interpretada como una cuenca de trasarco por Ramos (1983), en cuyo eje se habrían emplazado cuerpos gábricos (Franchi y Page, 1980) durante el atenuamiento cortical de la cuenca. Hacia el sur esta cuenca presenta en la Cordillera Patagónica Austral extensos afloramientos de secuencias turbidíticas devónicas a carboníferas que han sido interpretadas como depósitos progradados al margen continental en forma periférica al macizo del Deseado (Ramos, 1983; Uliana et al., 1986).

El sector central del país presenta el desarrollo de una serie de cuencas extensionales o trastensionales cuyo relleno está carácterizado por el Grupo Paganzo (Salfity y Gorustovich, 1984). Esta cuenca presenta una limitada actividad magmática representada por basaltos alcalinos. Parcialmente asociada a esta cuenca se encuentra la cuenca neopaleozoica chacoparanense, controlada por mecanismos extensionales (Pezzi y Mozetic, 1989).

ACTIVIDAD MAGMÁTICA

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

En el sector norte y central del país, el ciclo gondwánico está representado por las rocas aflorantes en la Cordillera Frontal y que se extienden hacia el norte hasta el Paso de San Francisco, pasando luego a territorio chileno (Caminos, 1979; Llambías y Sato, 1990; Poma y Zappettini, 1999).

Las rocas volcánicas de este ciclo tienen amplia distribución (Figura 14) y han sido reunidas en forma complexiva en el Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Stipanicic et al., 1968). El amplio predominio de volcanitas y depósitos piroclásticos de composición riolítica en sus términos superiores, llevó a considerar a estas rocas eruptivas como asociadas exclusivamente a fenómenos extensionales (Zeil, 1981).

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

Estas rocas volcánicas asociadas a subducción dan lugar a secuencias riolíticas no orogénicas, que indicarían un importante evento extensional con posterioridad a la deformación de la fase orogénica sanrafaélica (Ramos, 1988b) (Figura 15). La edad de esta fase en base a datos paleomagnéticos de las secuencias pre y poscolisionales ha sido estimada por Rapalini y Vilas (1991) en 265 Ma.

Las rocas riolíticas con las que culmina el Grupo Choiyoi están asociadas a secuencias clásticas y carbonáticas. En estas rocas ha sido posible detectar el desarrollo de sistemas extensionales de rift en la Cordillera Frontal de San Juan (Rodríguez Fernández et al., 1995). Estos hemigrábenes se han observado también en el valle del río Mendoza y en las nacientes del Tupungato.

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

En este sector se han reconocido principalmente granitoides posorogénicos de edad dominantemente permotriásica. El arco magmático a estas latitudes está representado principalmente en el territorio chileno adyacente (Mpodozis y Kay, 1990, 1992). Estos granitoides se extienden desde el sur de Catamarca, por la parte occidental de La Rioja (Poma y Zappettini, 1999), donde

están ampliamente representados, en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza (Caminos, 1979). En la provincia de Neuquén se conocen en la Cordillera del Viento, en el subsuelo y en afloramientos aislados como el cerro Granito.

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

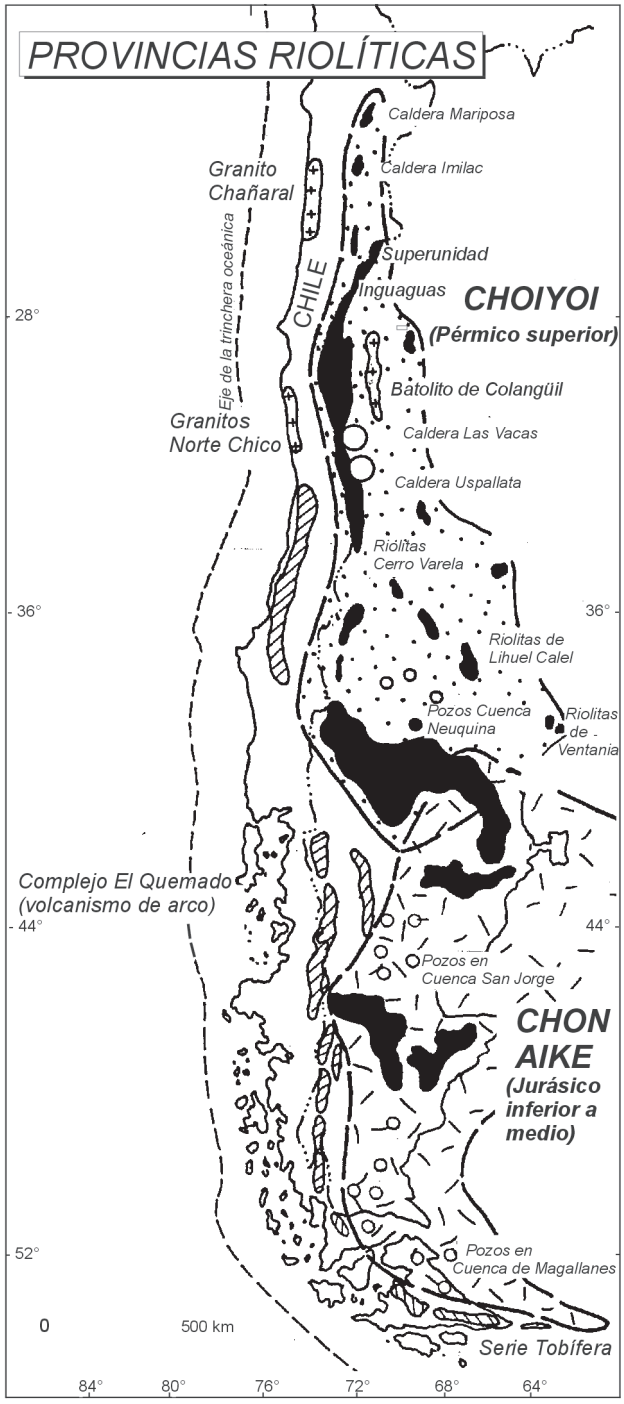


Figura 14. Áreas de afloramiento y desarrollo en el subsuelo de la provincia magmática Choiyoi y su asociación con rocas del arco magmático gondwánico. Hacia el sur se continúa en la provincia magmática Chon Aike de edad jurásica inferior a media, asociada a las rocas de arco del Complejo El Quemado y unidades equivalentes (según Kay et al., 1989).

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

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

LOS RIFT TRIÁSICOS

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

Las provincias riolíticas como la correspondiente al Grupo Choiyoi anteceden y son concomitantes a conspicuos períodos de rifting en el sector central de Argentina durante el Triásico medio a superior (Ramos y Kay, 1991). El desarrollo de estas cuencas de rift estuvo directamente vinculado a la existencia de importantes líneas de debilidad previa, correspondiendo a típicos rift episuturales, que se emplazaron por lo general en el labio superior de antiguas suturas paleozoicas.

Las cuencas están concentradas a lo largo del margen del basamento cristalino precámbrico, que actuó como una región cratónica estable, que limitó la extensión triásica (Figura 16 a). Entre estas cuencas se destacan en la región central los rifts de Ischigualasto (Milana y Alcober, 1994), Marayes (Bossi, 1976), Las Salinas y Beazley (Flores y Criado Roqué, 1972), que se desarrollaron en el labio superior de la sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Estos sistemas de rift ubicados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas se desarrollaron entre el Triásico medio a superior, siendo posteriormente reactivados durante el Cretácico inferior.

Entre el terreno de Cuyania y Chilenia hay extensos depocentros que en la parte mendocina han sido agrupados en la cuenca de Cuyo (Rolleri y Criado Roqué, 1970), que se extienden hacia el sur en la subcuenca de Alvear (Vicente, 1975). Estos depósitos han sido analizados en la cuenca de Cuyo (Kokogián et al., 1993) y de ahí hacia el norte, donde interfieren la estructura ándica de la Precordillera de San Juan y Mendoza en las regiones de Rincón Blanco y Paramillos (Stipanicic, 1983). Estos depocentros están bien desarrollados entre Calingasta y Barreal, donde estas secuencias triásicas

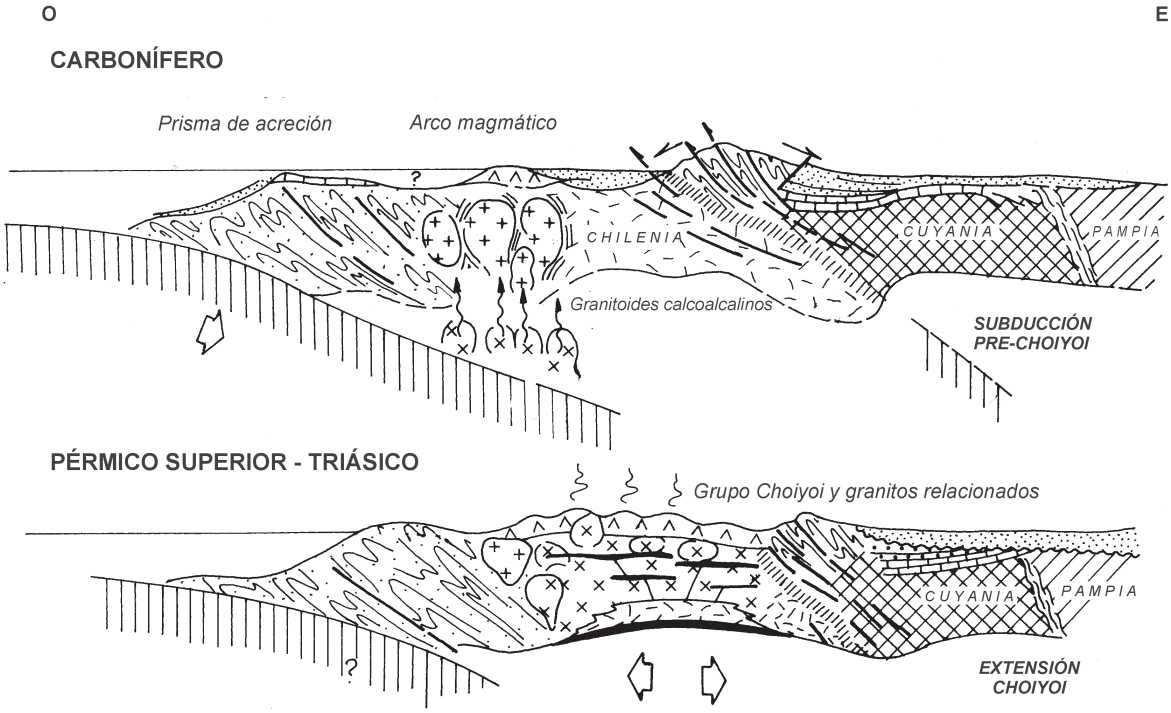


Figura 15. Esquema que muestra los procesos tectónicos asociados al magmatismo gondwánico antes y después de la fase orogénica sanrafaélica (basado en Mpodozis y Ramos, 1989).

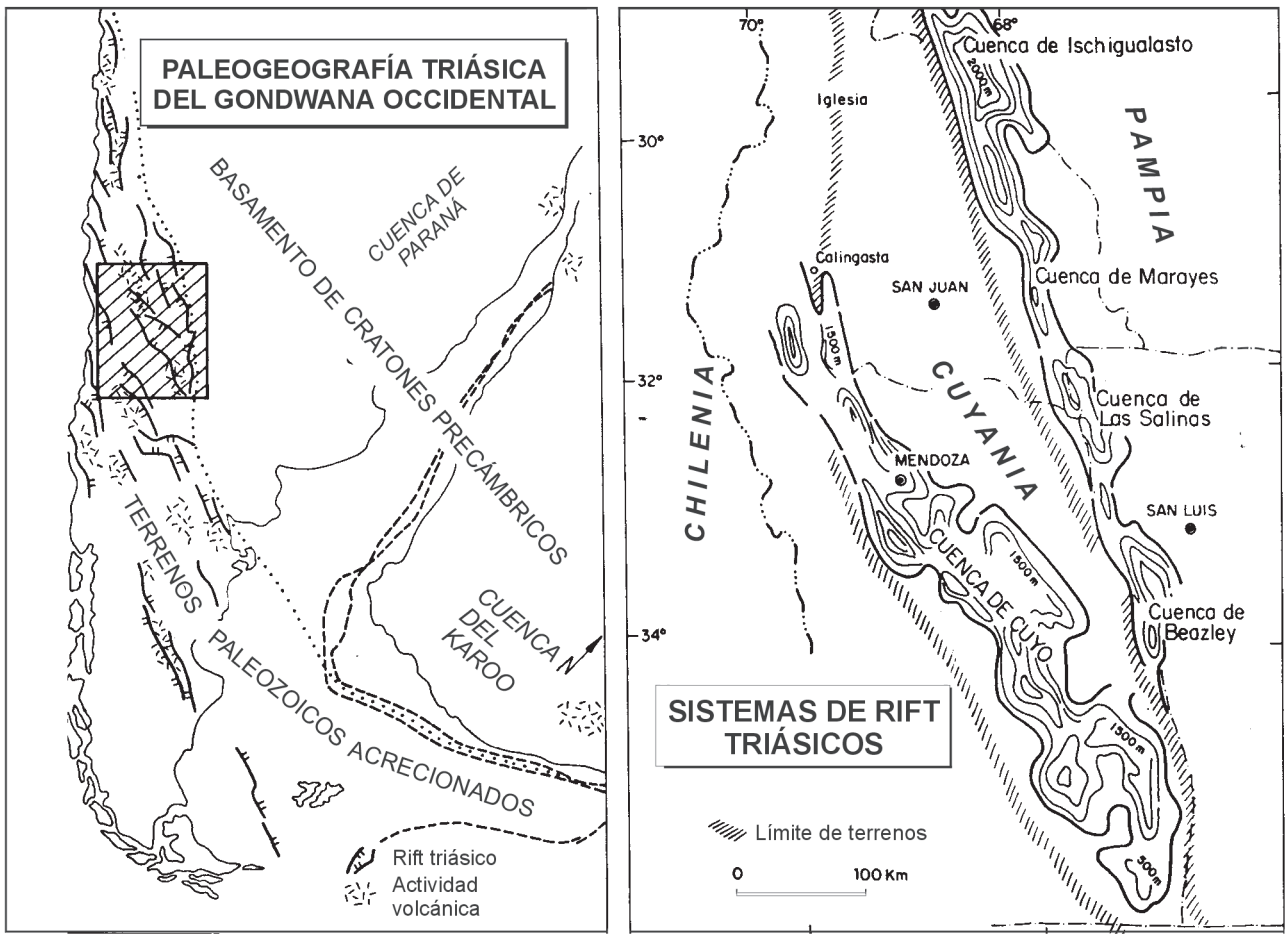


Figura 16. a) Mapa paleogeográfico del Triásico de Gondwana occidental con la ubicación de los sistemas de rift principales en forma periférica al cratón precámbrico en la región acrecionada durante el Paleozoico. La actividad volcánica del Grupo Choiyoi se muestra para comparación; b) Mapas isopáquicos generalizados de los rift triásicos y su localización sobre el labio alto de antiguas suturas paleozoicas. Basado en Uliana y Biddle (1988); Uliana et al. (1989) y Ramos y Kay (1991).

han sido descriptas por numerosos autores (Stipanicic, 1957, 1983; Strelkov y Álvarez, 1984).

En el sector cordillerano se han reconocido sistemas extensionales triásicos al oeste de la cordillera del Espinacito, donde el rift Mercedario alcanza un extenso desarrollo (Álvarez y Ramos, 1999). Estos sistemas siguen hacia el sur en la provincia de Mendoza donde han sido descriptos a ambos lados del paso de Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y al oeste de Malargüe (Manceda y Figueroa, 1993).

Estos depósitos de rift se desarrollan también en la plataforma continental, abarcando el plateau de Las Malvinas (Biddle et al., 1996) y la cuenca de San Julián (Figueiredo et al., 1996), para extenderse a la región extraandina patagónica. Secuencias de rift triásicas han sido también descriptas en El Tranquilo, en la provincia de Santa Cruz por Di Persia (1967).

En la Cordillera Principal estos rifts se han desarrollado durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano, siendo los depósitos jurásicos generalmente marinos, aunque en forma excepcional estos mares alcanzaron localmente el Triásico como en el río Atuel (Riccardi et al., 1997).

Hacia el sur los sistemas de rift triásico están ampliamente desarrollados en el subsuelo de la cuenca neuquina, donde han sido descriptos por Vergani et al. (1995). Estos rift están expuestos en el margen sur de la cuenca, como en la región de Paso Flores (Nullo, 1979).

En casi todas estas cuencas de rift han podido identificarse coladas de basaltos alcalinos de intraplaca (Ramos y Kay, 1991) asociados a las fases de sinrift, que sólo localmente se vinculan a magmatismo bimodal (Álvarez y Ramos, 1999).

CICLO PATAGONÍDICO

Este ciclo de deformación orogénica acaecido en el Cretácico y definido como tal por Keidel (1921) tiene su máxima expresión en la Cordillera Fueguina (Caminos et al., 1981) y en la región insular adyacente al este del cabo de Hornos (Ramos et al., 1986). Se inicia con la extensión asociada a la apertura del Atlántico Sur y culmina con el cierre de la cuenca oceánica de trasarco en la base del Cretácico superior a esas latitudes.

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

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

En la región de la Precordillera Patagónica hay evidencias de una deformación de edad cretácica superior, que se extiende a la región preandina de Neuquén, donde hay nuevamente evidencias de inversión tectónica y compresión durante el Cretácico medio (Ramos, 1981; Vergani et al., 1995).

ÁREAS CRATÓNICAS

Ciclo extensional jurásico

En la región de Cuyo está representado principalmente por secuencias de subsidencia térmica presentes en varias cuencas, como los depocentros de La Valenciana (Manceda y Figueroa, 1995), del río Colina (Álvarez et al., 1997) y en la región del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999).

Si bien estos sistemas de rift comenzaron en el Triásico cuando alcanzaron su mayor desarrollo los depósitos de sinrift, muchos de ellos tienen importantes reactivaciones extensionales ya sea en el Jurásico inferior o medio (Strelkov y Álvarez, 1984, Álvarez, 1996). Aun los sistemas en los que se ha reconocido una sola secuencia de sinrift, el fallamiento activo ha llegado hasta parte del Liásico (Manceda y Figueroa, 1995; Álvarez, 1996), mientras que las facies de hundimiento térmico se extienden al resto del Jurásico.

En la Patagonia extraandina este ciclo extensional está asociado al desarrollo de un importante plateau riolítico extensional, que se conoce como la provincia riolítica de Chon Aike (Kay et al., 1989; Pankhurst y Rapela, 1993, 1995) y por depocentros liásicos en la región extraandina de Chubut y Santa Cruz y en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. A estas cuencas liásicas, interpretadas en la región preandina como cuencas de intrarco (Ramos, 1983), se asocia un importante volcanismo dacítico a andesítico correspondiente al Grupo Lonco Trapial (Clavijo, 1986).

En el sector central de la Patagonia y con un marcado rumbo noroeste se desarrolla la cuenca de Cañadón Asfalto de edad jurásica media a superior. Estas cuencas se corresponden a hemigrábenes extensionales rellenos por secuencias clásticas y volcaniclásticas, que culminan con importantes episodios lacustres (Figari y Courtade, 1993).

Ciclo extensional cretácico

En forma concomitante con el desarrollo de una zona de subducción tipo Marianas (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989), cuyo arco magmático estuvo sometido a importantes eventos extensionales (Figuras 17 y 18), la región de retroarco fue controlada por procesos extensionales de amplia distribución a lo largo del arco magmático. Este sistema extensional estuvo estrechamente ligado a la apertura del Atlántico Sur, precedida por los importantes sistemas de rift triásicos hasta Jurásico inclusive.

La extensión patagonídica se observa en primer lugar en las cuencas aulacogénicas del Colorado y el Salado en la plataforma continental (Introcaso y Ramos, 1984), tanto como en los sistemas de hemigrábenes ampliamente desarrollados en forma conjugada con el margen (Ramos, 1996a). Si bien en estos sistemas hay una activa depositación sinextensional desde el Cretácico inferior, la sedimentación podría haberse iniciado ya en el Jurásico tardío.

Los sistemas de rift se propagan hacia el noroeste

argentino, desarrollando una importante zona de ruptura sobre el margen occidental del cratón del Río de La Plata (Uliana et al., 1989) identificada como el sistema de rift pampeano central en la Figura 17, que engranaría hacia el norte con la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994). Este sistema de fracturación si bien es

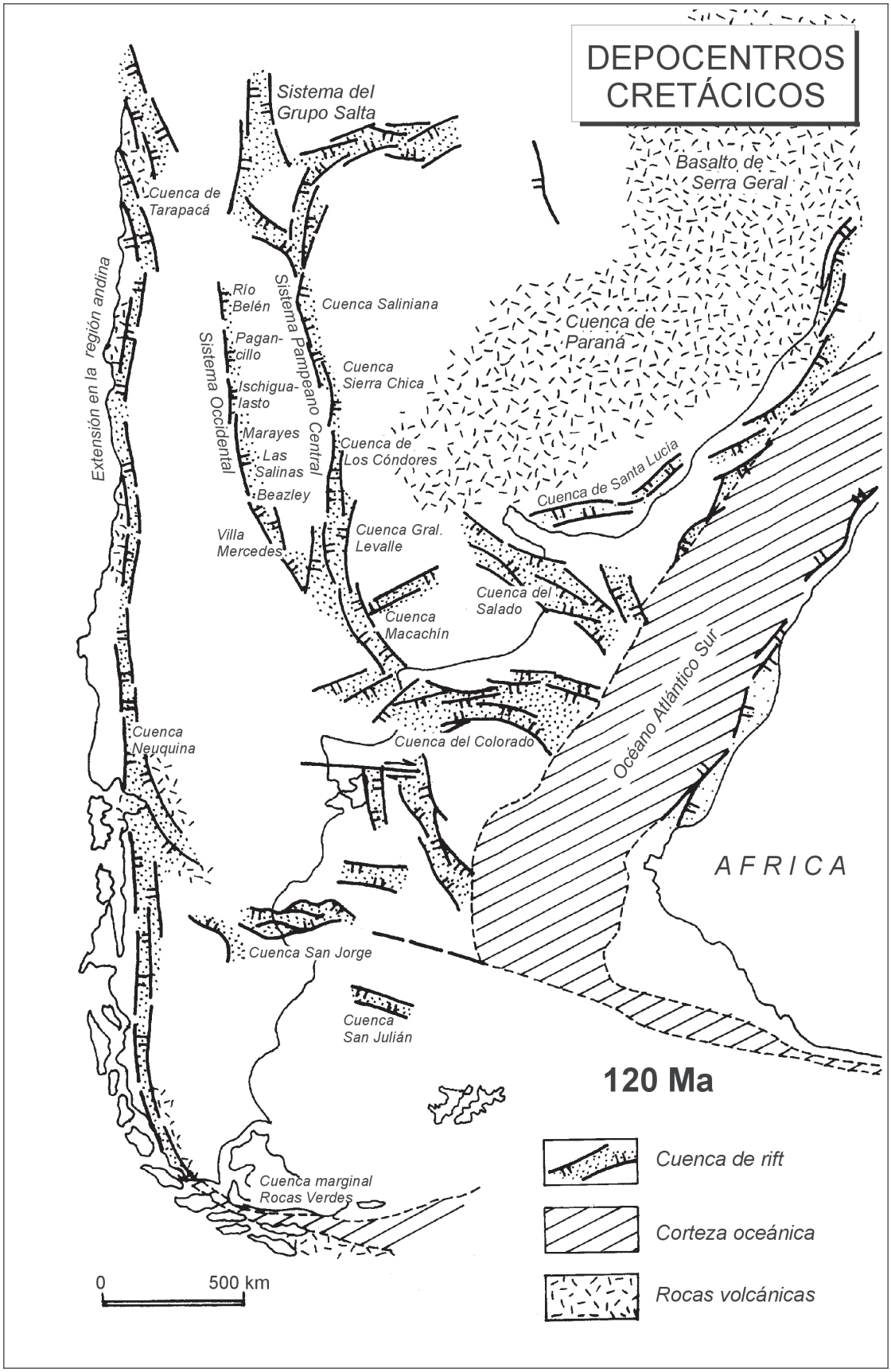


Figura 17. Sistemas extensionales desarrollados durante el Cretácico inferior. Comprende las cuencas de intrarco de la región cordillerana y los sistemas de rift en áreas cratónicas (basado en Uliana y Biddle, 1988; Uliana et al., 1989; Rosello, 1999).

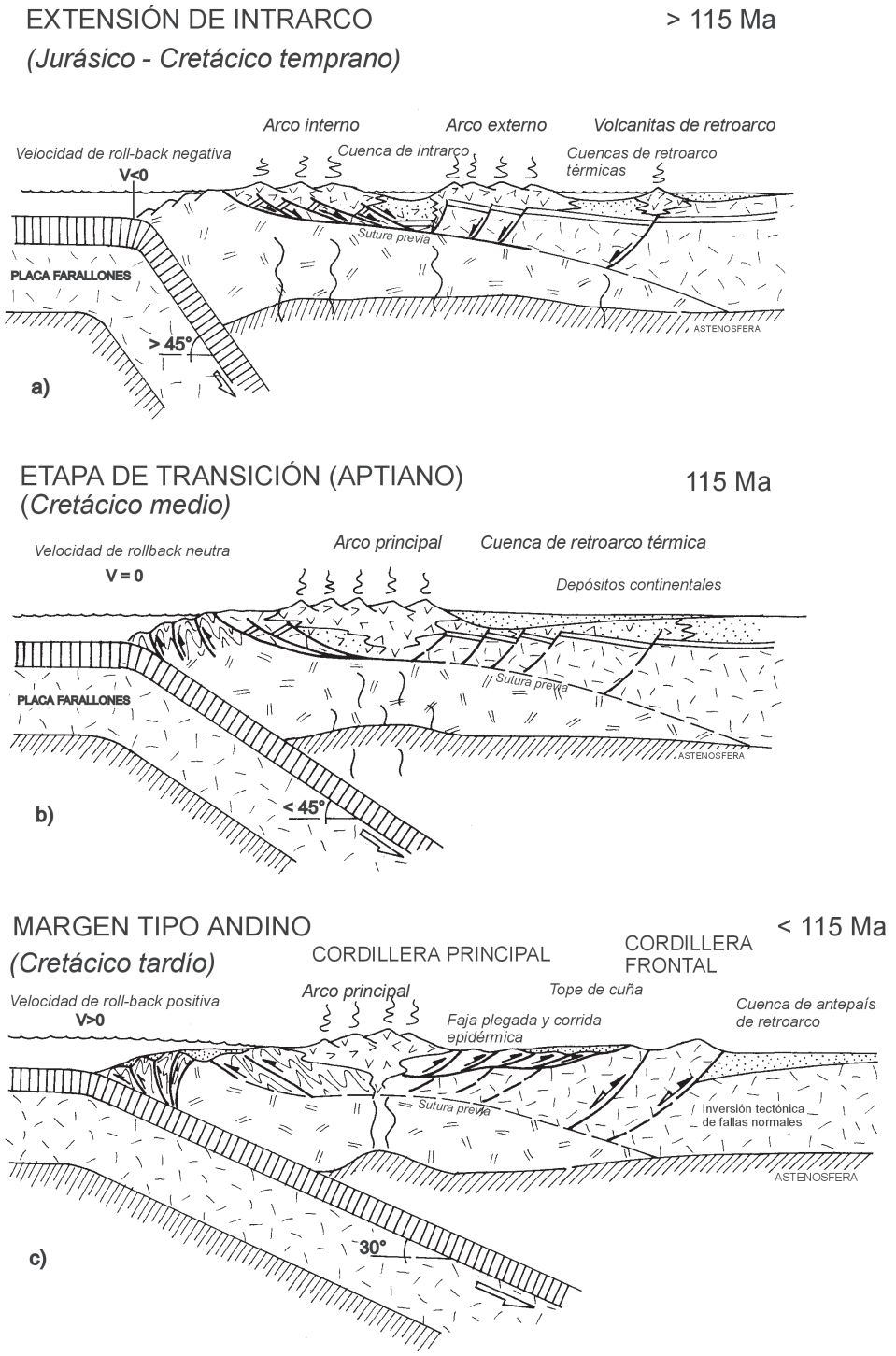


Figura 18. Régimen de subducción durante el Mesozoico temprano a lo largo del arco magmático de la Cordillera Principal. a) Estadio de intrarco marino con extensión generalizada en la región cordillerana; b) Estadio de transición con depósitos continentales asociados; c) Estadio compresivo con deformación e inversión tectónica (modificado de Vicente, 1972; Charrier, 1984 y Ramos, 1985, 1988b).

estrecho tiene depocentros profundos que alcanzan más de 5.000 m de depósitos continentales cretácicos (Rossello y Mozetic, 1999). En este sistema se observan importantes depocentros como los de Macachín, General Levalle, Sierra Chica de Córdoba, Saliniana, que quedan marginados entre la cuenca infracratónica de Chacoparaná y las sierras de Córdoba (Rossello y Mozetic, 1999; Chebli et al., este volumen).

Hacia el oeste del sistema pampeano central, a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, los rift triásicos previos han sido reactivados durante el Cretácico. Esta reactivación se denota desde la cuenca de Ischigualasto al norte, en la de Marayes, en la de las Salinas, hasta la cuenca de Beazley. En estas cuencas se implanta un segundo ciclo de sinrift, de menor desarrollo que el anterior. Los conglome-

rados de la Formación La Cruz y escasos basaltos alcalinos asociados marcan esta reactivación en las sierras de Catantal, Quijadas y del Peñón, alcanzando hacia el sur el cerro Varela (Yrigoyen, 1975, 1981). Estos afloramientos corresponden al borde de cuenca de los depocentros de Las Salinas, Beazley y Villa Mercedes. En conjunto marcan un rosario de cuencas de rift de rumbo nor-noroeste que corresponden a depocentros más someros y subparalelos al sistema pampeano central, que definen el sistema occidental de rift cretácicos (Rossello y Mozetic, 1999). El extremo noroeste de esta faja de rift llega a Belén donde se registra un depocentro de rumbo nordeste, datado por el basalto de Puerta de San José en Belén, como previo a los 131 ± 4 Ma (K/Ar, Rossello et al., 1999). Este depocentro se observa en el subsuelo del Campo del Arenal, donde depósitos con geometría de hemigrábenes se pueden correlacionar con las secuencias cretácicas. Los sistemas extensionales más desarrollados comprenden a la cuenca de Paraná, con importantes efusiones basálticas asociadas probablemente a un punto caliente, responsable de más de un millón de kilómetros cuadrados de efusiones de basaltos tholeíticos derramados entre los 125 y 130 Ma. Hacia el oeste, el factor de estiramiento es más reducido, así como el porcentaje de fusión (Kay y Ramos, 1996). Predominan los basaltos alcalinos y peralcalinos, con mucho menor volumen y reducida extensión areal. A este evento pertenecen las diferentes subcuencas de rift representadas en el Grupo Salta (Bianucci y Homovc, 1982; Salfity, 1982). Su desarrollo se halla asociado a importantes eventos distensivos que son controlados por antiguas zonas de debilidad cortical, como ha sido propuesto mediante el reconocimiento de sus cizallas maestras (Comínguez y Ramos, 1995; Cristallini et al., 1997).

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

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

ÁREAS OROGÉNICAS

La región cordillerana registra la transición de la etapa extensional a la compresiva durante el Cretácico medio. El inicio de una activa subducción ocurre en los Andes Centrales a los aproximadamente 170 Ma, cuando los sistemas extensionales previos a lo largo del eje de la Cordillera Principal dejan de ser activos, para iniciar una etapa de subsidencia térmica, como se observa en el rift del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999).

El fallamiento extensional activo se traslada a cuencas de intrarco, desarrolladas principalmente en territorio chileno (Charrier, 1984; Ramos, 1985), entrando sólo localmente en territorio argentino. Dada la naturaleza irregular del límite internacional el área orogénica activa aparece indistintamente tanto en el sector chileno como el argentino. Al sur de la provincia de La Rioja se preserva en el sector argentino principalmente el arco volcánico externo interdigitado con los depósitos marinos de retroarco (Cristallini y Ramos, 1996, Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996). El arco volcánico externo está carácterizado por una potente secuencia volcánica cretácica (Figura 18a), que Groeber (1951) ubicara en forma parcial en su *chilelitense*. Ésta se caracteriza por el predominio de andesitas y dacitas, con niveles piroclásticos más ácidos, en secuencias que localmente alcanzan varios miles de metros.

El sector donde mejor está expuesta la cuenca de intrarco es la región de los lagos Fontana y La Plata, donde se observa el interdigitamiento de las secuencias marinas titoneocomianas tanto con el arco volcánico interno como el externo (Ramos y Palma, 1983). El arco interno está formado principalmente por rocas andesíticas y basálticas, menos evolucionadas, que en sectores presentan lavas almohadilladas. Este sector contrasta con la naturaleza bimodal del arco externo, que está formado principalmente por rocas riolíticas y dacíticas con escasas andesitas, que culminan con basaltos.

En los Andes Fueguinos la extensión continúa hasta la apertura de la cuenca marginal de trasarco, que desarrolla corteza oceánica y es conocida como la cuenca marginal de «Rocas Verdes» (Dalziel et al., 1974). El cierre de esta cuenca se produjo en el Cretácico superior temprano, como es inferido de los basaltos no deformados que atraviesan a la Formación Yahgan en la isla Barnevelt, frente a Cabo de Hornos, y que han sido datados en 87±5 Ma (Ramos et al., 1986).

En el Cretácico medio, aproximadamente a los 115 Ma (Figura 18b), se pasa a un sistema netamente continental, donde las secuencias volcánicas dominantemente andesíticas se interdigitan con depósitos clásticos de ambientes de pie de monte o fluviales proximales (Cristallini et al., 1995).

En los sectores más australes se observa la inversión tectónica que caracteriza la evolución cretácica superior (Figura 18 c), en especial en la provincia de Neuquén, en sectores de las Cordillera Patagónica y en el sector de la Cordillera Fueguina.

CICLO ÁNDICO

La evolución del ciclo Ándico puede ser dividida en dos estadios diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que alcanza su máxima expresión con los movimientos incaicos (Steinmann, 1919) y un subciclo neógeno con sus movimientos principales asociados a los movimientos quechuas en el sentido de Ramos et al. (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). La presente propuesta de dos subciclos con sus fases correspondientes es una simplificación del esquema propuesto por Groeber (1929, 1951) y modificado por Yrigoyen (1976). Sin embargo, es necesario destacar que si bien ambos ciclos culminan con deformación asociada a un

máximo de convergencia en la zona de subducción, las fases orogénicas no son por si mismas sincrónicas, variando su ubicación temporal de un sector a otro. Asimismo, la importancia relativa entre ambos ciclos y los procesos involucrados varían en cada segmento de la Cordillera.

SUBCICLO PALEÓGENO

Este subciclo está representado en la Puna Salteña por asociaciones volcánicas de edad eocena a oligocena inferior, que se conocen al oeste del salar de Arizaro, próximo al límite con Chile (Zapettini et al., 1997). Asociados a este ciclo volcánico se desarrollan en la cuenca terciaria de Arizaro depocentros intermontanos, cuyos mecanismos de subsidencia no son bien conocidos. Podrían corresponder a fenómenos extensionales, como los que se conocen a estas latitudes en territorio chileno (Cornejo y Mpodozis, 1997). El arco magmático se encuentra entre el valle longitudinal y la vertiente chilena de la Cordillera Occidental.

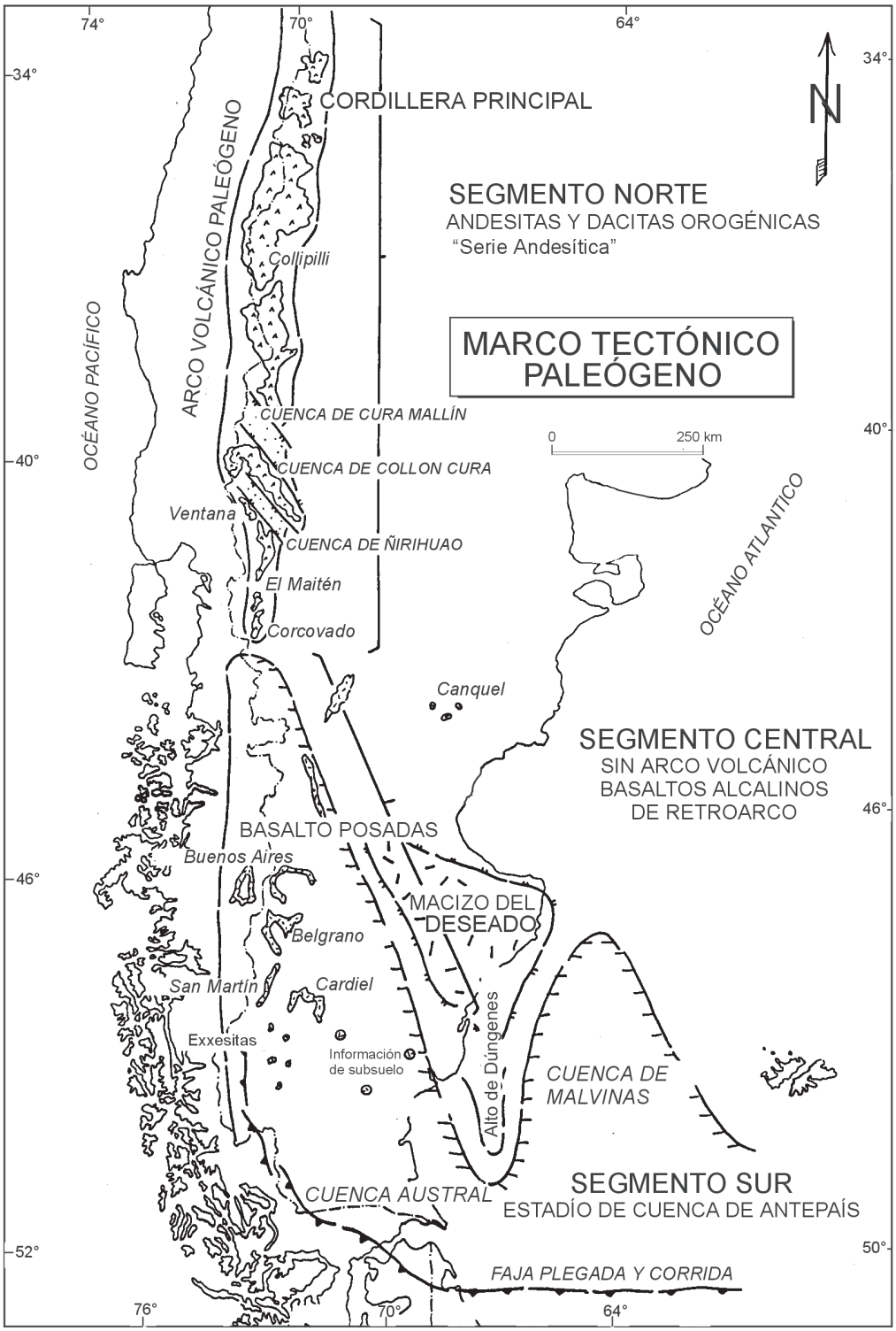


Figura 19. Desarrollo de la serie volcánica paleógena asociada a subducción en territorio argentino y su límite austral con el desarrollo por colisión de una dorsal del Basalto Posadas.

A este subciclo se asocia en el sector sur de Mendoza y oeste de Neuquén, una serie de depósitos sinorogénicos y diversos centros volcánicos e intrusivos de edad eocena. Estas rocas ígneas permiten definir un arco magmático que desde los 36°S de latitud ingresa en territorio argentino a la altura de la laguna Varvarco Campos en el norte de Neuquén. Este arco magmático (Figura 19) se continúa hasta la latitud de Corcovado, en la provincia de Chubut (aproximadamente 43°30'S) donde desaparece. Este arco volcánico alcanza un extenso desarrollo a la latitud de Bariloche (Feruglio, 1941; Ramos, 1982). En este sector se puede reconocer una secuencia volcánica dominantemente andesítica (González Díaz, 1979), de una extraandina de naturaleza bimodal con alternancia de rocas de composición riolítica y basaltos (Rabassa, 1979). Este arco volcánico está asociado a las cuencas de Collón-Cura y Ñirehuao, donde potentes rellenos continenta-

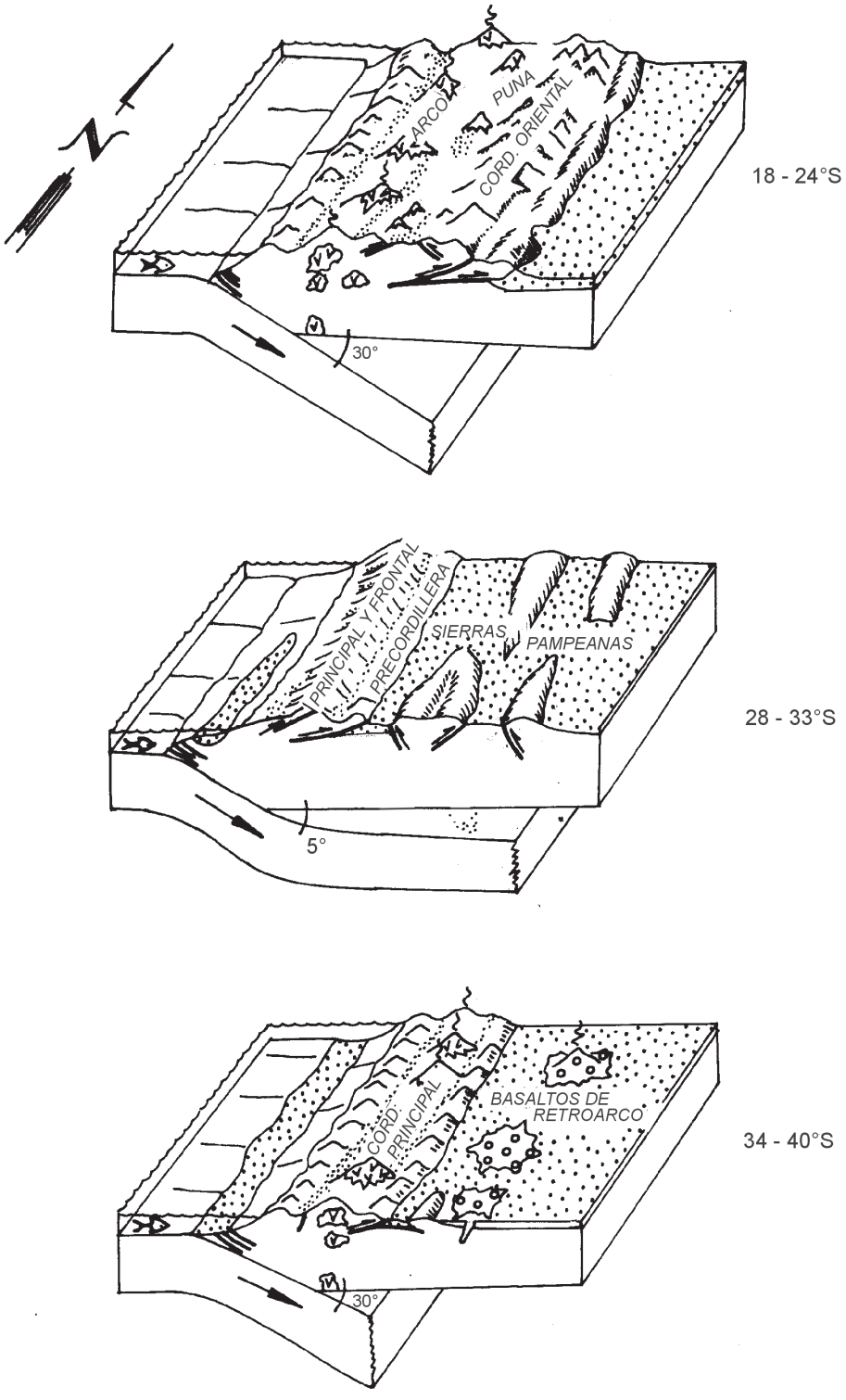


Figura 20. Segmentos de diferentes regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino chilenos (basado en Jordan et al., 1983).

les se interdigitan con depósitos marinos correspondientes a la única transgresión pacífica registrada durante el Cenozoico en territorio argentino (Ramos, 1982).

El arco magmático paleógeno da lugar al sur de los 43°30'S a un magmatismo básico alcalino asociado al desarrollo de una ventana astenosférica (Ramos y Kay, 1992). La colisión de una dorsal sísmica a esa latitud produce un *gap* volcánico que en la región se extiende hasta el Mioceno inferior. Este magmatismo básico, que localmente se conoce como Basalto Posadas, corresponde a un volcanismo de retroarco desarrollado por la subducción de la dorsal oceánica que separaba la placa de Farellón de la placa de Phoenix (Cande y Leslie, 1986). Estas rocas volcánicas se hallan asociadas a depósitos dominantemente continentales, que hacia el este engranan con secuencias marinas procedentes del Atlántico, características de los episodios de mar alto en un margen continental pasivo.

El sector de la Cordillera Fueguina, es el único que en territorio argentino tiene bien representada la deformación incaica (Yrigoyen, 1962), como ha sido demostrado en el subsuelo de la cuenca de Malvinas por Galeazzi (1996). Estos movimientos incaicos a fines del Eoceno son responsables

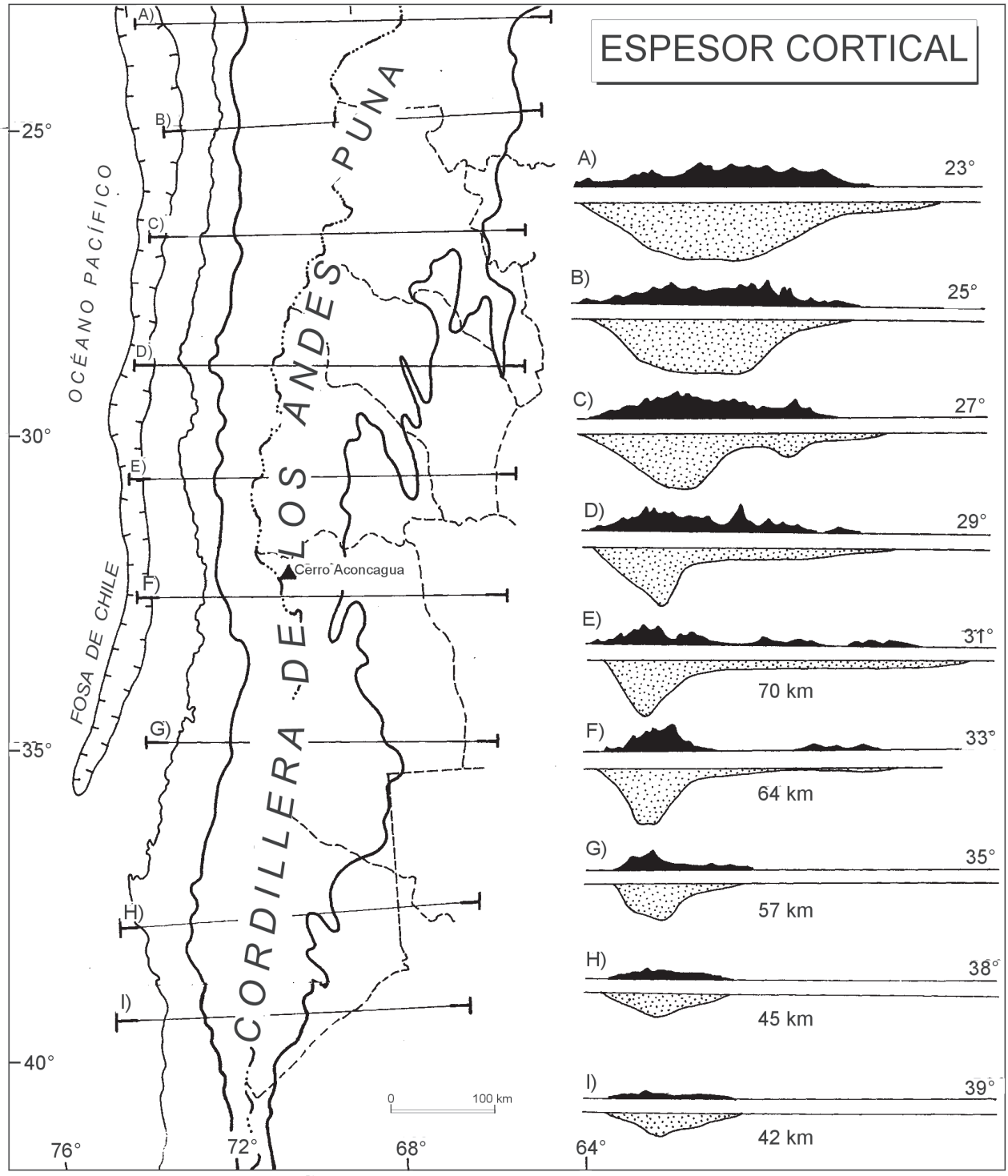


Figura 21. Engrosamiento cortical y acortamientos orogénicos basados en Introcaso et al. (1992). Nótese el paulatino decrecimiento de ambos hacia el sur (Ramos, 1999).

del inicio de la cuenca de antepaís en la Cordillera Fueguina y de la discordancia observada entre las secuencias eocenas y las oligo-miocenas (Codignotto y Malumián, 1981; Olivero y Malumián, 1999).

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

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

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

En la Patagonia extraandina se desarrolla durante el Oligoceno un importante volcanismo de intraplaca de composición basáltica (Ardolino, 1981; Kay et al., 1993). Este volcanismo tiene características petrológicas y geoquímicas afines a un punto caliente, presentando grandes afinidades con el volcanimo de intraplaca oceánico de Hawaii (Kay et al., 1999b).

SUBCICLO NEÓGENO

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

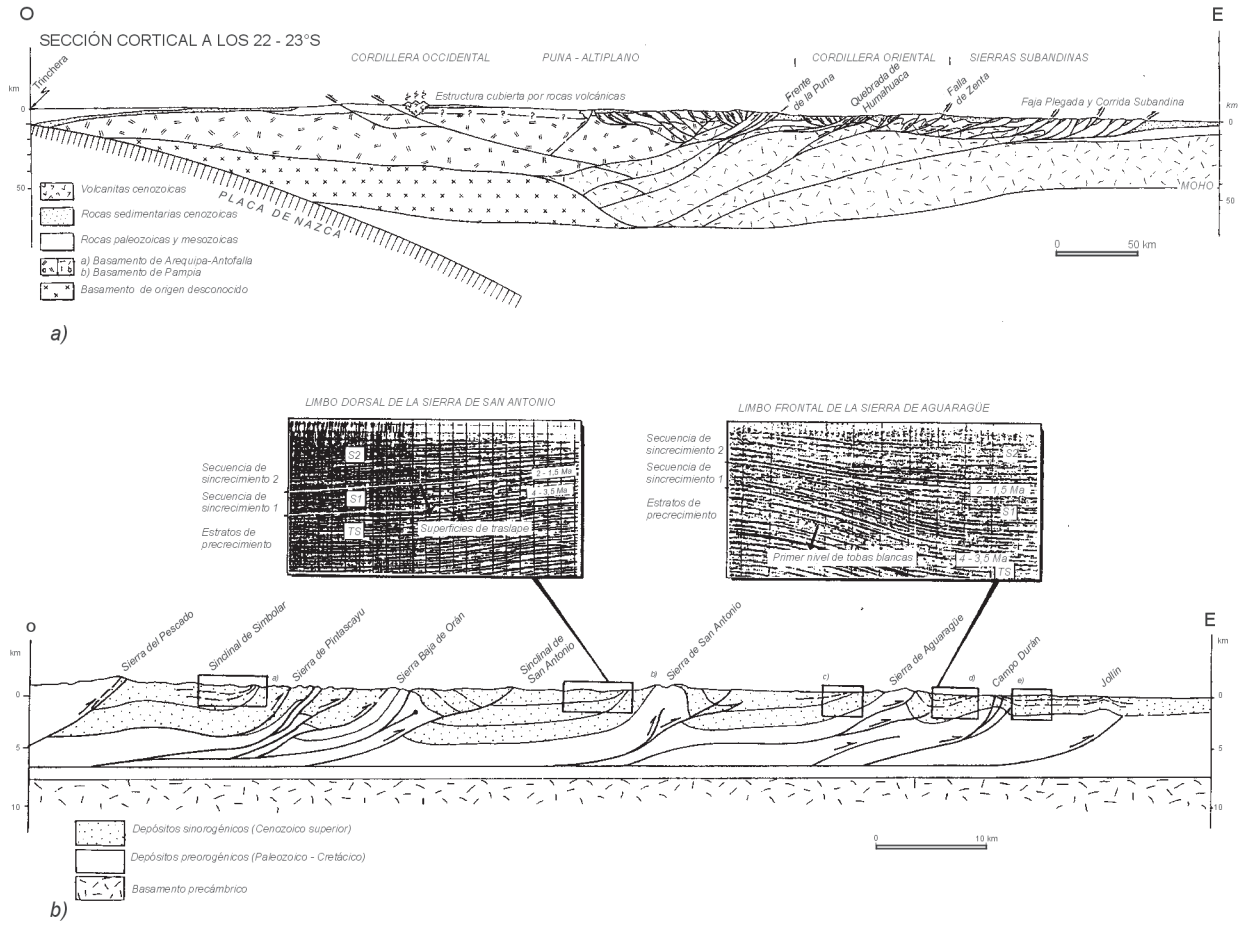


Figura 22. Esquema tectónico mostrando el engrosamiento cortical de los Andes del noroeste argentino. a) Sección cortical basada en Schmitz (1993) y Götze et al. (1994); la estructura de la Puna en Gangui (1998), Cordillera Oriental en Heredia et al. (1999), el Sistema Subandino en Kley (1996). b) Detalle de la zona del tope de cuña basada en las Sierras Subandinas basado en Aramayo Flores (1989); la estratigrafía de los estratos de crecimiento en Hernández et al. (1996), Mojica y Zorzín (1996) y Mosquera (1999).

analizado. Este marco tectónico en el Neógeno estuvo controlado por la segmentación de los Andes (Figura 20) propuesta por Isacks et al. (1982) y Jordan et al. (1983), como resultado de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene et al., 1997) durante el Mioceno medio.

Superpuesta a esta segmentación, se observa una paulatina disminución del acortamiento orogénico, como ha sido demostrado por Introcaso et al. (1992), sobre la base de las raíces corticales del orógeno (Figura 21). Esta variación de acortamiento ha sido correlacionada con la edad de la corteza oceánica que se está subduciendo actualmente en la trinchera oceánica (Ramos, 1999). La corteza oceánica más fría puede penetrar más rígidamente por debajo de la litósfera continental, transmitiendo los esfuerzos hasta 700 u 800 km de la trinchera oceánica, donde se ubica en el noroeste argentino el frente de deformación orogénica. Cuando se comparan estas distancias con regiones más al sur, la distancia entre la trinchera oceánica y el frente activo de deformación decrece a 400 km a los 32°S de latitud, para seguir descendiendo hasta 300 y 250 km en el sur mendocino y Neuquén, y a la latitud del sur de Chubut donde se alcanzan las distancias más pequeñas (Ramos y Barbieri, 1989).

El engrosamiento cortical vuelve a incrementarse a partir de los 46°30'S de latitud, donde como resultado de la colisión de la dorsal de Chile, empieza a subducir corteza oceánica más antigua (Ramos, 1989c).

Segmento Norte (22°-26°S)

En el segmento correspondiente a la Puna, hasta aproximadamente los 26°S de latitud, se registraron importantes cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff. Por ejemplo, durante el Mioceno inferior se inicia un ciclo de progresiva disminución de la inclinación de la zona de subducción, que fue acompañada por una importante expansión del arco magmático mioceno hacia el antepaís (Kay et al., 1999a). Esta expansión no se produjo en forma homogénea sino que estuvo concentrada a lo largo de corredores preferenciales, que controlaron el volcanismo en la región de retroarco (Salfity et al., 1984c). Estos corredores definieron lineamientos específicos donde la actividad volcánica estuvo carácterizada por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas, domos volcánicos y otros cuerpos subvolcánicos. Esta expansión hacia el antepaís ha quedado registrada en los lineamientos Coranzuli-Lipes, El Toro-Olacapato y Arizaro, entre otros. Durante el Mioceno superior se registra una etapa de alta efusividad con el desarrollo de importantes calderas de colapso de grandes dimensiones y volcanismo riolítico (Coira et al., 1994). Este importante volcanismo ácido ha sido interpretado por Kay et al. (1999a) como el resultado de un incremento en el ángulo de subducción, en parte asociado a una delaminación litosférica y a una migración hacia la trinchera del arco magmático a partir del Plioceno. El arco magmático del Cenozoico superior se desarrolla casi exclusivamente a lo largo de la Cordillera Occidental, la que a estas latitudes se ubica preferencialmente en territorio chileno. En esta cordillera, volcanes activos como el Láscar, presentan importantes reactivaciones en forma intermitente.

La expansión del volcanismo hacia el antepaís durante el Mioceno estuvo acompañada de una migración del frente de corrimientos y las sucesivas cuencas de antepaís así formadas. Esta migración tuvo lugar desde los sectores más internos, cercanos al límite con Chile hasta abarcar el levantamiento de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario inclusive.

La transgresión marina paranense, que cubrió gran parte de las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental permite establecer el levantamiento de la Puna con anterioridad al Mioceno superior (Ramos y Alonso, 1995).

La estructuración de las distintas unidades geológicas estuvo fuertemente controlada por la geometría previa de la corteza. Aquellas áreas como la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas al norte de los 24°-25°S, fueron deformadas como típicas fajas epidérmicas en el sector más oriental, que despegadas en los depósitos silúricos y devónicos formaron típicas fajas corridas epidérmicas (*thin-skinned fold and thrust belts*). Hacia el sector occidental, la Cordillera Oriental tuvo sus niveles de despegue controlados por interfases frágiles y dúctiles desarrolladas en el sector interno por un aumento del gradiente térmico asociado a una mayor cercanía al arco magmático (Figura 22 a). Como resultado de esta importante deformación se observa en este sector un acortamiento orogénico superior a los 320 km (Schmitz, 1993; Kley, 1999).

Cuando se analiza la tectónica activa durante el Plioceno superior y el Cuaternario se observa una amplia faja de actividad, que se extiende desde el borde oriental de la Cordillera Oriental (Salfity et al., 1984c), hasta el sector subandino (Hernández et al., 1996), existiendo estructuras de crecimiento por debajo del Chaco salteño (Figura 22 b) como ha sido constatada por Mojica y Zorzín (1996).

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

En la actualidad, el levantamiento de la Puna registra un importante componente térmico (Figura 23), controlado por el atenuamiento litosférico responsable de su ascenso como una altiplanicie (Isacks, 1988). Esta condiciones tectónicas prevalecen desde el Mioceno superior, cuando el desarrollo de una subducción horizontal entre los 22° y los 26° S dio lugar a un importante *gap* volcánico a estas latitudes (Kay et al., 1999a). Un nuevo ciclo de subducción, con una zona de Wadati-Benioff más empinada dio origen a una notable delaminación litosférica, parcialmente involucrando a la corteza inferior, que produjo importantes calderas en la Cordillera Occidental y borde oeste de la Puna. Estas calderas estuvieron asociadas a una importante fusión cortical, expresada en superficie por importantes flujos

ignimbríticos desarrollados durante el Mioceno más alto y el Plioceno inferior (Coira et al., 1994).

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

Segmento de Transición (26°-30°S)

Este segmento abarca la transición entre el segmento con un volcanismo de arco activo en el sector norte a un cese del arco magmático hacia el sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior que es cuando cesa el volcanismo (Figura 20).

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

La estructura de la cordillera a estas latitudes está controlada por inversión tectónica del fallamiento normal mesozoico. Es por ello que el basamento volcano-plutónico permotriásico interviene en la deformación originando grandes cordones serranos, a veces con vergencia opuesta a la dirección de transporte hacia el este (Cristallini et al., 1995). Es importante destacar que la migración del volcanismo hacia el este está asociada a un desplazamiento del frente orogénico en esa dirección, lo que produce una migración de las cuencas de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior (Jordan et al., 1997). La cuenca de antepaís se rompe durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

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

Segmento Central (30°-34°S)

Este segmento abarca la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y se caracteriza por la falta de un volcanismo activo. La Cordillera Principal presenta a partir de los 32°S una faja plegada y corrida epidérmica que involucra a los sedimentos mesozoicos. El arco volcánico mioceno, que se inició hacia los 20 a 22 Ma se ubica principalmente en Chile a estas

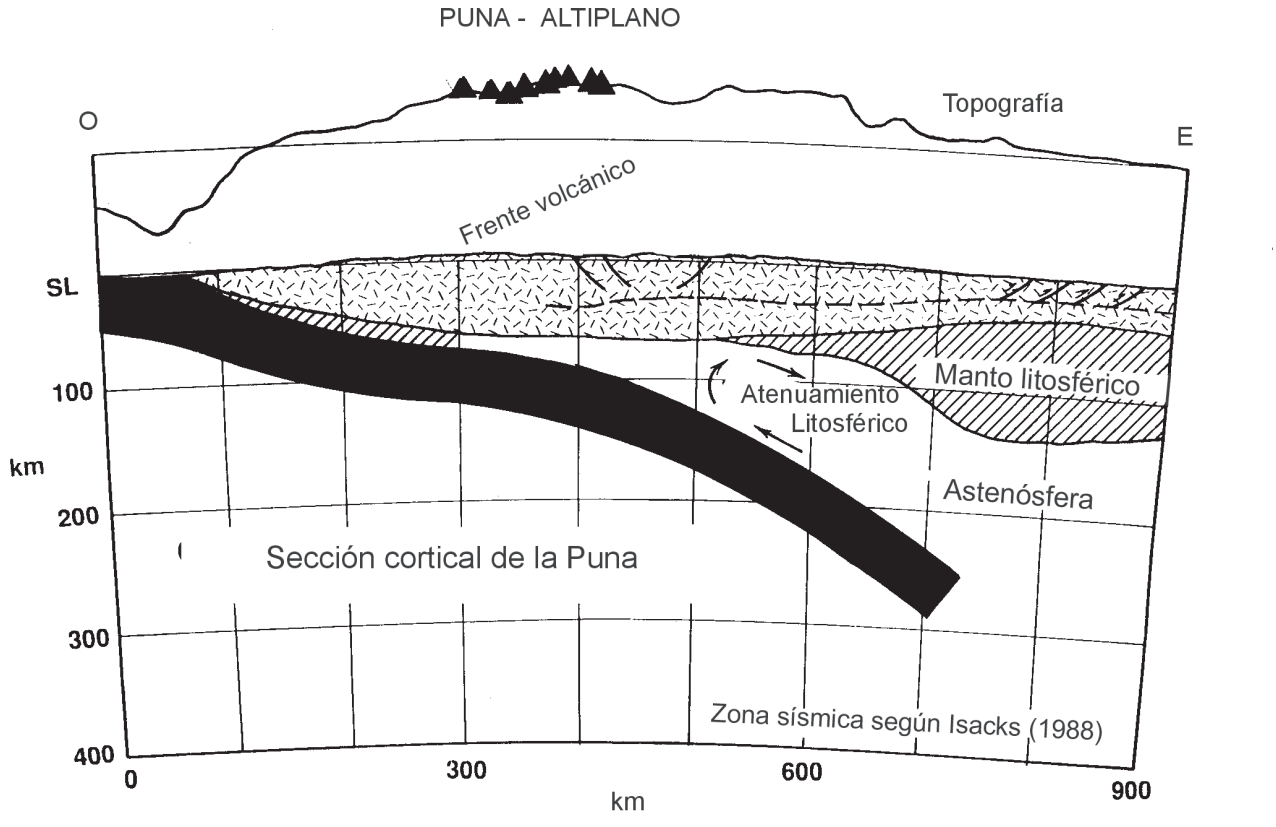


Figura 23: Levantamiento térmico de la Puna producido mediante atenuamiento litosférico (basado en Isacks, 1988).

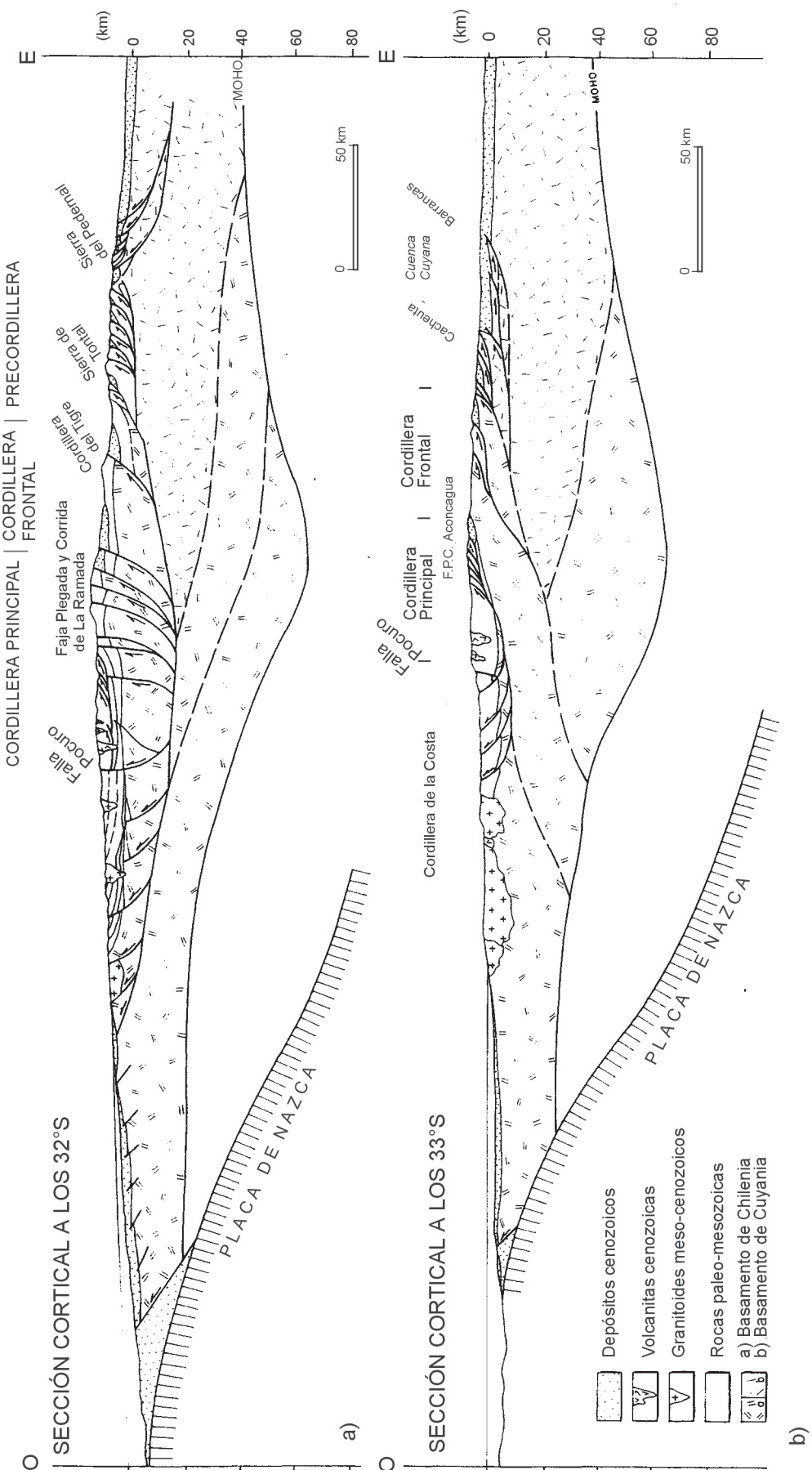


Figura 24. Estructura cortical de los Andes Centrales que muestra los distintos estilos estructurales de la Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera. a) a los 32°S y b) a los 33°S (basada en Ramos, 1999c).

latitudes. El levantamiento y migración del frente volcánico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 Ma. Varios centros volcánicos son activos en el Mioceno medio, como lo demuestran macizos volcánicos como los de La Ramada, el Aconcagua (Ramos et al., 1996 c) y el de Las Yaretas al sur del cordón del Portillo. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad persiste en los sectores más orientales como la sierra de Pocho hasta los 4 Ma y en la sierra del Morro hasta los 1,9 Ma. Esta actividad volcánica en la sierra de San Luis, asociada a procesos de subducción persiste a 700 km al este de la trinchera oceánica. Nuevamente el volcanismo se expande a través de lineamientos preferenciales como los de La Carolina, Tomolasta, Cerros del Rosario y El Morro entre los 10 y 1,9 Ma (Ramos et al., 1991; Sruoga et al., 1996).

La estructura resultante está condicionada por la historia previa mesozoica que le imprime a la Cordillera Principal diferentes estilos estructurales (Ramos et al., 1996 b), como se aprecia en las figuras 24 y 25. El acortamiento orogénico de los Andes a la latitud de San Juan varía de 135 a 155 km a los 32°S de latitud, concentrándose el mismo en la Precordillera, dado que los Andes Principales presentan mínimo acortamiento (Ramos et al., 1996 b). Hacia el sur el acortamiento orogénico es de 110 a 115 km a los 33°S a la latitud de Mendoza, levemente menor al estimado por Introcaso et al. (1992) a estas latitudes. Si se acepta que este

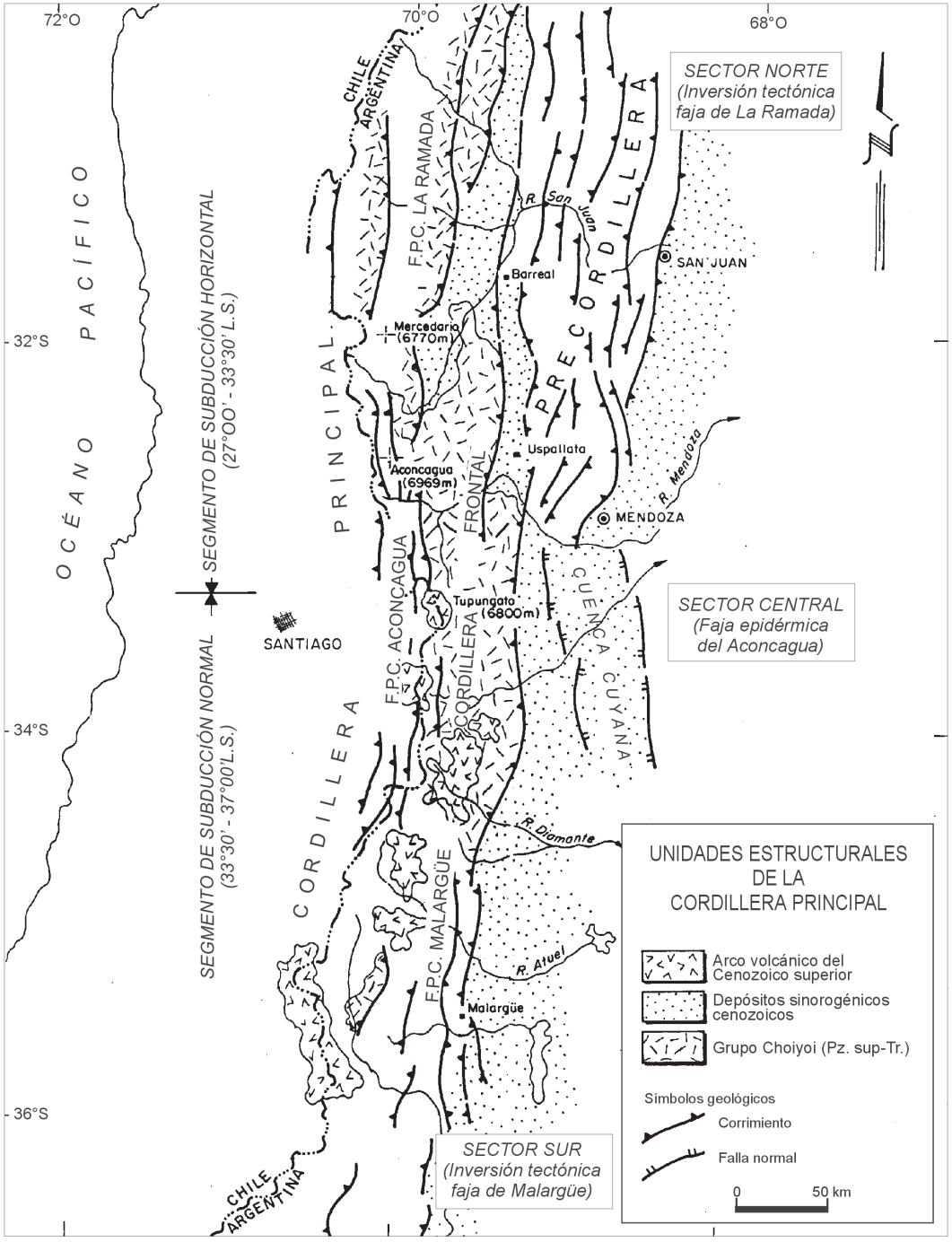


Figura 25. Diferentes segmentos de la Cordillera Principal con sus estilos estructurales controlados por la historia mesozoica (Ramos et al., 1996 b).

acortamiento se produjo en los últimos 20 millones de años, la velocidad de acortamiento sería de 7,35-7,75 mm/a en el sector norte (32°S) y de sólo 5,5-5,75 mm/a a la latitud de Mendoza (33°S). Es de destacar que estos valores y su decrecimiento hacia el sur se ha constatado con mediciones geodésicas satelitarias (G.P.S.), obteniéndose valores de acortamiento de un orden similar (Kendrick et al., 1999; Ramos, 1999 b).

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

Sector Centro-Sur (34°-38°S)

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

El magmatismo de arco está bien evolucionado y se caracteriza por el desarrollo de extensas calderas como la del Maipo (Stern et al., 1984) y la del Atuel de notables dimensiones (González Ferrán, 1995).

A la latitud del centro y sur de Mendoza se conocen depósitos sinorogénicos clásticos y volcaniclásticos en la vertiente occidental de la Cordillera Principal del lado chileno. A la latitud de Tinguiririca se han descripto faunas paleógenas, cuya edad mamalífera ha sido confirmada mediante dataciones (Charrier et al., 1996). La cuenca de antepaís que se inicia a estas latitudes en Chile a partir del Eoceno ingresa en territorio argentino en el Mioceno inferior a medio. La estructura de la Cordillera Principal pasa nuevamente de una faja plegada y corrida epidérmica al norte, a una faja que involucra al basamento hacia el sur; la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowsky et al., 1993). Esta faja invierte tectónicamente los depocentros de rift mesozoicos (Manceda y Figueroa, 1995). Esta inversión tectónica alcanza en el norte de Mendoza a la cuenca de Cuyo, en las estribaciones de la Cordillera Frontal, dado que en este segmento no se desarrolla ni la Precordillera ni las Sierras Pampeanas. La migración del frente orogénico hacia el este es responsable del incipiente levantamiento del Bloque de San Rafael, que aún preserva la peneplanicie del Cenozoico superior bien desarrollada y levemente basculada por el ascenso plio-pleistoceno (Polanski, 1957).

Segmento Neuquino (38°-41°S)

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

La migración del arco volcánico hacia el oeste originó el graben de Loncopué, el que no sólo concentró la sedimentación del Cenozoico superior, sino que una nueva migración del volcanismo cuaternario hacia el oeste (Muñoz y Stern, 1988) provocó una reactivación extensional en el graben de Loncopué, que es cubierto por coladas basálticas monogénicas de edad plio-pleistocena. La naturaleza estacionaria del arco hizo que la actividad volcánica de arco (Ramos, 1988 b) se circunscribiera principalmente a la Cordillera Principal. Algunas calderas son producidas por colapso tectónico asociado a trastensión (Folguera y Ramos, 1999) como la del volcán Copahue, el que registra aún una importante actividad volcánica.

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

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

El engrosamiento cortical a estas latitudes es mínimo, no sobrepasando los 40 km, registrándose de norte a sur entre los diferentes segmentos una disminución transicional del acortamiento orogénico y por lo tanto del espesor de la corteza (Figura 26).

Segmento Patagónico Norte (41°-46°30'S)

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

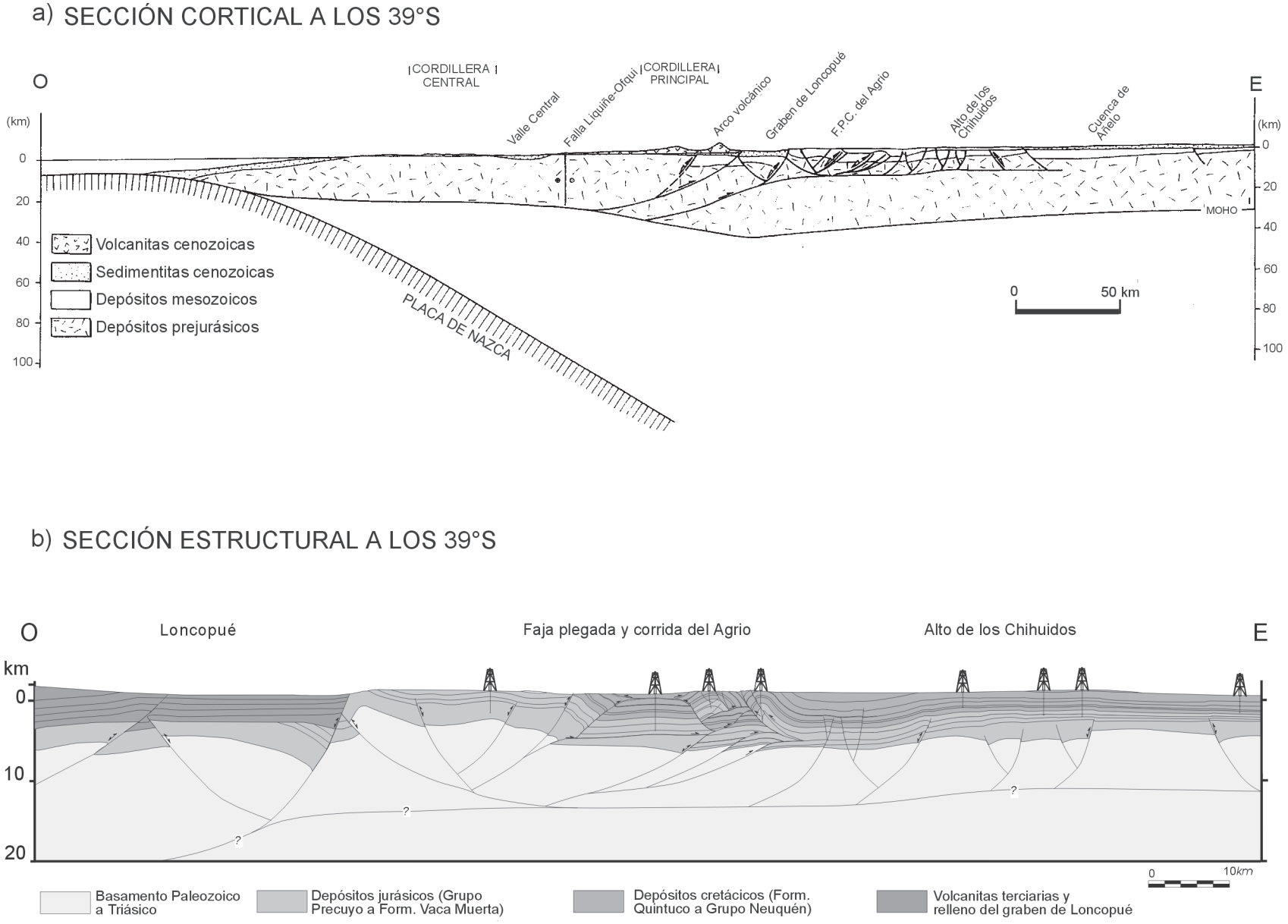


Figura 26. Estructura de la Cordillera Principal en Neuquén: a) Estructura cortical basada en Martínez et al. (1997). b) Sección estructural basada en Zapata et al. (1999).

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

Segmento Patagónico Austral (46°30'- 52°00'S)

Este segmento se caracteriza por un silencio (*gap*) volcánico producido en el arco magmático desde hace unos 10 Ma, resultado de la colisión de la dorsal de Chile

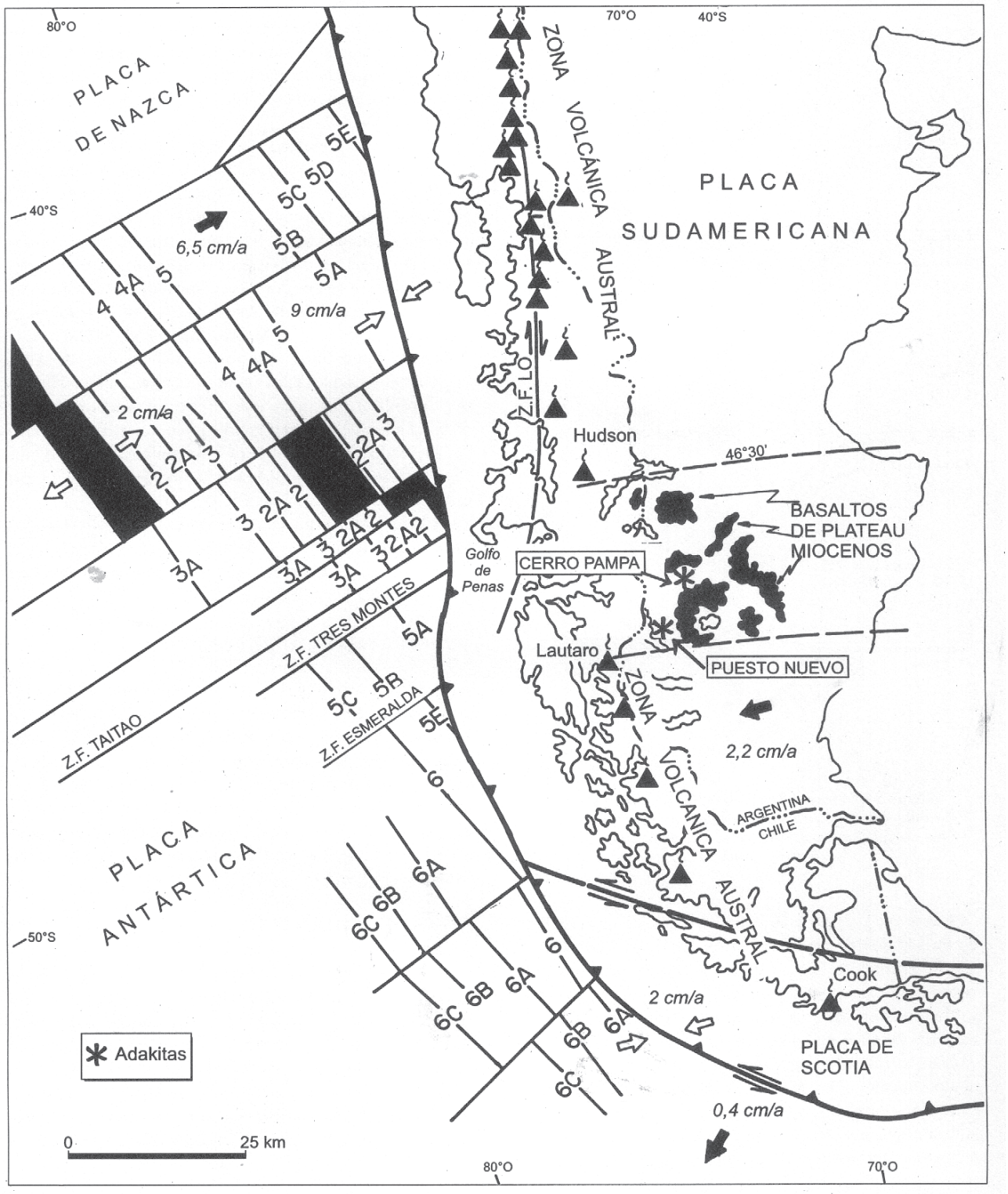


Figura 27. Esquema tectónico que muestra las relaciones entre la Cordillera Patagónica Septentrional y Austral, limitadas por el punto triple de Aysen, el desarrollo del volcanismo activo al norte del volcán Hudson y la expansión del volcanismo basáltico detrás del arco asociado a ventanas astenosféricas (Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1992).

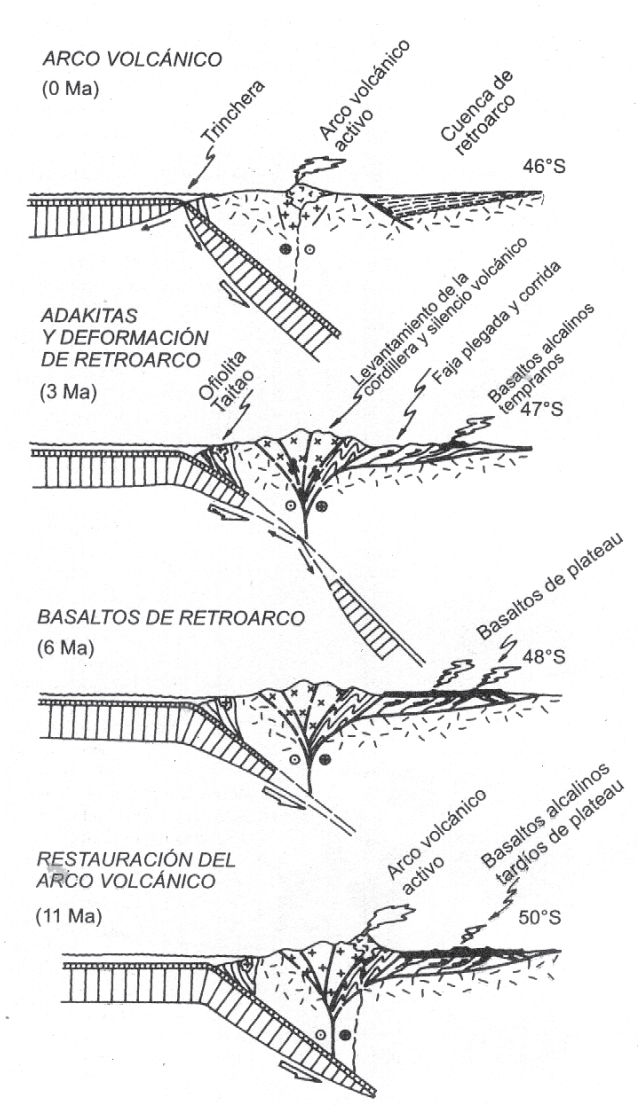


Figura 28: Esquema de evolución tectónica de la Cordillera Patagónica Austral relacionada con la colisión de la dorsal sísmica de Chile (basado en Stern et al., 1976; Ramos y Kay, 1992).

(Stern et al., 1976). La colisión de la dorsal se ha realizado en segmentos discretos, a los 10, 6 y 3 Ma (Ramos, 1989b; Ramos y Kay, 1992), lo que ha producido un silencio volcánico en el arco magmático y el desarrollo de ventanas astenosféricas que han controlado la efusión de basaltos de plateau detrás del arco. En forma paralela al cese de la actividad del arco volcánico, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la Cordillera Patagónica, con un concomitante desarrollo de la faja plegada y corrida con un importante acortamiento orogénico, ausente en el segmento norte de la Cordillera Patagónica (Figuras 27 y 28). Este acortamiento carácterizado por el desarrollo de bajocorrimientos y zonas triangulares domina el frente orogénico entre el lago Posadas y el lago San Martín (Ramos, 1988c). Hacia el sur un frente emergente caracteriza la deformación neógena entre el lago Viedma y el lago Argentino (Kraemer, 1993).

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

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

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

Segmento Fueguino (52°00' - 54°00'S)

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

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar expresa constancia de nuestro agradecimiento al Servicio Geológico que a través de los años ha permitido conocer el territorio nacional y a la Universidad de Buenos Aires, por haberme formado y permitir que siga estudiando los problemas geológicos del país. Muchas de las hipótesis presentadas han sido el resultado de largas discusiones con numerosos colegas y mis compañeros del Laboratorio de Tectónica Andina.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

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

ACEÑOLAZA, F.G., 1978. El Paleozoico inferior argentino según sus trazas fósiles. Ameghiniana 15(1-2): 15-64.

ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1982. El icnogénero *Oldhamia* (traza fósil) en Argentina. Caracteres morfológicos e importancia estratigráfica en formaciones del Cámbrico inferior de Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 1: 705-720.

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

ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A., 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En: Bruton, D.L. (Ed.):Aspects of the Ordovician system. Paleontological Contributions from the University of Oslo 295: 203-209, Oslo.

ACEÑOLAZA, F.G., BENEDETTO, J.L., KOUKHARSKY, M., SALFITY, J.A. y VIERA, O., 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Nota breve. Asociación Geológica Argentina, Revista 27(3): 345-346, Buenos Aires.

ACEÑOLAZA, F.G., MILLER, H. y TOSELLI, A.J., 1996. Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Heste, A 19: 1-410, München.

ACEÑOLAZA, F.G., ACEÑOLAZA G.F., y ESTEBAN, S., 1999. Bioestratigrafía de la Formación Puncoviscana y unidades equivalentes en el NOA. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología del Noroeste Argentino, Tomo 1: 91-114, Salta.

AGUIRRE-URRETA, M.B. y LO FORTE, G.L., 1996. Los depósitos tithoneocomianos. En: Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(7): 179-229, Buenos Aires.

AGUIRRE-URRETA, M.B. y RAMOS, V.A., 1981.Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 101-138, Buenos Aires.

ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y. y BRITO NEVES, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim 7: 45-80, Sao Paulo.

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

ÁLVAREZ, P.P. y RAMOS, V.A., 1999. The Mercedario Rift System in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°SL). Journal of South American Earth Sciences 12(1): 17-31.

ÁLVAREZ, P.P., AGUIRRE-URRETA, M.B., GODOY, E. y RAMOS, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'-34°00'LS). 8° Congreso Geológico Chileno, Volumen 1: 425-429, Antofagasta.

ANDREIS, R.R., ARCHANGELSKY, S., GONZÁLEZ, C.A., LÓPEZ GAMUNDI, O. y SABATTINI, N., 1987. Cuenca Tepuel-Genoa. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, 169-196, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

ARAMAYO FLORES, R.F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, v. 6(17): 2-16, Buenos Aires.

ARDOLINO, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somun Cura. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, Buenos Aires.

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

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

ASTINI, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. Asociación Geológica Argentina, Revista 53(4): 445-460, Buenos Aires.

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

ASTINI, R.A., BENEDETTO, J.L. y VACCARI, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin 107(3): 253-273, Boulder.

ASTINI, R., RAMOS, V.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E. y CAÑAS, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 293-324, Buenos Aires.

AZCUY, C.L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. 10°Congres International Stratigraphie Geologie Carbonifère, Compte Rendus 4: 281-293, Madrid.

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

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

BAHLBURG, H. y HERVÉ, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. Geological Society of America, Bulletin 109(7): 869-884, Boulder.

BAHLBURG, H. y ZIMMERMANN, U., 1999. La cuenca ordovícica de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R.y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 185-187, Salta.

BECCHIO, R., LUCASSEN, F., FRANZA, G., VIRAMONTE, J. y WEMMER, K., 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S). Metamorfismo y Geocronología. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 58-72, Salta.

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

BENEDETTO, J.L., SÁNCHEZ, T.M., CARRERA, M.G., BRUSSA, E.D. y SALAS, M.J., 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa)

BIANUCCI, H. y HOMOVC, J.F. 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 539-546. Buenos Aires.

BIDDLE, K., SNAVELY III, P.D. y ULIANA, M.A., 1996. Plateau de las Malvinas. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 225-252, Buenos Aires.

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

BORDONARO, O., KELLER, M. y LEHNERT, O., 1996. El Ordovícico de Ponon Trehue en la provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. 12° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas: 1: 541-550, Buenos Aires.

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

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

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

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

BOSSI, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal (provincia de San Juan, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 23-38, Buenos Aires

BOWRING, S.A. y MARTIN, M.W., 1999. High precision U-Pb geochronology, the tempo of evolution and the record from Gondwana. Journal of African Earth Sciences 28(1): 187-201, Great Britain.

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

CAGNOLATTI, M., COVELLONE, G., ERLICHER, J. y FANTIN, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande - Cuenca Austral - Tierra del Fuego - Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-152, Tucumán.

CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.

CAMINOS, R., HALLER, M.A., LAPIDO, O., LIZUAIN, A., PAGE, R. y RAMOS, V.A., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 759-786, Buenos Aires.

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

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

CHARRIER, R. 1984. Áreas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de tras-arco jurásico-cretácica, Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30'S. 9°Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 107-124, Buenos Aires.

CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER III, C.C., NORELL, M.A., ZAPATA, F., MCKENNA, M.C. y NOVACEK, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. Journal of South American Earth Sciences 9(5/6): 393-422, Great Britain.

CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1999. The San Rafael Block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 23-26, Carlos Paz.

CLAVIJO, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petroleras (Tercera Época) v. 9: 15-32, Buenos Aires.

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

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

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

COIRA, B.L. y RAMOS, V.A., 1995. Field guide to the geology of Northwestern Argentina and Chile (San Salvador de Jujuy, Argentina - Antofagasta, Chile). IGCP Projects 376 Laurentian- Gondwanan connections before Pangea, 1-74, S.S. Jujuy.

COIRA, B.L., DAVIDSON, J.D., MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Science Review 18(3-4): 303-332, Amsterdam.

COIRA, B., MANCA, M.y CHAILE, W., 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica 4: 53-60, Tucumán.

COIRA, B., MAHLBURG KAY, S. y VIRAMONTE, J., 1994. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. International Geology Review 35: 677-720, Lancaster.

COIRA, B., TOSELLI, A., KOUKHARSKY, M., ROSSI DE TOSELLI, J. y KAY, S.M., 1999a. Magmatismo famatiniano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 189-211, Salta.

COIRA, B.L., MAHLBURG KAY, S., PÉREZ, B., WOLL, B., HANNING, M. y FLORES, P., 1999b. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).

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

CONTI, C.M., RAPALINI, A.E., COIRA, B. y KOUKHARSKY, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: a clue of Gondwana-Laurentia interaction?. Geology 24(10): 953-956, Boulder.

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

CRISTALLINI, E.O. y RAMOS, V.A., 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En: Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 231-273, Buenos Aires.

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

CRISTALLINI, E., COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1997. Deep structure of the Metan - Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. Journal of South America Earth Sciences 10(5-6): 403-421.

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

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

DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of the southern Pampean Ranges. Tectonics 6(3): 249-260.

DALLA SALDA, L. y FRANCESE, J., 1985. Los granitoides de Tandil. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires: 845-861, La Plata.

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

DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 451-468.

DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 39 (1-2): 68-93, Buenos Aires.

DALLA SALDA, L., BOSSI, J. y CINGOLANI, C., 1989. The Río de La Plata cratonic region of Southwestern Gondwanaland. Episodes 11(4): 263-269, Ottawa.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. Geology 20: 617-620, Boulder.

DALLA SALDA, L., DALZIEL, I.W.D., CINGOLANI, C.A. y VARELA, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. Geology 20: 1059-1062, Boulder.

DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C.A., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 358-366, Buenos Aires.

DALLA SALDA, L., VARELA, R., CINGOLANI, C.A. y ARAGÓN, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal South American Earth Sciences 7(3-4): 377-386. Great Britain.

DALLA SALDA, L.H., LÓPEZ DE LUCHI, M.G., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian orogenic belt (a review). En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society Special Publication 142: 219-234.

DALZIEL, I.W.D, DE WIT, M.F. y PALMER, K.F., 1974.- Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature 250(5464): 291-294, London.

DAMM, K.W., PICHOWIAK, S., HARMON, R.S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. y NIEMEYER, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.) Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America, Special Paper 241: 101-126, Boulder.

DAVIES, J.H. y BLACKENBURG, F. VON, 1994. Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planetary Science Leters 129: 85-102.

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

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

DI PERSIA, C.A., 1967. Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado. 2° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta), Actas 3: 147-154, Buenos Aires.

DO CAMPO, M., 1999. Metamorfismo del basamento en la Cordillera Oriental y borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.) Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 41-51, Salta.

ECHEVESTE, H., RIBOT, A., TEIXEIRA, W., FERNÁNDEZ, R., GIRARDI, V.A.V., PICCIRILLO, E.M., BELIENI, G. y IACUMIN, M., 1997. Preliminary Rb/Sr geochronology of calc-alkaline dykes from the Tandilia system, Buenas Aires province, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology 107-109, Sao Paulo.

ESCAYOLA, M.P., RAMÉ, G.A y KRAEMER, P.E., 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3°Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 421-438, Buenos Aires.

ESPEJO, I.S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita), Buenos Aires.

FANTINI, R., PETER GROMET, L., SIMPSON, C. y NORTHRUP, C.J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implicatons for Laurentia-Gondwana interactions. 10°Congreso Latinoamericano de Geología y 6°Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392, Buenos Aires.

FÉRNANDEZ-SEVESO, F. y TANKARD, A.J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo basin of western Argentina and its regional implications. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R.y Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 285-301, Tulsa.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M.A., BRISSON, I.E. y ÁLVAREZ, L.A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina, Comptes Rendus, 12° International Congress on the Carboniferous-Permian Systems, 2: 223-260- Buenos Aires.

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

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

FIGUEIREDO, A.M.F., DE MIRANDA, A.P., FERREIRA, R.F. y ZALAN, P.V., 1996. Cuenca de San Julián. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 193-212, Buenos Aires.

FITZGERALD, M.G., MITCHUM, R.M., ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 74(6): 879-920, Tulsa.

FLORES, M.A. y CRIADO ROQUÉ, P., 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias, 567-579, Córdoba.

FOLGUERA, A. y RAMOS, V.A., 1999. Control estructural del volcán Copahue: implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36º-39ºS). Asociación Geológica Argentina, Revista (en prensa), Buenos Aires.

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

FRANCHI, M. y PAGE, R.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut Occidental Asociación Geológica Argentina, Revista 35(2): 208-229, Buenos Aires.

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

GALLISKI, M. y VIRAMONTE, J., 1988. The Cretaceous paleorift in North-western Argentina: a petrological approach. Journal of South America Earth Sciences 1: 329-342, N. Ireland.

GANGUI, A., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modeling in the northern Puna/ Eastern Cordillera. Ph. D. Dissertation, Freie Universität, B(27): 1-176, Berlín.

GIMÉNEZ, M.E., MARTÍNEZ, P.M. e INTROCASO, A., 1999. A crustal model for different gravimetric gradients in the area between the Bermejo basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. Journal of South American Earth Sciences (en prensa).

GIRARDI, V.A.V., MAZZUCCHELLI, M., MOLESINI, M., CIVETTA, L., PETRINI, R., BOSSI, J., CAMPAL, N., TEIXEIRA, W. y CORREIA, C.T., 1996. Petrology and geochemistry of the mafic dyke swarm of the Treinta y Tres region, Northeast Uruguay. Journal of South America Earth Sciences 9(3/4): 243-249.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi. Asociación Geológica Argentina, Revista 34(2): 113-124, Buenos Aires.

GONZÁLEZ FERRÁN, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, 1-640, Santiago.

GÖTZE, H.J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S. y STRUNK, S.,1994. The lithospheric structure of the central Andes (20°-25°S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. En: Reutter, K.J., Scheuber E. y Wigger P.J. (Eds.): Tectonic of southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 23-48.

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

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

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

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

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

GROMET, P. y SIMPSON, C., 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean orogeny, Sierras de Córdoba. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 149-151.

GUTIÉRREZ, P.R., BARREDA, V.D., TROILO, L., LIMARINO, C.O. y ROMERO, E.J., 1997. Hallazgo de una asociación palinológica miocena con flora asociada en la «Serie del Yeso», Valle del Cura, San Juan. 10º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes, Mendoza.

HALLER, M.A. y RAMOS, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 66-83, Buenos Aires.

HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., SEGGIARO, R.E. y GONZÁLEZ, M.A., 1999. Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes entre 23º y 24ºS, provincia de Jujuy, NO de Argentina. 1º Seminario Iberoamericano de Cuencas de Antepaís en los Andes, los Pirineos y los Varíscides, Universidad de Barcelona, Comunicaciones: 20-24, Barcelona.

HERNÁNDEZ, R.M., REYNOLDS, J. y DISALVO, A., 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Serie 12(45): 80-93, Buenos Aires.

HERVÉ, F., ARAYA, E., FUENZALIDA, J. y SOLANO, A., 1979. Nuevos antecedentes acerca de la geología de la costa de Chiloé continental. 10º Región, Chile. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 629-638, Buenos Aires.

HONGN, F.G., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. Asociación Geológica Argentina, Revista 49: 256- 268, Buenos Aires.

HONGN, F.D. y MON, R., 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 212-216, Salta.

INTROCASO, A. y RAMOS, V.A., 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3: 27-46, Buenos Aires.

INTROCASO, A., PACINO, M.C. y FRAGA, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean

crustal shortening between latitudes 30º and 35° S. Tectonophysics 205 (1-3): 31-48, Amsterdam.

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

ISACKS, B., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R. y RAMOS, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5º Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 3: 587-606, Buenos Aires.

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

JORDAN, T.E., ISACKS, B., RAMOS, V.A. y ALLMENDINGER, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26, Ottawa.

JORDAN, T.E., TAMM, V., FIGUEROA, G., FLEMINGS, P.B., RICHARDS, D., TABBUTT, K. y CHEATHAM, T., 1995. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. Revista Geológica de Chile 23(1): 43-80, Santiago.

JORDAN, T.E., KELLEY, S., FERNÁNDEZ, A., FERNÁNDEZ SEVESO, F., RÉ, G. y MILANA, J.P., 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. Segundas Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas: 142-147, San Juan.

KAY, S.M. y RAMOS, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453-464, Buenos Aires.

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

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

KAY, S.M., RAMOS, V.A. y MÁRQUEZ, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. Journal of Geology 101: 703-714, Chicago.

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

KAY, S.M., MPODOZIS, C. y COIRA, B., 1999a. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). En: Geology and Mineral Deposits of Central Andes. Society of Economic Geology, Special Publication 2: 1-35.

KAY, S.M., ARDOLINO, A., GORRING, M. y RAMOS, V.A., 1999b. The Patagonian Soumuncura large igneous province: interaction between a Late Oligocene transient hot-spot like and subducted slab processes. Journal of Petrology (submitted).

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

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

KENDRICK, E.C., BEVIS, M., SMALLEY, R.F., CIFUENTES, O. y GALBAN, F., 1999. Current rates of convergence acrpss tha Central Andes: estimates fron continuous GPS observations. Geophysical Research Letters 26(5): 541-544.

KEPPIE, J.D. y BAHLBURG, H., 1999. The Puncoviscana Formation of Northwestern and Central Argentina: passive margin or foreland basin deposit?. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).

KLEY, J., 1996. Transition from basement involved to thin skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. Tectonics 15(4): 763-775.

KLEY, J., 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. Journal of South American Earth Scienes 12(2): 221-235.

KOKOGIÁN, D.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(7): 65-78, Buenos Aires.

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

KOUKHARSKY, M., MUNIZAGA, F., LEAL, P., CORREA, M.J. y DE BRODTKORB, M.K., 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and norte de Córdoba ranges, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology (Córdoba), Actas: 76-77.

KOZLOWSKY, E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.

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

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

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

LAZARTE, J.E., 1987. Contribución a la petrología de los granitoides de la sierra de Papachacra, Catamarca, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 69-72.S.M. de Tucumán.

LAZARTE, J.E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas: Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 270 pp. (inédita).

LAZARTE, J.E., 1992. La Formación Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo del magmatismo paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos: Estudios Geológicos 48: 257-267, Madrid.

LESTA, P., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extraandino. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1306 -1387, Córdoba.

LINARES, E. y GONZÁLEZ, R.R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria 19: 1-628, Buenos Aires.

LINARES, E. y LATORRE, C., 1975. La edad del Granito de Aguilar, provincia de Jujuy, Argentina. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 91-98, Buenos Aires.

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

LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29º-31ºS), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17(1): 89-108, Santiago.

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

LLAMBÍAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 85-118, Buenos Aires.

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

LLAMBÍAS, E., QUENARDELLE, S., ORTIZ SUÁREZ, A. y PROZZI, C., 1996. Granitoides sincinemáticos de la Sierra Central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496, Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E.J., SATO, A.M., ORTIZ SUÁREZ, A. y PROZZI, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication 142: 325-341.

LÓPEZ DE LUCHI, M.G., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, sierra de San

Luis, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O., AZCUY, C.L., CUERDA, A., VALENCIO, D.A. y VILAS, J.F., 1987. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 101-132, Córdoba.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., ESPEJO, I.S., CONAGHAN, P.J., POWELL, C. MCA. y VEEVERS, J.J., 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J. y Powell, C.McA. (Eds.): Permian-Triassic Pangea basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184: 281-329, Boulder.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., CONAGHAN, P., ROSSELLO, E.A. y COBBOLD, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Varisican foreland basin. Journal of South American Earth Sciences 8(2): 129-142.

LORK, A. y BAHLBURG, H., 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2°Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 1-6, Buenos Aires.

LOSKE, W., MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNÁNDEZ, M.I., 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 102.

LUCASSEN, F. y FRANZ, G., 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of Northern Chile. Journal of Metamorphic Geology 14: 249-265.

LUCASSEN, F. y FRANZ, G., 1997. Crustal reciclyng of metamorphic basement: Late Paleozoic granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at 22°S. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1344-1348, Antofagasta.

LUCASSEN, F., WILKE, H.G., VIRAMONTE, J., BECCHIO, R., FRANZ, G., LABER, A., WEMMER, K. y VROON, P., 1996. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S) a metamorphic view. 3° International Symposium on Andean Geodynamics, Abstracts: 779-782, Saint Maló.

LUCASSEN, F., LEWERENZ, S., FRANZ, G., VIRAMONTE, J. y MEZGER, K., 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. Contribution to Mineralogy and Petrology 134: 325-341.

MANCEDA, R. y FIGUEROA, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219-232, Buenos Aires.

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

MÁNGANO, M.A., 1993. Dinámica sedimentaria y tafonomía en las secuencias ordovícicas volcaniclásticas de la Formación Suri, Sistema de Famatina. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inédita), 260 pp., Buenos Aires.

MARTÍNEZ, M.P., GIMÉNEZ, M.E., INTROCASO, A. y ROBLES, J.A., 1997. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones ubicadas en 36º, 37º y 39º de latitud sur. 7º Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 101-105, Antofagasta.

MCDONOUGH, M.R., RAMOS, V.A., ISACHSEN, C.E., BOWRING, S.A. y VUJOVICH, G.I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 340-342, Buenos Aires.

MELCHOR, R.N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral (inédita), 272 pp., La Plata.

MELCHOR, R.N., TICKYJ, H. y DIMIERI, L.V., 1999. Estratigrafía, sedimentología y estructura de las calizas de la Formación San Jorge, (Cámbrico-Ordovícico), oeste de La Pampa. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 389-392.

MÉNDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. y VIERA, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna oriental. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 89-100, Buenos Aires.

MILANA, J.P. y ALCOBER, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la Cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 49(3-4): 217-235, Buenos Aires.

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

MILANI, E.J. y RAMOS, V.A., 1999, Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência na Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociencias 28(4): 527-544, Sao Paulo.

MOJICA, H.J. y ZORZÍN, V., 1996, Extensión oriental de la tectónica andina en la llanura salteña, Provincia de Salta. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 77-83, Buenos Aires.

MON, R. y HONGN, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Asociación Geológica Argentina, Revista 42(1): 31-38.

MOSQUERA, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 573-568.

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

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

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

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

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

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

NORTHRUP, C.J., SIMPSON, C. y GROMET, P., 1998. Early Paleozoic history of the eastern Sierras Pampeanas, Argentina: development of a Cambrian arc and accretionary prism along the margin of Gondwana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 400-403, Buenos Aires.

NULLO, F.E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39 d, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167: 1-70, Buenos Aires.

OLIVERO, E.B. y MALUMIÁN, N., 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego island, Argentina. American Association of Petroleum Geologists 83(2): 295-313.

OMARINI, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral 202 pp.(inédita), Salta.

OMARINI, R.H. y DO CAMPO, M., 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite precámbrico cámbrico en el noroeste argentino (Formación Puncoviscana): consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 300-309.

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

OMARINI, R.H., VIRAMONTE, J.G., CORDANI, U., SALFITY, J.A. y KAWASITA, K., 1984. Estudio geocronológico Rb-Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de Los Cobres - provincia de Salta, 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 3: 146-158, Buenos Aires.

OMARINI, R.H., ALONSO, R. y MARCUZZI, J.J., 1993. Hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 48(2): 179-183.

OMARINI, R.H., SUREDA, R.J., GÖTZE, H.J., SEILACHER, A. y PLÜGER, F., 1999 a. Puncovicana fold belt in Northwestern Ar-

gentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. International Journal of Earth Sciences 88: 76-97.

OMARINI, R.H., SUREDA, R.J., TOSELLI, A. y ROSSI, J., 1999 b. Magmatismo, Ciclo Pampeano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 29-40, Salta.

OTAMENDI, J.E., NULLO, F.E., PATIÑO DOUCE, A.E. y FAGIANO, M., 1998. Geology, mineralogy, and geochemistry of syn-orogenic anatectic granites from the Achiras Complex, Córdoba, Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. Journal of South America Earth Sciences 11(4): 407-423.

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

PALMA, M.A. y YRIGOYEN, M.V., 1987. Los estratos de Botijuela en la Puna Catamarqueña. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 2: 139-142, Tucumán.

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

PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1993. The Jurassic acidic volcanism of Northeast Patagonia: a short lived event of deep origin. 2° International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings: 423-425, Oxford.

PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters 134: 23-26, Amsterdam.

PANKHURST, R., RAPELA, C., SAAVEDRA, J., BALDO, E., DAHLQUIST, J., PASCUA, I. y FANNING, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the Central Sierras Pampeanas: an early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication 142: 343-367.

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

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

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

PÉREZ, W.A., 1991. Contribución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Provincia de la Rioja. Universidad Nacional de Tucumán, Tesis doctoral (inédita) 305 pp., Tucumán.

PÉREZ, W.A., LENCINA, R. y DURAND, F.R., 1991. Las milonitas de la sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: indicadores cinemáticos, edad y significado geotectónico. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 6-10, Viña del Mar.

PEZZI, E.E., y MOZETIC, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 65-78, Tucumán.

PILGER, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: Journal geological Society of London, 141: 793-802.

PINESE, J.P.P., TEIXEIRA, W., GIRARDI, V.A.V., ECHEVESTE, H., RIBOT, A., FERNANDEZ, R., IACUMÍN, M., PICCIRILLO, E.M. y RENNE, P.R., 1999. Geochemistry and geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms from the Tandilia System, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 261-263, Carlos Paz.

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

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

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

POMA, S. y ZAPPETTINI, E., 1999. Magmatismo, Ciclo Gondwánico. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 241-253, Salta.

QUENARDELLE, S., 1995, Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 50(1-4): 229-236.

QUENARDELLE, S. y RAMOS, V.A., 1999. The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).

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

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

RAMOS, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 159-202, Buenos Aires.

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

RAMOS, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.

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

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

RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 311-325,Buenos Aires.

RAMOS, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2): 104-118, Antofagasta.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

RAMOS V.A., 1999a. Los Andes: Topografía y acortamiento orogénico. Petrotecnia, Revista del Instituto Argentino del Petróleo y del Gas 40(3): 26-32, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., 1999b. El segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales. Acta Geológica Hispánica (en prensa).

RAMOS, V.A., 1999c. Plate tectonic setting of the he Andean Cordillera, Episodes, (en prensa).

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

RAMOS, V.A. y ÁLVAREZ, P., 1996. Early Mesozoic Tectonics of the High Andes of

Argentina and Chile. En: Riccardi, A.C. (Ed.): Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum 1-2: 387-396, Transtec Publications, Zurich.

RAMOS, V.A. y BARBIERI, M., 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 43(2): 210-223, Buenos Aires.

RAMOS, V.A. y BASEI, M.A., 1997a. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. South American Symposium on Isotope Geology, 250-252, Sao Paulo.

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

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

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

RAMOS, V.A. y KAY, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A., Vatin-Perignon, N. y Laubacher, G. (Eds.): Andean Geodynamics Symposium (Grenoble). Tectonophysics 205: 261-282, Amsterdam.

RAMOS, V.A. y PALMA, M.A., 1983. Las lutitas pizarreñas del cerro Dedo, Lago La Plata, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 38(2): 148-160, Buenos Aires.

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

RAMOS, V.A., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUÑOZ, J., 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth Science Reviews 18(3-4): 411-443, Amsterdam.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 84-106, Buenos Aires.

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

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880, Washington.

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

RAMOS, V.A., LEGUIZAMÓN, A., KAY, S.M. y TERUGGI, M., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 357-360, San Juan.

RAMOS, V.A., MUNIZAGA, F. y KAY, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 892-896, Viña del Mar.

RAMOS, V.A., VUJOVICH, G., KAY, S.M. y MCDONOUGH, M.R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., MAHLBURG KAY, S. y SACOMANI, L., 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1172-1176, Concepción.

RAMOS, V.A., VUJOVICH, G.I. y DALLMEYER, R.D., 1996a. Los klippes y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 377-392, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., CEGARRA, M. y CRISTALLINI, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). Tectonophysics 259: 185-200, Amsterdam.

RAMOS, V.A., DALLMEYER, D. y VUJOVICH, G., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, Central Argentina. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, Special Publication, 142: 143-158, London.

RAMOS, V.A., ESCAYOLA, M., MUTTI, D. y VUJOVICH, G.I., 1999. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. En: Dilek, Y. y Moores, E. (Eds.): Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from field studies and ocean drilling program. Memoir of the Gelogical Society of America (in press).

RAPALINI, A.E. y ASTINI, R.A., 1997. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. Earth and Planetary Science Letters 155: 1-14.

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

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

RAPELA, C.W. y PANKHURST, R., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? and crustal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 491, Buenos Aires.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y BONALUMI, A.A., 1991a. Edad geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 19-22, Santiago.

RAPELA, C.W., DIAS, C.F., FRANCESE, J.R., ALONSO G. y BENVENUTO, A.R., 1991b. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18(2): 121-138, Santiago.

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

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., BALDO, E.G.A. y SAAVEDRA, J., 1997. Low-Pressure anatexis during the Pampean orogeny. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1714-1718, Antofagasta.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J. y GALINDO, C., 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. Geology 26(8): 707-710.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., BALDO, E.G.A., SAAVEDRA, J. y GALINDO, C., 1998b. Las colisiones continentales Pampeana y famatiniana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6 ° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 404.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R., DAHLQUIST J. y FANNING, C.M., 1999. U-Pb shrimp ages of Famatinian granites: new constraints on the timing, origin, and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. 2° South American Symposium on Isotope Geology (Córdoba), Actas: 264-267.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O., SCASSO, R., LANÉS, S. y IGLESIAS LLANOS, M.P., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 52(2): 228-234, Buenos Aires.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N. y RAGONA, D., 1995. The structure and stratigraphy of Cordillera Frontal at Castaño Viejo, San Juan. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts: 22-23, San Juan.

ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUÉ, P., 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 1-60, Buenos Aires.

ROSSELLO, E. y MOZETIC, M.E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Boletim 107-113, Río Claro.

ROSSELLO, E.A., MOZETIC, M.E. y LÓPEZ DE LUCHI, M.G., 1999. El basalto de La Puerta de San José (Belén Catamarca): Un nuevo testimonio del rifting cretácico en el noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 194-196.

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

SALFITY, J. y GORUSTOVICH, S.A., 1984. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. Asociación Geológica Argentina, Revista 38(1983, 3-4): 437-453, Buenos Aires.

SALFITY, J.A. y MARQUILLAS, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.): Cretaceous Tectonics of the Andes, Vieweg ed., 266-315.

SALFITY, J., GORUSTOVICH, S.A. y MOYA, M.C., 1984a. Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino. Simposio Internacional de Tectónica Centroandina y relación con los Recursos Naturales (reprint), 1-22, La Paz.

SALFITY, J.A., MALANCA, S., BRANDAN, E.M., MONALDI, C.R. y MOYA, M.C., 1984b. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567, Buenos Aires.

SALFITY, J., GORUSTOVICH, S.A., MOYA, M.C. y AMENGUAL, R., 1984c. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 539-554, Buenos Aires.

SATO, A.M., TICKYJ, H., LLAMBÍAS, E.J. y SATO, K., 1999. Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar age constraints of the Grenvillian Las Matras Pluton, Central Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 122-126, Carlos Paz.

SCHMITZ, M., 1993. Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung kurstaler Deformation. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlunge B 20: 1-127, Berlin.

SIGA JUNIOR, O., BASEI, M.A.S. y MACHIAVELLI, A., 1993. Evolucao geotectonica da porcao NE de Santa Catarina e SE do Parana, com base em interpretacoes geocronológicas. Revista Brasileira de Geociencias 23(3): 215-223, Sao Paulo.

SIMPSON, C., LAW, R.D., NORTHRUP, C.J. y. MARTINO, R.D., 1998. Crustal shortening of the Cambrian arc and post-metamorphic shera zones in the Sierras Pampeanas. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 394-399, Buenos Aires.

SIMS, J.P., IRELAND, T.R., CAMACHO, A., LYONS, P., PIETERS, P.E., SKIRROW, R.G., STUART-SMITH, P.G. y MIRÓ, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochrnology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publication 142: 259-281.

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

STARCK, D., 1995. Silurian Jurassic stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez S., R. y Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 251-267, Tulsa.

STARCK, D., 1999. Evolución estratigráfica de la Cuenca de Tarija. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 2: 227-234, Salta.

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

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

STERN, CH. y DE WITT, M.J., 1980. The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: evidence from Chilean ophiolites. En: Panayiotou, A. (Ed.): Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus (1979): 497-506.

STERN, CH., SKEWES, M.A. y DURÁN, M., 1976. Volcanismo orogénico en Chile Austral. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (F): 195-212, Santiago.

STERN, CH.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J.,1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile 23: 39-52, Santiago.

STIPANICIC, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional (México). Sección 2. Mesozoico Hemisferio Occidental: 73-112, México.

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

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

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

STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULÍES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista 23(2): 67-98, Buenos Aires.

STRELKOV, E.E. y ALVAREZ, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca triásica mendocina-sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3: 115-130, Buenos Aires.

SUREDA, R.J., OMARINI, R.H. y ALONSO, R., 1999. El ciclo pannotiano, la perspectiva histórica y las nuevas definiciones. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 21-27, Salta.

TERUGGI, M. y KILMURRAY, J., 1975. Tandilia. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 55-57, Buenos Aires.

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

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

TOMEZZOLI, R.N. y VILAS, J.F., 1999. Plaeomagnetic constraints on the age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. Geophysical Journal Interior 138: 857-870.

TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J.N. y SAAVEDRA, J., 1987. Petrological and geochemical considerations about the Lower Paleozoic Granitoids of the Pampean Ranges, Argentina. Revista Brasileira de Geociencias 17(4): 619-622.

TOSELLI, A., SAAVEDRA, J. y ROSSI DE TOSELLI, J.N., 1996. Interpretación geotectónica del magmatismo del sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, A 19: 283-292, München.

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

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

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

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

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T. y CERDAN, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, American Association Petroloeum Geologists, Memoir 46: 599-614.

VARELA, R. y DALLA SALDA, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 47(3): 271-276, Buenos Aires.

VARELA, R., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1988. Geocronmología Rb/Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires. 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses: 291-304, Bahía Blanca.

VARELA, R., LÓPEZ DE LUCHI, M., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja: implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 519-527, Buenos Aires.

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

VICENTE, J.C., 1972. Apercu sur l'organization et l'evolution des Andes argentino-chiliennes

centrales au paralléle de Aconcagua. 24° International Geological Congress (Ottawa), Section 3: 423-436, Ottawa.

VICENTE, J.C., SEQUEIROS, F., VALDIVIA, M.A. y ZAVALA, J., 1979. El sobreescurrimiento de Cuicha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al noroeste de Arequipa. Sociedad Geológica del Perú, Boletín 61: 67-100.

VICENTE, O.M., 1975. Caracteres estructurales del Area Sur de General Alvear, Provincia de Mendoza. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 197-214, Buenos Aires.

VILLAR, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3(4): 610-633, Antofagasta.

VISTALLI, M.C., 1999. Cuenca Siluro Devónica. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 168-184, Salta.

VON GOSEN, W. y PROZZI, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, B.y Rapela, C.W. (Eds.): Protomargin of Gondwana, Geological Society, Special Publication 142: 235-258, London.

VON HUENE, R., CORVALÁN, J., FLUEH, E.R., HINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C.R., WEINREBE, W. y THE CONDOR SCIENTISTS, 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. Tectonics 16(3): 474-488, Washington.

VUJOVICH, G.I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 17-22, Buenos Aires.

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

WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. J. Peuser, Tomo 2, 1-645, Buenos Aires.

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

YRIGOYEN, M.R., 1975. La edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 29-56, Tucumán.

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

YRIGOYEN, M.R., 1981. Mapa geológico de la provincia de San Luis. Escala 1:500.000. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis.

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

ZAPATA, T.R., BRISSÓN, I. y DZELALIJA, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén basin. Thrust Tectonics, Abstracts: 122-124, London.

ZAPPETTINI, E.O., 1990. Carbonatitas de la Puna Oriental, Provincias de Jujuy y Salta. Primeras Jornadas de Tierras Raras, Resúmenes expandidos, Córdoba.

ZAPPETTINI, E.O., BLASCO, G. y GODEAS, M., 1997. El volcanismo Paleógeno de la Puna Occidental. República Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 291-296, Antofagasta.

ZEIL, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1-1981(3/4): 298-318, Stuttgart.

Recibido: octubre 1999

2. TECTÓNICA CUATERNARIA

A) TECTÓNICA CUATERNARIA DE LA REGIÓN ANDINA DEL NUEVO CUYO (28°- 38° LS)

José M.Cortés[1], Patricia Vinciguerra[2], Marcela Yamín[2] y María M.Pasini

INTRODUCCIÓN

Hasta la primera mitad del siglo XX, el conocimiento de la tectónica cuaternaria de la región andina de Cuyo avanzó principalmente a la luz del impacto producido por los grandes terremotos destructivos, destacándose las investigaciones de Bodenbender (1894), Loos (1926, 1928), Lukenheimer (1930), Groeber (1944) y Castellanos (1944), y por el impulso individual de investigadores como Fossa Mancini (1936, 1937, 1939), Polanski (1963) y Harrington (1944), entre otros. Los estudios referidos a la construcción de grandes presas hidroeléctricas han aportado también a ese conocimiento (Groeber y Tapia, 1926; Antelo Pérez, 1979, Castaño, 1979). La investigación de la deformación cuaternaria y de la sismicidad y peligro sísmico del territorio nacional es sostenida actualmente por distintos institutos estatales y por grupos de investigación de universidades nacionales. De gran utilidad para esos estudios es la disponibilidad de catálogos y mapas de compilación a distintas escalas de estructuras activas, como los realizados hasta el presente por Amos et al. (1981), Bastías et al. (1995), Costa (1996) y Vinciguerra y Yamín (1998a y b).

En este trabajo se brinda un panorama ordenado de las principales estructuras impresas en rocas y sedimentos asignados al Cuaternario de la región andina del Nuevo Cuyo (Figura 29), haciéndose una breve referencia cuando es posible, al marco tectónico del Neógeno y de inicios del Cuaternario (fase Diaguita) en el que dichas estructuras se inscriben. Del amplio y dispar cúmulo de datos básicos disponible sólo se da cuenta de la información más objetiva y libre de interpretaciones; en tal sentido se ha evitado hacer referencias acerca de la geometría y cinemática de las estructuras cuando éstas no se consideran seguras. Con el objeto de brindar información proveniente de investigaciones en curso se ha acentuado la descripción de la región mendocina.

La estructura cuaternaria de la región se describe en tres segmentos longitudinales (Figura 29): un tramo norte entre los 28° y 32° de latitud (provincias de San Juan y La Rioja), un tramo central entre los 32° y 33° (norte de Mendoza) y un segmento sur entre los 33° y 38° (centro y sur de Mendoza). Dicha subdivisión da cuenta de variaciones mayores en el estilo estructural y en los rasgos morfotectónicos del orógeno, controlados en parte por la geometría, dinámica y edad de las placas intervinientes y por la presencia de rasgos paleotectónicos. A la latitud de los 32° aproximadamente, la estructura cenozoica de la Precordillera cambia de un cinturón plegado y corrido al norte (Baldis y Chebli, 1969) a un sistema caracterizado por corrimientos e inversión tectónica positiva de la cuenca triásica Cuyana (Kozlowski et al., 1993), mientras que a los 33° de latitud desaparece hacia el sur la Precordillera en coincidencia con el aumento de la inclinación de la zona de Wadatti-Benioff (Smalley e Isacks, 1990).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 28°- 32° LS (SAN JUAN Y LA RIOJA)

Si bien se registra actividad sísmica en toda la región andina considerada, las evidencias de deformación cuaternaria provienen casi exclusivamente del sector montañoso y pedemontano de la Precordillera y de la depresión intermontana de Iglesia-Calingasta-Barreal. A los fines descriptivos consideramos un sector precordillerano oriental y otro occidental. Las estructuras cuaternarias del ***sector precordillerano oriental*** forman parte de dos ámbitos morfotectónicos diferentes: el borde oriental de la Precordillera Central, estructurado por corrimientos de vergencia al este, y la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) caracterizada por retrocorrimientos y pliegues asociados (Figura 29). Ambos sistemas de estructuras tardío cenozoicas definen en su conjunto una zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1993) y constituyen el frente de corrimiento del cinturón plegado y corrido de la Precordillera. Las estructuras cuaternarias deforman también el relleno de la depresión Iglesia-Calingasta-Barreal y reactivan y generan nuevo relieve en el sistema de corrimientos que caracteriza la Precordillera occidental y central (***sector precordillerano occidental***). En sentido norte-sur, las estructuras de este sector forman parte de tres segmentos con distinta orientación y configuración morfotectónica: un tramo al norte del río Jáchal, un segmento central entre los ríos Jáchal y San Juan y un tramo al sur de este último (Figura 29).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA Y DEPRESIÓN IGLESIA-CALINGASTA

Tramo al norte del río Jáchal (28° - 30° LS)

En el segmento montañoso aquí considerado se localizan numerosas evidencias de deformación cuaternaria; consisten principalmente en escarpas de falla longitudinales con ladera tanto al este como al oeste, las cuales afectan depósitos pedemontanos cuaternarios alojados en los valles intermontanos. Dicha deformación está representada por las siguientes estructuras (Bastías et al., 1985, Bastías, 1986 y Perucca y Tello, 1993, 1994): ***falla Punilla*** en la quebrada del río Volcán, sierra Yerba Loca, ***falla La Bolsa***

1. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, UBA, UNLP. 2. Universidad Nacional de La Plata

a lo largo de la sierra de la Punilla, ***falla Majaditas*** en el borde noroccidental de la sierra de la Punilla y ***falla Cachiyuyal*** en la sierra homónima (Figura 30). En la ***falla La Bolsa***, Bastías et al. (1990) determinaron el desplazamiento lateral derecho de contrafuertes montañosos; midieron 25 m de desplazamiento promedio en acarreos cuaternarios y 6 m de desplazamiento en cauces actuales. En los cordones montañosos afectados por esas fallas se localizan numerosos epicentros de sismos (Perucca y Tello, 1994). El epicentro del terremoto "Argentino" de 1894 fue ubicado por Bodenbender (1894) en las proximidades de la sierra de la Punilla cerca del límite entre las provincias de San Juan y La Rioja. Posteriormente Bastías (1986) lo atribuyó a la actividad de las fallas La Bolsa y La Punilla. Según Perucca y Tello (1994), pudo deberse también a la actividad de las fallas Las Majaditas y Cachiyuyal que presentan roturas nuevas. Distintos fenómenos de remoción en masa han sido citados por Perucca y Tello (1993) en conexión a la actividad cuaternaria de las fallas Punilla, La Bolsa y Majaditas. Hacia el norte en la provincia de La Rioja se han citado y mapeado escarpas designadas como ***fallas La Troya, El Leoncito, La Brava*** e ***Infiernillos*** (Figura 30) las cuales afectan depósitos cuaternarios o coladas basálticas, (Bastías, 1986; Bastías et al., 1990; Perucca y Tello, 1993; Bastías et al., 1995).

Tramo entre los ríos Jáchal y San Juan (30° - 31°15' LS)

En el valle de Iglesia al oeste de Rodeo, Bastías et al. (1984) identificaron dos fallas cuaternarias denominadas ***falla Pismanta*** y ***falla Las Flores***. Ambas son de orientación general norte-sur y con labio hundido al este. La observación de imágenes satelitales TM ha permitido individualizar varias escarpas aún no estudiadas cortando abanicos aluviales cuaternarios alojados en la depresión de Iglesia-Calingasta (Figura 30).

En el sector precordillerano de este tramo, la manifestación de tectónica cuaternaria más destacada por sus dimensiones y buena exposición es la ***falla El Tigre*** (Figura 30) que ha sido foco de numerosos estudios. Dicha falla se extiende por 110 km (Bastías et al., 1984) entre los ríos Jáchal y San Juan, en el margen occidental de la Precordillera. Inmediatamente al norte del río San Juan a lo largo de 15 km la falla corta en superficie rocas precenozoicas; al norte de ese tramo en el piedemonte occidental de la sierra del Tigre, muestra evidencias de rotura holocena a lo largo de 55 km, (INPRES, 1982; Bastías et al., 1984); allí afecta abanicos aluviales y pedimentos con un rumbo general N 5º E (Bastías et al., 1985).

Observaciones de superficie complementadas con datos provenientes de trincheras permiten realizar apreciaciones acerca de la geometría y cinemática de la falla El Tigre. Sobre la base de cortes de dos trincheras (INPRES, 1982, Whitney, 1983), Bastías et al. (1984) la indican como una falla normal con buzamientos al este de entre 75º y 80º y según Bastías et al. (1990) de entre 60º y 70º. La fotointerpretación del tramo entre el río San Juan y el camino de los Castañedos muestra (Bastías et al., 1984) una falla normal oblicua con fuerte componente de rumbo y 200 m de desplazamiento lateral. Desde Castañedos a Las Flores no encuentran evidencias notorias de fuertes desplazamientos laterales. Señalan asimismo la ocurrencia de sismos con mecanismos focales distensivos y componente de rumbo en la sierra del Tigre. En el área de Los Morros (aproximadamente a los 30º 45' de latitud) Bastías et al. (1985) midieron el desplazamiento lateral dextral de 280 m en un paleocauce asignado al Pleistoceno y de 25 m y 12 m en cauces actuales. Veinte kilómetros al sur de Los Morros, el desplazamiento de rumbo holoceno medido fue de 25 m a 23 m (velocidad de 5mm/a). Whitney (1900) consignó que la falla El Tigre es predominante de rumbo con una considerable componente normal en ,las zonas de trinchera; si bien no se obtuvo material datable, la morfología de las escarpas asociadas a la falla indica actividad durante el Holoceno tardío. Según este autor el último evento ha generado un movimiento de desplazamiento de inclinación de entre 0,80 a 1 m y un desplazamiento horizontal de cursos a lo largo de la escarpa de una magnitud probablemente igual.

La falla produjo modificación del drenaje actual y a ella se asocian crestas de presión, vertientes y barreales (Bastías y Uliarte, 1987; Bastías et al., 1990). En el tramo entre los 30º 50' y 30º 40' de latitud aproximadamente, el rechazo vertical aumenta hacia el norte generando una escarpa que mira al este (INPRES, 1982). La inclinación de la escarpa en distintos puntos varía entre 18º y 30º (Bastías et al., 1984). Tectoformas asociadas a transpresión y transtensión fueron halladas por Bastías y Uliarte (1991) desde la zona de Los Morros hacia el norte, donde han interpretado 8 dorsales de presión romboidales y suaves anticlinales de orientación oeste-noroeste en el piedemonte. Nueve terremotos de magnitud ≥ 5 asociados a la falla fueron hallados por el INPRES (1982) en registros de sismicidad histórica, el mayor de los cuales de magnitud 7.4 es de 1927.

Baraldo et al. (1985) destacan la posible actividad tectónica cuaternaria de la falla localizada inmediatamente al oeste de la pampa de Gualilán, que ascendió las calizas ordovícicas de la Formación San Juan (cerro Gualilán) sobre sedimentitas terciarias y depósitos de piedemonte cuaternarios. En el mismo frente serrano hacia el sur (Figura 30), Bastías et al. (1984) identificaron la ***falla La Cantera*** en el borde occidental de la sierra homónima. Algunos de sus parámetros fueron dados a conocer por Bastías y Bastías (1987) quienes la mapean como falla inversa buzante al oeste; indican asimismo en tablas una longitud de 50 km con un desplazamiento aproximado de la unidad cuaternaria (Pleistoceno superior) de 20 m y una velocidad de 0,3 mm/año. La continuación meridional de la falla La Cantera está representada según Uliarte et al. (1985) en la quebrada El Palque de Pachaco, por depósitos cuaternarios no consolidados que inclinan al oeste formando parte de una estructura sinclinal.

Tramo al sur del río San Juan (31°15' - 32°00')

En este tramo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos. Al este el sector montañoso correspondiente a las sierras del Tontal, de Hilario y de Ansilta, constituido por cordones y estrechas depresiones intermontanas; al oeste el frente de serranías bajas y las extensas cuchillas y pampas correspondientes a la sierra de Cepeda, cuchillas del Carrizal y pampas de Hilario y del Peñasco.

En el sector de cordones del interior precordillerano, la ***falla El Carrizal*** delimita el flanco oriental de las sierras de la Alcaparrosa y de Hilario (Figura 30); Quartino et al. (1971) observaron que es una falla inversa que buza al

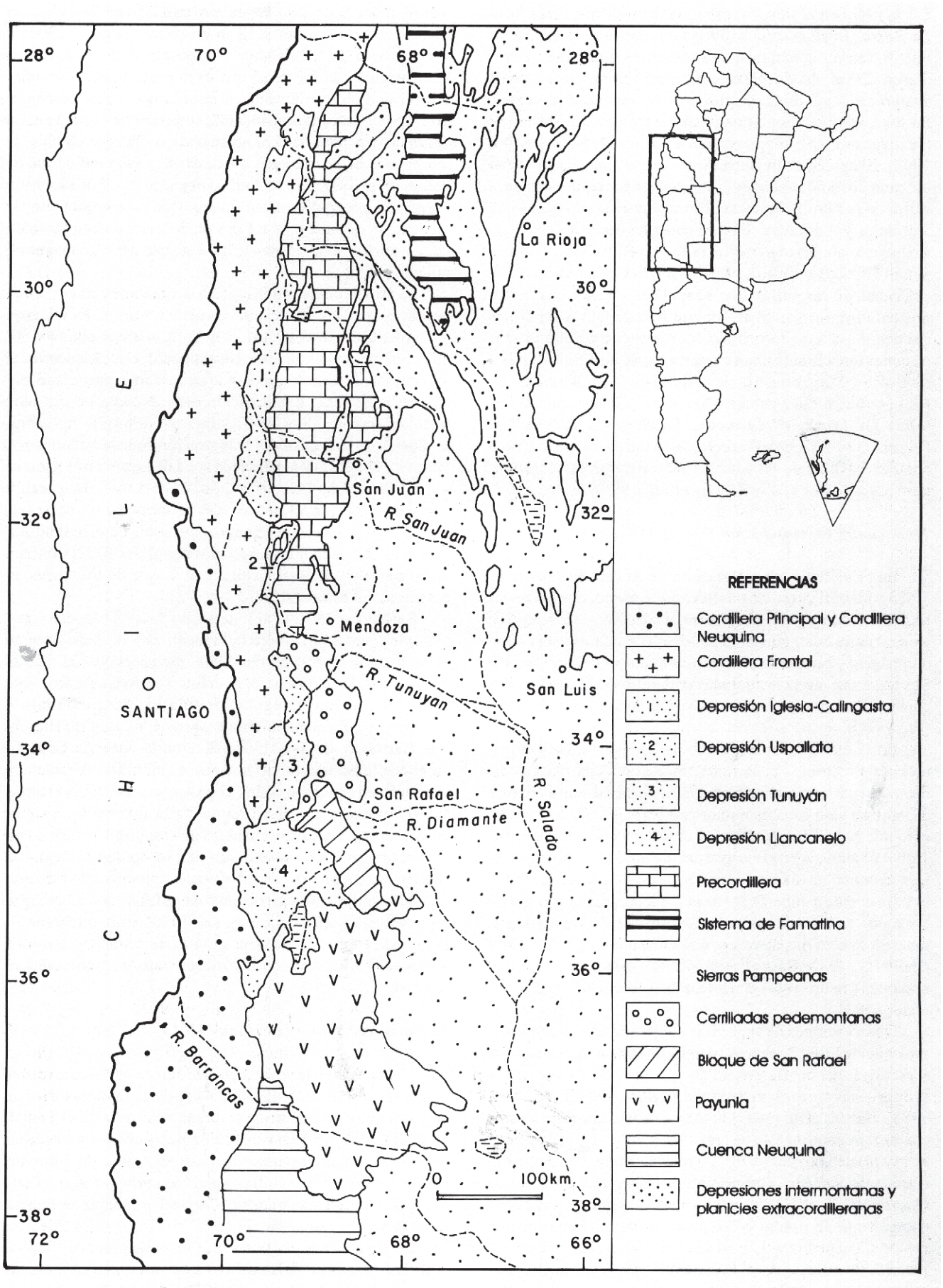


Figura 29. Región andina del Nuevo Cuyo, entre los 28° y 38° de latitud Sur.

oeste (50º en su extremo sur) y que en parte de su traza sobrepone rocas ordovícicas a sedimentos cuaternarios, cortando abanicos aluviales. Identificaron asimismo la ***falla Tontal***, inversa con inclinación al este, la cual delimita el frente occidental de la sierra homónima. Paredes (1993) determinó la actividad cuaternaria de esa falla en su segmento austral adyacente a la pampa Jarillal, sobre la base de indicadores morfotectónicos del frente montañoso, que indican una moderada actividad tectónica. Según dicho autor, la deformación cuaternaria en esa zona se vincula asimismo con la ***falla La Horqueta***, oblicua al frente montañoso, que originó una escarpa con ladera al este en los abanicos pedemontanos más antiguos. La falla Tontal termina al sur en una falla oblicua (falla Corrales de Araya) a la que se hace referencia más adelante. En varios tramos del flanco occidental de la pampa Jarillal, en el piedemonte del cordón del Naranjo y de la sierra de Ansilta, se extiende con rumbo nornoroeste una escarpa de falla con ladera al este que corresponde a la ***falla Jarillal*** (Bastías et al., 1984), la cual asciende hacia el este sedimentitas triásicas sobre depósitos aluviales cuaternarios. Observaciones de Cortés et al. (1997a) revelan que al sur de los 32º, la falla se une al corrimiento Sierra de Ansilta, de vergencia oriental, activo en el Cuaternario (ver más adelante).

En el ambiente del margen serrano occidental se destaca un bloque positivo de baja altitud localizado entre la quebrada de Hilario por el norte y la ciénaga del Medio por el sur, en el cual se han preservado numerosas evidencias de deformación cuaternaria. El ascenso tectónico de ese sector ya fue reconocido por Zöllner (1950) quien registró el desplazamiento vertical de más de 850 m de arenas gruesas y conglomerados fluviales asignados al Pleistoceno superior, los cuales se conservan a más de 2300 m de altitud coronando las serranías de Precordillera. Quartino et al. (1971) indican numerosas fallas que cortan esos depósitos. En la zona de la pampa de Hilario y la cuchilla del Carrizal destacan la ***falla El Alcázar***, que corta depósitos triásicos y ordovícicos de la Formación Calingasta y depósitos de abanicos aluviales cuaternarios. Dicha falla se extendería por aproximadamente 15 km con rumbo general norte-sur y el bloque oeste hundido. Aguas arriba de la quebrada del Carrizal mapean dos fallas: una de ellas, denominada ***falla Mosquitos*****,** es inversa con inclinación al oeste y yuxtapone depósitos triásicos sobre el Cuaternario. Indican también pliegues hectométricos de orientación norte-sur a nornoroeste que cruzan las quebradas de Cepeda y de las Cortaderitas afectando sucesiones del Triásico y Cuaternario.

Las pampas de Hilario y del Peñasco están formadas por sedimentos cuaternarios más jóvenes que los que coronan el bloque y muestran igualmente efectos de deformación tectónica. Se destaca en particular la ***falla Cepeda*** que limita por el este la sierra homónima (Figura 30); en imágenes TM se aprecia que dicha falla corta los sedimentos aluviales cuaternarios contiguos al frente generando una notoria escarpa con ladera al este. El frente de sierra al este de Barreal está definido por una falla que, según Quartino et al. (1971), corta depósitos cuaternarios. Hacia el sur, el bloque pierde progresivamente altura prolongándose en suaves lomadas cordoniformes (lomas del Inca, lomas Bayas, lomitas Negras) caracterizadas por depósitos y pedimentos cuaternarios plegados y fallados.

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA

Margen oriental de la Precordillera Central

Los corrimientos neógenos de vergencia al este que conforman el margen oriental de la Precordillera Central muestran evidencias de reactivaciones cuaternarias en distintos tramos de su traza y en el sector pedemontano adyacente (Figura 30). Se ha citado deformación de sedimentos cuaternarios asociada al ***corrimiento Niquivil*** (Jordan et al., 1993) y corrimientos ciegos en el bloque del piso, al este del cerro Cumillango (Zapata y Allmendinger, 1997). Hacia el sur, la actividad cuaternaria a lo largo del frente está indicada por la ***falla La Chilca*** (Bastías et al., 1984), por el corte de abanicos cuaternarios en el flanco occidental del braquianticlinal de Tucunuco al este de la sierra de Talacasto (Perucca et al., 1990) y por la escarpa de la ***falla La Dehesa*** que afecta los abanicos de la sierra homónima (Perucca, 1990). Otras evidencias de tectónica cuaternaria corresponden a la ***falla Maradona***, que con rumbo nornoroeste y bloque oriental hundido corta sedimentos cuaternarios del extremo norte de la pampa Bachongo (Bastías et al., 1984); se han citado también fracturas de orientación norte-sur, al este del cordón de las Osamentas (Perucca, 1990). El frente de deformación cuaternaria de la Precordillera central continúa hacia el sur en la zona del río Niques (Perucca, 1990), desde donde se curva al sureste, fracturando los depósitos pedemontanos cuaternarios de la sierra de Las Peñas - Las Higueras, en la provincia de Mendoza (Costa et al., 1998).

PRECORDILLERA ORIENTAL

La Precordillera Oriental está formada por retrocorrimientos y pliegues por propagación de falla, con un despegue basal entre los 14 y 20 km de profundidad (Allmendinger et al., 1990); la anisotropía estructural del basamento parece controlar la orientación de esas fracturas (Comínguez y Ramos, 1990; von Gosen, 1992). La deformación se inició a los 2,6 Ma (Jordan et al., 1993) y prosiguió creciendo hacia el antepaís (*break-back sequence*) donde plegó los sedimentos de la cuenca del Bermejo e inició durante el Pleistoceno temprano el levantamiento de la sierra de Valle Fértil (Zapata y Allmendinger, 1997). En la Precordillera Oriental, las evidencias de deformación cuaternaria se distribuyen en dos fajas paralelas a ambos lados del arco montañoso formado por las sierras de Villicum, Chica de Zonda y Pedernal; al oeste, en el valle de Matagusanos y en la pampa del Acequión y al este, en las bajadas y faldeo serrano oriental (Figura 30).

El frente montañoso está demarcado por las ***fallas Villicum y Zonda***, asociadas a fuerte sismicidad (Smalley, 1988). Evidencias de reactivaciones cuaternarias en ese frente se aprecian según Uliarte y Gianni (1982) en loma de las Tapias y en la quebrada La Flecha. En el sector norte, las reactivaciones afectan los niveles pedemontanos cuaternarios más antiguos (Tello y Perucca, 1993), mientras que en la sierra Chica de Zonda han producido variaciones longitudinales en indicadores morfotectónicos del frente, relacionadas según Paredes y Bastías (1987) con la presencia de fallas oblicuas de rumbo N30°E. Tomando en cuenta la progresiva disminución de la diferencia de altura entre

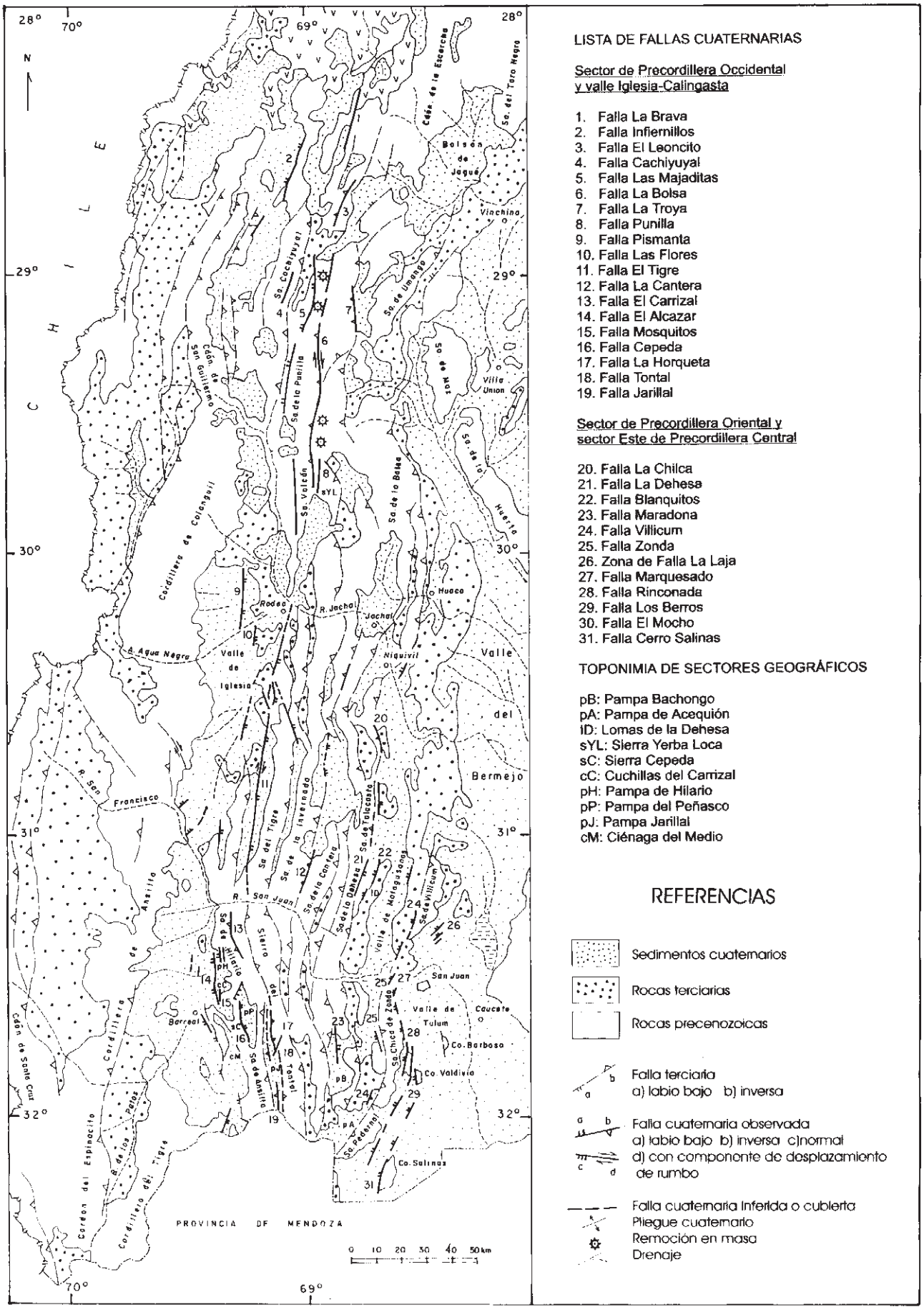


Figura 30. Principales estructuras cuaternarias en el segmento andino entre los 28° y 32° LS, en la provincia de San Juan

las terrazas aluviales en la quebrada de Zonda y su convergencia en un punto, Milana y Delendatti (1992) concluyeron que el mecanismo por el cual ascendió el bloque de la sierra Chica de Zonda es una rotación progresiva relacionada al diseño lístrico de la falla Zonda, con una horizontalización a una profundidad de entre 8 y 9 kilómetros. Considerando una edad de 100 ka a 200 ka para las terrazas más antiguas, infirieron una velocidad de movimiento de entre 1 y 0,4 mm/año durante el Pleistoceno tardío. Evidencias de deformación cuaternaria al oeste de las fallas Villicum-Zonda corresponden a la ***falla Los Blanquitos*** de vergencia occidental, en las lomas de la Dehesa (Bastías et al., 1984) y al fallamiento que a la latitud de Niquivil produjo escarpas con ladera al oeste de 5 a 15 m de alto y el encajonamiento del río Jáchal (Zapata y Allmendinger, 1993).

Los sedimentos y pedimentos cuaternarios que con suave pendiente se extienden al este del arco montañoso han sido afectados por varias zonas o fajas de fractura. En el faldeo oriental de la sierra de Villicum, a lo largo de 11 km a través de las fuentes termales de La Laja se extiende una zona de fallas inversas (***zona de falla La Laja***) de orientación nordeste y buzamiento al sureste en forma de escarpas, alineación de manantiales y vegetación y fisuras abiertas (INPRES, 1982); las escarpas poseen laderas al noroeste, muy empinadas y cementadas por travertino. En esa zona, diez días después del terremoto de magnitud 7.4 que en 1944 destruyó la ciudad de San Juan, Groeber (1944) localizó un escalón producido por una falla inversa, que cruzaba el camino próximo a la estación Las Lomitas, donde midió un desplazamiento de inclinación de 30 centímetros. El desplazamiento subsiguiente llevó días después el escalón a 60 cm de alto (Castellanos, 1944). Groeber (1944) determinó asimismo, combaduras y acortamiento de rieles del ferrocarril. INPRES (1982) realizó un corte a través de la escarpa con rotura producida por ese sismo (***falla La Laja***), que muestra sedimentitas terciarias sobre depósitos cuaternarios en una falla de rumbo N 42º E y buzamiento de 23º a 34º al sureste. El desplazamiento de inclinación de la superficie basal del Cuaternario es de 17,5 metros. Dataciones C14 y observaciones de secciones de la falla no afectadas por sismos históricos indican según Whitney (1990) un último evento cerca de los 2500 años AP con dos desplazamientos en los últimos 4700 años. Ruiz et al. (1994) comunicaron que con motivo de nivelaciones realizadas en 1993 en una red de puntos fijos transversal a la falla La Laja, se verificaron variaciones altimétricas para el período 1982-1993 que en algunos puntos del bloque del piso de la falla superan el centímetro. Las variaciones altimétricas encontradas coinciden con un incremento de la sismicidad en la zona durante ese período.

Al sur del río San Juan, sedimentos pleistocenos y holocenos deformados se extienden por más de 50 km en forma discontinua desde Marquesado hasta el abanico La Flecha (Tello y Perucca, 1993). La ***zona de falla Marquesado***, entre el cañadón de Las Lajas y el río San Juan, está formada según el INPRES (1982) por varias escarpas y corrimientos que buzan entre 24° a 35° al este; en una de las trincheras interpretan un desplazamiento posterior a la edad C14 de 2.505 ± 160 años AP de un paleosuelo. La ***zona de falla Rinconada*** está integrada por varios tramos de fallas subparalelas. Se han citado numerosas escarpas al sur de la quebrada de Zonda (Tello y Perucca, 1993; Paredes, 1986) y en la desembocadura del río Blanco escarpas secundarias junto a una falla cuaternaria principal con un buzamiento de 45° NE y un rechazo vertical de 20,6 m (Martos, 1993b). Hacia el sur entre las quebradas Grande y del Molino, la estructura cuaternaria está definida por dos fallas inversas buzantes al este (Martos, 1987b); la falla occidental (***falla Rinconada***) es la más importante y sobrepone Terciario sobre Cuaternario con pliegues de arrastre, generando una escarpa de 1 a 3 m de alto debido a sucesivas reactivaciones. Según Martos (1993a), una trinchera al norte de la quebrada del Molino muestra que la falla es de rumbo N 35º O y buzamiento 38º al nordeste; interpretó tres movimientos de la falla durante la acumulación del depósito Q3 (tentativamente Pleistoceno tardío) e infiere cuatro movimientos durante el Holoceno. Martos y Bastías (1985) y Martos (1987a) se refirieron a otras pequeñas trincheras en el dominio de esa falla. Bastías et al. (1984) consideran que siguiendo a INPRES (1982), la falla tuvo al menos dos desplazamientos en los últimos 4000 años. Según Groeber (1944), la falla originó el sismo de 1894; sin embargo otros autores (Volponi, 1976; Kadinsky-Cade et al., 1985) la relacionan al sismo de julio de 1952, de magnitud 6.7. Según Tello y Perucca (1993), dicho sismo tuvo su epicentro en las proximidades de la localidad de Carpintería. Hacia el sur, trenes de escarpa de fallas paralelas constituyen la ***zona de falla Los Berros*** cuyo grado de erosión y disección indican según Bastías et al. (1984) una edad pleistocena temprana a media. Otras fallas de vergencia occidental reconocidas en el extremo sur de San Juan (Figura 30) son la ***falla Cerro Salinas*** (Bastías et al., 1984, Comínguez y Ramos, 1990) y la ***falla El Mocho*** (Uliarte et al., 1987).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 32° y 33° LS (NORTE DE MENDOZA)

A los 32º de latitud sur se registran notables cambios longitudinales en los rasgos morfotectónicos de la Precordillera y del valle de Barreal-Uspallata adyacente, por lo que no es posible reconocer hacia el sur las subdivisiones de la Precordillera sanjuanina postuladas por Ortiz y Zambrano (1981) y Baldis et al. (1982). La Precordillera Oriental no se prolonga en la provincia de Mendoza, mientras que la Precordillera Central muestra los efectos de la inversión tectónica de estructuras extensionales triásicas (Kozlowski et al., 1993). A la latitud de 32º, fracturas oblicuas de rumbo noroeste, con componentes de desplazamiento de rumbo durante el Neógeno, como la zona de cizalla Yalguaraz (Cortés, 1998) y la falla Corrales de Araya, se asocian a interrupción y cambio de vergencia de estructuras longitudinales y a inflexiones del margen precordillerano occidental (Cortés et al., 1997a). Las reactivaciones cuaternarias reflejan igualmente los patrones particulares de este segmento cordillerano. A los fines descriptivos se agrupan dichas estructuras en un ***sector precordillerano occidental*** que incluye retrocorrimientos del margen occidental y fallas mayoritariamente oblicuas del interior precordillerano, y un ***sector precordillerano oriental*** que corresponde a los corrimientos con vergencia al este del frente de levantamiento oriental.

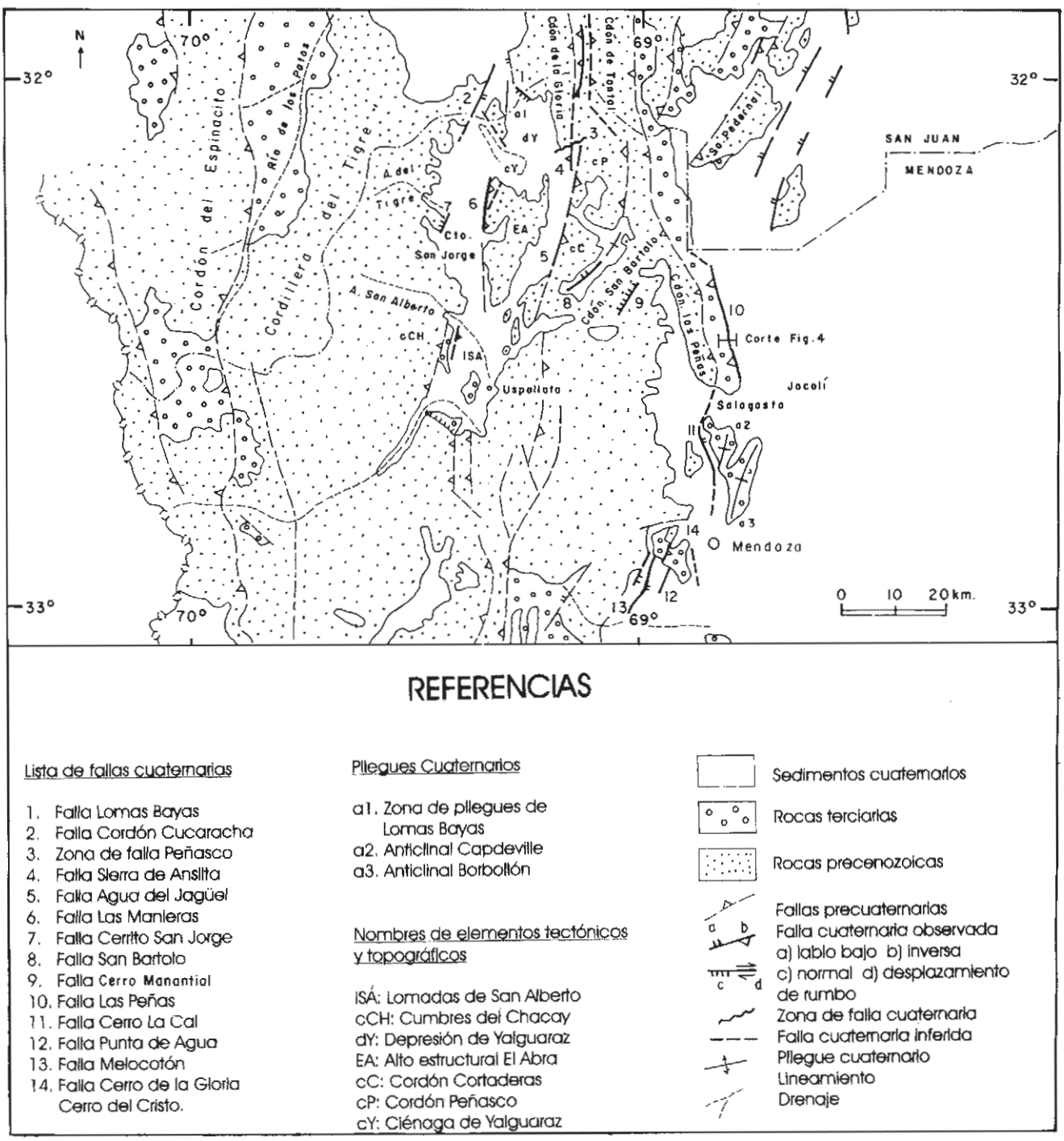


Figura 31. Segmento andino entre los 32° y 33° LS (Norte de la provincia de Mendoza). Principales estructuras cuaternarias.

BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA FRONTAL

Al norte de los 33º de latitud sur, el frente de levantamiento neógeno de la Cordillera Frontal mendocina presenta dos tramos de distinta naturaleza (Cortés, 1993). Al sur del arroyo San Alberto conforma el sistema de fallas de La Carrera (Caminos, 1979), constituido por corrimientos de vergencia este y fallas de desgarre oblicuas, el cual muestra un diseño de trazas escalonadas. Al norte del arroyo San Alberto la ausencia de una falla longitudinal emergente favoreció el desarrollo de un frente montañoso irregular con entrantes y salientes controladas por fracturas regionales oblicuas de orientación noroeste. Las evidencias estructurales de actividad tectónica cuaternaria en el frente son escasas (Figura 31), a pesar de la localización de numerosos epicentros de sismos en la región. En el tramo norte no emergente, una falla de traza rectilínea de rumbo nornordeste (***falla Cordón Cucaracha***), corta las rocas pelíticas eopaleozoicas que asoman en el pie oriental del cordón homónimo; al norte de la ciénaga de los Avestruces, la actividad cuaternaria de esa falla originó una escarpa de dos metros de alto con ascenso del bloque oeste. El extenso abanico aluvial de probable edad pleistocena localizado a la salida del arroyo del Tigre, muestra en su borde sur junto al cerrito San Jorge, una escarpa pedemontana de 5 m de alto que inclina al oeste (Cortés, 1997). El corrimiento Ranchillos, que hacia el sur define el tramo emergente del frente, no corta los abanicos aluviales pleistocenos prove-

nientes de las cumbres del Chacay. Allí, la actividad cuaternaria está sugerida por la presencia de remanentes psefíticos de probable edad pleistocena, sobreelevados y conservados en la cumbre de las lomadas de San Alberto (2500 m s.n.m.), lo cual podría vincularse a retrocorrimientos en el margen occidental de esas lomadas (Cortés et al., 1997b).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

El margen occidental de la Precordillera mendocina está definido por una estructura neógena compleja caracterizada por el predominio de fallas de vergencia oeste y por zonas de cizalla oblicuas (Cortés, 1994), que definen un frente montañoso irregular y discontinuo cuya geometría se halla en gran medida controlada por las estructuras eopaleozoicas. Dos fallas inversas con inclinación al este han condicionado el desarrollo morfotectónico del sector, ellas son las fallas Las Manieras y Agua del Jagüel (Figura 31). Al norte, la depresión de Yalguaraz determina una pronunciada inflexión hacia el sureste del frente precordillerano y la interrupción de numerosas estructuras longitudinales.

El ***retrocorrimiento Las Manieras***, cuya actividad tardíocenozoica condujo al ascenso del alto estructural El Abra en medio de la depresión de Uspallata, presenta un tramo norte con evidencias de reactivaciones cuaternarias (Cortés y Sabbione, 1997; Cortés, 1997). A lo largo de 18 km, esa falla limita por el oeste las lomadas de la Maniera y define un frente serrano de elevada actividad tectónica, con muy baja sinuosidad, altos gradientes de cauces y valles en "V". En el extremo norte de ese corrimiento, que inclina 35º al este, reiterados ascensos de la pared colgante elevaron más de 30 m un amplio pedimento rocoso parcialmente disectado definiendo una escarpa de falla compuesta. Una falla antitética de rumbo nornordeste, inversa dextral (***falla Cuchillas del Tigre***) y fallas transversales secundarias asociadas, han permanecido activas durante la deformación cuaternaria del bloque.

La ***falla Agua del Jagüel*** delimita el frente montañoso occidental de los cordones del Peñasco, Cortaderas y Agua del Jagüel. Es una falla de historia compleja en la que se ha inferido una actividad tectónica desde el Paleozoico, con reactivaciones e inversión positiva y negativa durante el Triásico y Cenozoico (Cortés et al., 1997b). Con respecto a su actividad cuaternaria, Bastías y Bastías (1987) interpretaron el desplazamiento lateral dextral de rasgos geomórficos. La falla delimita un frente discontinuo, segmentado por fracturas oblicuas, con una degradación y sinuosidad variables en distintos tramos; a la latitud del cordón Cortaderas donde los parámetros morfotectónicos indican una mayor actividad tectónica, la falla sobrepone, con una separación inversa e inclinación de 40º al este, rocas del Paleozoico inferior sobre los sedimentos de abanicos aluviales pedemontanos recientes. Hacia el norte, la traza de la falla termina en una zona de fractura oblicua (***zona de falla Peñasco)*** de rumbo estenordeste. Dicha zona de fractura (Figura 31), integrada por fallas de distinta orientación y cinemática, ha sido un elemento de control en la evolución morfotectónica de esa comarca, delimitando la continuidad longitudinal de los frentes del cordón del Peñasco y del cordón de la Gloria. La actividad tectónica del sector durante el Cuaternario está indicada por la localización de varios epicentros de sismos (Cortés y Sabbione, 1997) y por evidencias estructurales y geomórficas. Donde la zona de fractura Peñasco corta el cordón homónimo, la imbricación de pequeñas fallas inversas de vergencia oriental que afectan a depósitos pleistocenos ha originado una saliente en el frente montañoso. Asimismo, la zona de fractura marca la culminación austral del cordón de la Gloria mediante una escarpa rocosa oblicua a la que se asocia un desplazamiento vertical de entre 30 y 50 m en los depósitos aluviales pleistocenos allí acumulados (Cortés, 1997). La sierra de Ansilta y su porción austral, el cordón de la Gloria, constituyen una lámina de corrimiento limitada al este por la ***falla Sierra de Ansilta*** (falla Ansilta de Paredes, 1990); dicha falla, de vergencia oriental, se conecta hacia el nordeste mediante una ramificación divergente con la falla Jarillal de reconocida actividad cuaternaria según Bastías et al. (1984). Asimismo, la falla Sierra de Ansilta se prolonga en el sector pedemontano al sur del cordón de la Gloria, donde pliega y asciende depósitos aluviales pleistocenos. Las fallas Sierra de Ansilta y Agua del Jagüel son de separación inversa pero de vergencia opuesta y si bien son próximas, no presentan continuidad.

Sobre el bloque de rocas paleozoicas parcialmente aflorantes en el sector pedemontano localizado inmediatamente al norte de la ciénaga de Yalguaraz, se ha conservado como consecuencia del bajo relieve disponible del sector, una cubierta de depósitos aluviales (Formación Lomas Bayas) asignados al Pleistoceno superior, que muestran notorias evidencias de deformación cuaternaria (Cortés y Costa, 1993). Estos depósitos conforman fajas meridianales discontinuas de pliegues asimétricos (inclinaciones de 5° a 25°) con vergencia oriental (Figura 31); una superficie de erosión que los cubre muestra asimismo arqueamientos con inclinaciones menores (5° a 8°), lo cual indica la continuidad temporal del proceso de plegamiento. Los pliegues anticlinales coinciden con suaves elevaciones del terreno que modificaron el primitivo diseño distributario del drenaje y originaron pequeños bajos sin salida. En el frente montañoso estos sedimentos muestran pliegues de arrastre debido a componentes de desplazamiento normal a lo largo de la ***falla Lomas Bayas***, de rumbo noroeste e inclinación de 58° al suroeste. En el sector distal del piedemonte una escarpa de falla rocosa (***falla Yalguaraz***), de orientación noroeste y más de 30 m de alto, limita por el norte la ciénaga de Yalguaraz. Su baja sinuosidad y elevadas pendientes sugieren actividad durante el Cuaternario. Los depósitos cuaternarios conservados en altura sobre el bloque alto de la escarpa están asimismo cruzados por numerosas escarpas aluviales de menor altura y variada orientación. El basculamiento de ese bloque está indicado por suaves inclinaciones contrapendiente hacia el norte y nordeste de los depósitos aluviales y de parte de la red de drenaje que los afecta.

El fallamiento cuaternario del interior de la Precordillera mendocina refleja la compleja geometría y cinemática de su estructura neógena. No se observa un tren de orientación persistente y uniforme. En las estructuras identificadas hasta el presente, prevalecen las evidencias de fallas y reactivaciones de fallas de traza oblicua con orientación noroeste y nordeste. En algunos casos las estructuras oblicuas interrumpen la continuidad de fallas inversas a modo de fallas de desgarre o rampas oblicuas que controlan la culminación longitudinal de cordones serranos. En otros, las fallas oblicuas forman parte del frente de levantamiento de cordones oblicuos, como por ejemplo en el cordón San Bartolo.

En el extremo norte de la Precordillera mendocina, la ***falla Corrales de Araya*** de rumbo noroeste, delimita hacia el sur el cordón del Tontal y segmenta el cordón de Santa Clara (Figura 31). Para el Neógeno se infieren componentes de desplazamiento vertical responsables del ascenso del bloque norte y de la formación de un escarpado frente montañoso y componentes de desplazamiento de rumbo sinistral que originó pliegues en *echelòn* en las rocas terciarias y triásicas del bloque austral contiguo a la falla. Su actividad tectónica cuaternaria estaría sugerida por un frente serrano poco disectado y con fuertes pendientes de cauces y por la acumulación al pie de la misma de potentes depósitos aluviales pleistocenos. Dicha actividad es consistente con la tectónica cuaternaria del frente occidental del bloque Tontal, ya señalada por Paredes (1993).

En el sector septentrional de la sierra de Uspallata, al norte de Paramillos, la estructura cenozoica se caracteriza por un desarrollo preferencial de fracturas longitudinales de orientación nordeste cruzadas por fracturas secundarias de orientación noroeste. Las primeras controlaron el ascenso cenozoico del bloque del cordón San Bartolo. Se destaca en su margen oriental la ***falla Cerro Manantial***, que inclina 45° NO y sobrepone rocas paleozoicas sobre sedimentitas triásicas (Figura 31). Estudios en curso (Cortés, 1997) indican la reactivación cuaternaria de un tramo de la misma como falla normal. Evidencias de tectónica cuaternaria en el margen occidental del bloque fueron citadas inicialmente por Cingolani (1970). Recientemente Pasini (1998) ha mapeado pliegues y escarpas de falla paralelas al frente occidental, que afectan a los depósitos aluviales pedemontanos de ese sector (***falla San Bartolo***).

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

Sobre la base de la abundancia de evidencias geomórficas y estructurales de actividad tectónica holocena y de la elevada concentración de epicentros de sismos, el frente precordillerano oriental y el sector pedemontano adyacente constituyen el frente orogénico activo a estas latitudes. Es una zona de elevado peligro sísmico donde se encuentra la fuente de la mayor parte de los terremotos destructivos que afectaron la ciudad de Mendoza y su área de influencia. Este hecho enfatiza la necesidad de profundizar su estudio, iniciado en el siglo pasado con motivo del sismo que en 1861 destruyó la ciudad de Mendoza [Bravard (en Loos, 1907); Avé Lallemant, 1892; Bodenbender, 1897; Keidel, 1907; Stappenbeck, 1910].

En el sector norte de la Precordillera mendocina, se da el pasaje entre la geometría de retrocorrimientos que caracteriza la Precordillera oriental sanjuanina (sierra de Pedernal) y el sistema de fallas con vergencia este, emergente en gran parte del frente mendocino. Variaciones longitudinales equivalentes en el subsuelo pedemontano fueron estudiadas por Figueroa y Ferraris (1989), quienes reconocen una zona al norte del río de las Peñas caracterizada por la interferencia oblicua entre fallas inversas con vergencia este y otras con vergencia oeste-noroeste (retrocorrimientos), con desarrollo de una zona triangular y una zona al sur, donde los retrocorrimientos (ciegos) van perdiendo rechazo hasta presentarse solamente el fallamiento de vergencia oriental. Recientemente, Milana y Zambrano (1996) postularon un rol morfotectónico destacado de los retrocorrimientos también en el segmento austral.

En el margen oriental de la Precordillera mendocina se pueden reconocer dos tramos con distinta configuración morfotectónica, al norte y al sur de los 32°30' de latitud sur. El sector norte está definido por el cordón Las Peñas-Las Higueras, de orientación nornoroeste, con altitudes moderadas que disminuyen hacia el sur (1700 a 800 m). Constituye el rasgo orográfico más oriental de la Precordillera mendocina. En este tramo, el frente montañoso posee muy baja sinuosidad y está controlado por un corrimiento cuaternario longitudinal de gran extensión (falla Las Peñas). En el sector pedemontano la deformación cuaternaria superficial no es tan notoria y está representada principalmente por pliegues y lineamientos. El cordón culmina a la latitud de Salagasta; al sur del mismo, el frente precordillerano se localiza 50 km más al oeste y posee altitudes de más de 2000 metros. En el tramo austral, el frente es muy irregular y presenta profundas entrantes y salientes; no está definido por una única falla controlante y está segmentado parcialmente por fallas oblicuas y transversales. En este tramo, la deformación cuaternaria es más notoria en el sector pedemontano, donde se han reconocido numerosas escarpas de falla que afectan los depósitos de distintos abanicos aluviales provenientes del sector serrano y de la desembocadura del río Mendoza (Regairaz y Barrera, 1975).

Dos fallas longitudinales definen la configuración tectónica del cordón Las Peñas-Higueras (Figura 31). La ***falla Las Higueras*** (Harrington, 1971), inversa y de vergencia oriental, ascendió en tiempos tardío cenozoicos rocas paleozoicas y triásicas por encima de depósitos neógenos. No existen aún estudios que permitan ponderar la importancia y participación cuaternaria en esos ascensos; sin embargo, la postulada continuidad de esa falla hacia el sur, en la falla La Cal (Bastías et al., 1993), sugiere desplazamientos de esa edad. Los depósitos neógenos del bloque del piso, plegados y corridos, conservan remanentes de una superficie de pedimentación cuaternaria y su cobertura, cortados por varias escarpas de falla menores. A lo largo de todo el frente oriental del cordón, las rocas terciarias se sobreponen a depósitos de abanicos pedemontanos cuaternarios mediante la ***falla Las Peñas***. Estudios de esa falla en la desembocadura del río Las Peñas (Cortés y Costa, 1995, 1996) revelan allí la presencia de una ramificación frontal en dos corrimientos (denominados ***fallas Cerro Colorado Este y Oeste***) asociados a pliegues y fallas inversas secundarias de los sedimentos cuaternarios (Figura 32). La presencia de estratos de crecimiento en los depósitos pleistocenos de la pared colgante del corrimiento Cerro Colorado Este y las diferencias en el grado de deformación de las capas de distinta edad involucradas revelan que esa falla ha sufrido sucesivas reactivaciones cuaternarias, comportándose como una falla de crecimiento (*growth fault*) durante parte del Pleistoceno. La deformación en el sector afecta también sedimentos holocenos. Otras evidencias de tectónica cuaternaria a lo largo del frente (Costa et al., 1998) son discordancias progresivas asociadas a pliegues de propagación de falla en la quebrada El Agua y el ***anticlinal Montecito*** en la quebrada Las Vacas.

Distintos trabajos entre los que se destacan Stappenbeck (1910), Fossa Mancini (1939, 1942), Regairaz y Zambrano (1991), Bastías et al. (1993), INPRES (1995) y Milana y Zambrano (1996), han aportado información acerca de la

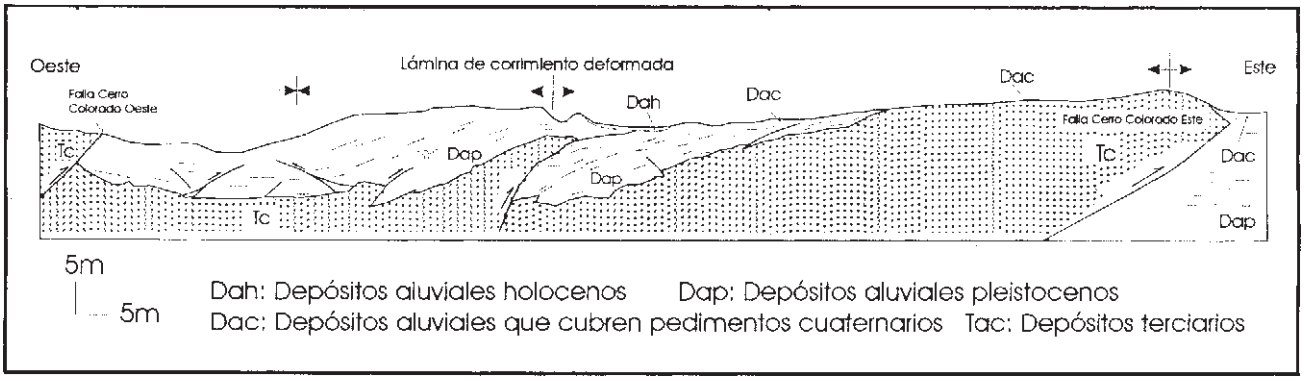


Figura 32. Fallas Cerro Colorado Este y Oeste, en la desembocadura del río Las Peñas.

deformación cuaternaria del margen precordillerano al sur de Salagasta.

La deformación cuaternaria pedemontana es notoria a lo largo de tres fajas paralelas al frente. La faja más distal corresponde a la falla Cerro La Cal y los anticlinales Capdeville y Borbollón, la faja intermedia a las fallas del cerro de La Gloria y Divisadero Largo y la faja más próxima al frente a la ***falla Melocotón*** (Figura 31). Esta última se expresa como una escarpa de falla en materiales holocenos, con ladera al este y unos 15 km de largo (Bastías et al., 1993). Su estudio mediante trincheras revela que es una falla de bajo ángulo y separación inversa en la que el substrato rocoso se desplazó 2,60 metros sobre limos eólicos no consolidados con restos de gasterópodos, datados en 38.000 años (INPRES, 1995). En el flanco occidental del cerro de la Gloria se reconocen fallas con vergencia oeste (Rodríguez y Barton, 1990; Bastías et al., 1993). Según INPRES (1995), son dos fallas inversas de unos 15 km de largo, subparalelas, rumbo norte-sur a nornordeste y buzamiento de alto ángulo al este (***fallas del Cerro de la Gloria-Cerro del Cristo***). Milana y Zambrano (1996) calcularon para la falla oriental un rechazo vertical de aproximadamente 17 m en el glacís superior del Pleistoceno alto. En trincheras realizadas por el INPRES midieron en la superficie de la falla occidental 60 cm de desplazamiento de ese mismo glacís. Esos autores identificaron depósitos de barreal al pie occidental del cordón de la Gloria, que interpretaron como debidos al endicamiento de corrientes pedemontanas producida por el ascenso del bloque del techo. Inmediatamente al oeste, en el arroyo Divisadero Largo, otra falla longitudinal pone en contacto rocas triásicas y sedimentos cuaternarios (Rodríguez y Barton, 1990). Asimismo hacia el sur-suroeste, Bastías et al. (1993) indicaron otra falla cuaternaria extensa en el sector pedemontano (***falla Punta de Agua***).

La traza de la ***falla Cerro La Cal*** está localizada junto al borde oriental del cerro homónimo y posee una orientación norte-sur a nornordeste; la geometría de su escarpa fue descripta por Bastías et al. (1993), quienes indican una ladera al este con pendiente máxima de entre 16º y 20º y una altura máxima de entre 9 y 16 m en las proximidades del cerro. Sobre la base de la morfología de la ladera reconocieron al norte de la ex ruta N° 7 a Villavicencio sucesivas reactivaciones, con una de las cuales vinculan tentativamente el sismo de 1861. Mediante trincheras (INPRES, 1995) se determinó su carácter inverso con buzamiento de 40º a 50º al oeste y desplazamientos variables de entre 0,30 y 0,60 metros, atribuidos al Holoceno. La falla se extendería hacia el norte para unirse a la falla Las Higueras mediante una escarpa en sedimentos cuaternarios al sur de los cerrillos de la Bomba (Bastías et al., 1993). En ese tramo, trincheras realizadas por el INPRES (1995) indican desplazamientos medios de 0,30 metros en el Cuaternario. Hacia el sur la traza de la falla se alinea con una serie de resaltos topográficos del área urbana del Gran Mendoza, interpretados por Bastías et al. (1993) como debidos parcialmente a actividad tectónica. Estudios detallados de algunos de ellos indican según el INPRES (1995) que el quiebre de pendiente de la calle Perú corresponde a una escarpa de falla modificada por las labores de urbanización, lo cual acrecienta el riesgo sísmico en la ciudad. Al este de la falla, los ***anticlinales Capdeville*** y ***Borbollón*** de más de 15 km de largo, afectan sedimentos cuaternarios (Dessanti, 1942; Milana y Zambrano, 1996) y están vinculados probablemente a corrimientos ciegos (Kozlowski et al., 1993) en profundidad.

SEGMENTO ANDINO AL SUR DE LOS 33º LS (CENTRO Y SUR DE MENDOZA)

Al sur del segmento andino con subducción subhorizontal, las evidencias de deformación cuaternaria se reconocen a lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal y Principal como reactivaciones o ramificaciones de la falla principal del frente montañoso. En una amplia región extracordillerana las estructuras cuaternarias han afectado las "cerrilladas pedemontanas", el bloque de San Rafael y la depresión intermontana adyacente. En el sur mendocino, el desarrollo de extensos campos volcánicos cuaternarios en la región de la Payunia se relaciona a la apertura o reactivación de fracturas oblicuas y transversales al frente serrano.

FRENTE MONTAÑOSO

El frente cordillerano aquí considerado, al sur de los 33º de latitud, comprende la terminación austral de la Cordillera Frontal y hacia el sur la Cordillera Principal desde el río Diamante hasta el río Barrancas (Figura 33). En la Cordillera Frontal mendocina, dicho frente está definido por un sistema de fallas inversas longitudinales de vergencia oriental y fallas oblicuas y transversales asociadas, que limitan por el este los cordones del Plata, del Portillo y del Carrizalito. Mediante este sistema, denominado por Polanski (1958) «Espolón de La Carrera» y por Caminos (1965) «Sistema de Fallas de La Carrera», el bloque de la Cordillera Frontal ha sido ascendido

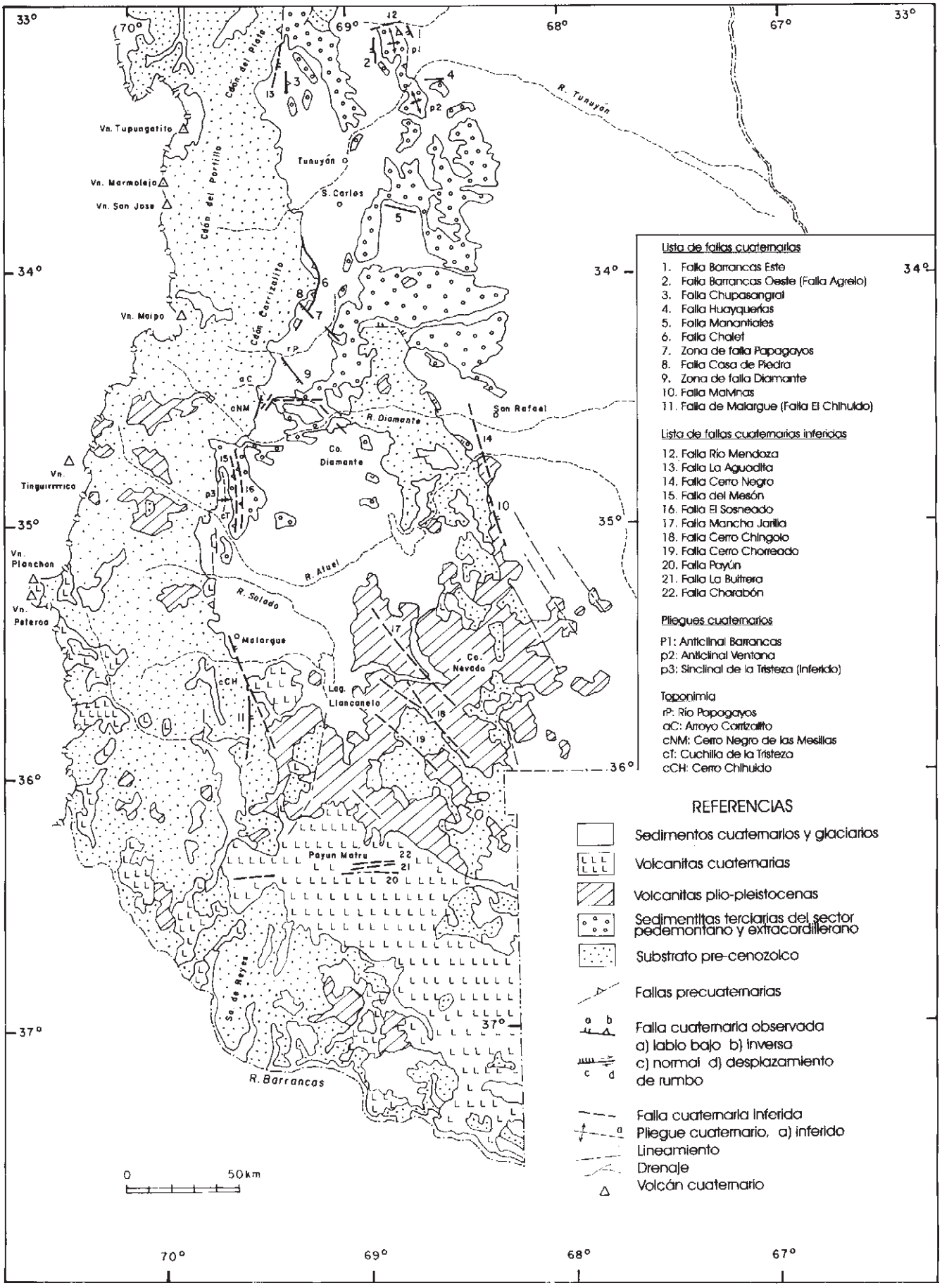


Figura 33. Estructuras cuaternarias al sur de los 33° LS (Centro y sur de la provincia de Mendoza)

en distintos pulsos durante el Neógeno (fases Quechua y Diaguita).

Según Polanski (1963), la actividad tectónica en el frente montañoso ha continuado con las fases Póstuma y Final durante el Cuaternario, lo cual se pone de manifiesto en el registro estratigráfico y en la evolución geomórfica del ambiente pedemontano adyacente, más que en las evidencias directas de fallamiento cuaternario en dicho frente. Así, los datos aportados por Polanski (1963) permiten inferir ascensos relativos a lo largo del frente en la primera y tercera etapas de su fase Póstuma (Pleistoceno temprano), evidenciados respectivamente en los depósitos sinorogénicos gruesos de las Formaciones Los Mesones y La Invernada reconocidos y mapeados en todo el piedemonte cordillerano. Para la última etapa de su fase Final (Pleistoceno tardío), dicho autor propone un fallamiento normal, expuesto en el frente como una zona de bloques escalonados que habría dado origen al "graben de Tunuyán". Observaciones posteriores indican que tales fallas corresponderían a fallas inversas. Al norte del río Las Tunas la falla de Aguadita limita por el este un estrecho bloque paralelo al frente montañoso que expone en su tope un pedimento rocoso parcialmente encubierto por depósitos de las Formaciones Los Mesones e Invernada; dicha falla podría representar la falla más externa del sistema imbricado de fallas inversas allí expuesto. Asimismo, al sur del río Tunuyán otro de los bloques del substrato precenozoico, pedimentado y cubierto parcialmente por depósitos del Pleistoceno inferior, aflora con escasa altura junto al frente montañoso (Figura 33), donde se halla limitado al este por la falla de Tupungato (Polanski, 1963, 1964), o ***falla Chalet*** (Bastías et al., 1993). Cortés y Sruoga (1998) interpretaron dicha falla como un corrimiento de traza sinuosa con el que se vincula la rotación al oeste del bloque del techo y de los depósitos de la Formación Los Mesones que lo cubren con sucesivas reactivaciones durante el Pleistoceno temprano.

Si bien entre el arroyo de los Papagayos y el río Diamante, el frente de falla está en su mayor parte cubierto por depósitos cuaternarios no deformados, se ha observado un segmento reactivado entre el arroyo El Carrizalito y el cerro Negro de las Mesillas, donde la falla cortó y generó pronunciadas flexiones de arrastre en las psefitas pleistocenas de la Formación Los Mesones allí aflorante.

Al sur del río Diamante, la Cordillera Principal mendocina está constituida por el cinturón plegado y corrido de Malargüe, que corresponde según Kozlowski et al. (1993) a una faja de tipo *thick-skinned* o de piel gruesa. Al norte del río Salado, el sector externo del cinturón es una extensa estructura sinclinal de orientación norte-sur cuya expresión morfológica es la cuchilla de la Tristeza (Figura 33); el flanco oriental de esa estructura ha sido corrido durante el Terciario por las ***fallas del Mesón*** y ***El Sosneado***, de vergencia oriental, dando origen al frente serrano. Kozlowski (1984), citó como evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a dicha estructura, el truncamiento de basaltos cuaternarios por la falla del Mesón al suroeste del arroyo de las Aucas (Formación Coyocho en Volkheimer, 1978) y el origen tectónico de la depresión donde se encuentra la laguna Blanca, en el extremo sur de la estructura. Asimismo, los depósitos de la Formación Los Mesones que coronan la cuchilla de la Tristeza (Volkheimer, 1978) se hallan más de 800 m por encima de los que se encuentran en el sector pedemontano adyacente, lo cual podría estar indicando reactivaciones cuaternarias de los corrimientos del frente montañoso.

Hacia el sur, entre el río Salado y la sierra de Palauco, el sector externo del cinturón plegado y corrido se caracteriza en superficie por un conjunto de amplios anticlinales y sinclinales de orientación norte - sur con sus flancos cortados por corrimientos y retrocorrimientos asociados en profundidad al desarrollo de una zona triangular (Kozlowzki et al., 1993). El frente montañoso corresponde al flanco oriental del anticlinal de Malargüe, limitado al este por la ***falla de Malargüe***, interpretado como un corrimiento de vergencia oriental (Dessanti, 1973; ver Kozlowski et al., 1993). Dicha falla, también denominada ***falla El Chihuido***, fue considerado por Kozlowski et al. (1990) como de tipo normal con inclinación al este y originada con posterioridad a los 6,7 Ma (Stipanicic y Linares, 1975) y a la formación del anticlinal Malargüe. La falla se extiende desde la localidad de Malargüe hasta el cerro Chihuido, donde se bifurca en una rama occidental que atraviesa el cerro Bayo de la Batra y una extensa rama oriental que está definida por el alineamiento de numerosos volcanes cuaternarios con una orientación nornoroeste (Figura 33). Evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a esta falla fueron observadas por el INPRES (1993) al oeste y sudoeste de la ciudad de Malargüe y al sur del cerro Chihuido; en ambos tramos determinaron una ruptura de 9 km y un desplazamiento vertical de 3,5 metros. Las edad pleistocena superior y holocena (Valencio et al., 1970) de las lavas originadas por los volcanes conectados a la rama oriental de la falla indican también reactivaciones cuaternarias extensionales en ese tramo. Cabe destacar que Bastías et al. (1993), en su mapa de fallas activas de Mendoza, consideran a la falla Malargüe como distintos segmentos en el piedemonte, desde un poco al sur del río Diamante hasta la localidad de Malargüe.

La actividad tectónica cuaternaria del extremo sur del frente montañoso aquí considerado estaría indicada en los potentes conglomerados acumulados en el sector pedemontano sobre volcanitas pliocenas, como consecuencia de la estructuración del borde oriental de la sierra de Reyes (Kozlowski et al., 1993).

SECTOR EXTRACORDILLERANO

Cerrilladas pedemontanas (entre los 33° y 34° LS)

Gran parte del sector extracordillerano al sur de los 33º de latitud comprende la denominada por Polanski (1954) «Depresión de los Huarpes», localizada entre el extremo sur de la Precordillera y la zona de Llancanelo. Su actual configuración, con depocentros junto al frente cordillerano (Yrigoyen, 1993) es neógena (fases Quechua y Diaguita) y se relaciona con el ascenso del bloque de la Cordillera Frontal; la tectónica cuaternaria contribuyó a definir su borde septentrional, mediante el ascenso continuado de la Precordillera mendocina (Cortés, 1993). Entre los 33º y 34º de latitud sur, tanto el substrato precenozoico como las sucesiones terciarias alojadas en la depresión muestran los efectos de la deformación neógena, consistente en pliegues, corrimientos y reactivaciones inversas de fallas normales en profundidad, conformando según Rolleri y Fernández Garrasino (1979) tres fajas deformadas principales de orientación nornoroeste. Por encima de las capas terciarias deformadas (anticlinorio de los Huarpes de Polanski, 1963), se disponen en discordancia depósitos aluviales y loéssicos,

resultantes de varios ciclos de agradación cuaternaria. La existencia de combaduras y escarpas de falla en esos depósitos y el desarrollo de sucesiones cuaternarias sinorogénicas revelan ascensos diferenciales en el borde montañoso de la depresión y la continuidad del acortamiento en el interior de la misma durante el Cuaternario.

Las fajas de rocas neógenas deformadas y los estratos cuaternarios suprayacentes, conforman un ambiente geomórfico de elevaciones bajas (relieve relativo de entre 100 y 500 m), originado por erosión (Polanski, 1958) y tectonismo (Regairaz, 1962), conocido como Cerrilladas Pedemontanas (Figura 29). Están localizadas en el sector pedemontano más externo, excepto en la zona de Cacheuta-Tupungato donde se disponen junto al frente montañoso (Regairaz y Barrera, 1975; González Díaz y Fauqué, 1993). En las cerrilladas, los afloramientos de sedimentitas neógenas han dado lugar a la formación de un paisaje de mal país o Huayquerías. Entre el frente montañoso y las cerrilladas se extienden la bajada pedemontana y amplias planicies loéssicas.

Polanski (1963) estudió en detalle la estratigrafía tardío cenozoica del sector pedemontano e interpretó su evolución neotectónica y geomórfica. Ese autor atribuyó a los movimientos de su fase Póstuma, acaecida en el Pleistoceno temprano, la generación de los fanglomerados de la Formación Los Mesones (primer ciclo de agradación) y el ajuste de la red de drenaje de los ríos Papagayos y Tunuyán. Asimismo, postuló que ascensos del frente cordillerano y un amplio abovedamiento de la zona de San Carlos en la última etapa de esa fase tectónica, habrían formado un valle longitudinal (valle Extenso) y generado el relieve del cual provienen los sedimentos gruesos de la Formación La Invernada (segundo ciclo de agradación) que lo rellenan. Sostuvo que durante el Pleistoceno tardío y luego de la acumulación de la Asociación Piroclástica Pumícea (470 ± 70 ka y 440 ± 80 ka, Stern et al., 1984) la generación de fallas normales en el frente montañoso (falla de Aguadita, entre otras) y en la zona pedemontana próxima a Tupungato y Tunuyán (fallas de Anchayuyo y del Totoral, entre otras) habrían originado el "graben de Tunuyán" (ver Polanski, 1963, bosquejo N°1). El reconocimiento de la cinemática inversa del frente de fallas de la Cordillera Frontal (Caminos, 1965, 1979) y del borde occidental de la estructura Cacheuta-Tupungato (Ploszkiewicz, 1993; Devizia, 1993; Legarreta et al., 1993) permite cuestionar la naturaleza extensional de ese bolsón pedemontano.

La mayor parte de las estructuras cuaternarias reconocidas en el segmento pedemontano norte entre los 33° y 34° de latitud (Figura 33) están asociadas a la ***faja deformada Lunlunta-Barrancas-Punta de las Bardas***. Su tramo norte (Lunlunta-Barrancas) corresponde a una estructura anticlinal cuya línea de charnela, de orientación nornoroeste a norte-sur, define varias culminaciones y depresiones (sillas estructurales). Si bien la presencia de yacimientos de hidrocarburos en dicha estructura (Santiestevan, 1993 a, b y c) motivó una intensa exploración geológica, son escasos los estudios neotectónicos de la misma. Referencias en tal sentido se remontan a Fossa Mancini (1937) y Regairaz (1962). Las observaciones realizadas por Chiaramonte (1996) revelan que es un anticlinal asimétrico con inclinaciones de 4° a 6° al oeste y sur-suroeste en su flanco occidental y de 60° a 65° al este y nornordeste en su flanco oriental. En las sucesiones afectadas por el pliegue, dicha autora reconoció cuatro pulsos de depositación sincrónicos con el levantamiento del anticlinal, correspondientes a las Formaciones Mogotes (dos pulsos), Los Mesones y La Invernada, infiriendo por ello una deformación plio-pleistocena.

Estudios de subsuelo (Santiestevan, 1993b; Bettini, 1981) revelan que el flanco oriental del anticlinal está cortado por fallas inversas de vergencia oriental. La interpretación de una línea sísmica transversal (Chiaramonte, 1996) muestra en el flanco oriental del anticlinal Barrancas un corrimiento ciego que inclina entre 32° y 40° al oeste, para el cual calculó una superficie de despegue a 6,1 km por debajo del nivel del mar. Si bien esa falla (***falla Lunlunta***, Figura 33) no corta las capas cuaternarias, la actividad tectónica pleistocena del anticlinal asociado a su pared colgante indicaría desplazamientos a lo largo de la misma durante esa época.

Una de las evidencias de tectónica activa en la región es el sismo del 26 de enero de 1985. Según el INPRES (1985), su epicentro se encuentra al oeste de la traza axial del anticlinal de Barrancas y estaría vinculado a un plano de falla de rumbo N 5° E y buzamiento de 37° O a una profundidad de 12 kilómetros. Triep (1987) en cambio, ubicó el epicentro de este sismo al este de la traza axial del anticlinal y un poco al norte del río Mendoza, interpretando una profundidad del hipocentro de 14 ± 5 km, correspondiente a una superficie de falla de rumbo N 20° O y buzamiento de 56° O, en el basamento. INPRES (1985) vinculó el sismo a la actividad de la falla Lunlunta mientras que Triep (1987) lo atribuyó a una falla contigua hacia el este interpretada por Bettini (1981) en el subsuelo; según Chiaramonte (1996) tales fallas poseen una superficie de despegue que se encuentra por encima del hipocentro del sismo por lo cual lo vincula más bien a la actividad de un nivel de despegue más profundo.

La ***falla Barrancas Este*** está ubicada en el margen nororiental del anticlinal Barrancas al sur del río Mendoza. Fue estudiada por el INPRES (1995) mediante una trinchera en la que se reconocen varias fallas inversas de las cuales la más importante inclina 70° al este en superficie y 35° en el fondo de la trinchera (4,20 m más abajo). Excepto la falla principal, el resto de las ramificaciones y fallas menores asociadas no corta los limos holocenos superiores equivalentes a la Formación El Zampal, los que fueron datados en 1890 años. De acuerdo a ese estudio, la falla principal está representada en superficie por una escarpa de aproximadamente 1,20 m de alto con dirección noroeste visible a lo largo de 4 km; asimismo observaron hacia el este otras escarpas similares, con pliegues suaves más pequeños. En el flanco este del anticlinal, principalmente entre los ríos secos del Pozo y Gualán Norte, Chiaramonte (1996) reconoció combamientos en los limos no consolidados de la Formación El Zampal y en depósitos de piedemonte modernos.

Según INPRES (1995), una falla oblicua de orientación estenordeste interpretada como normal separa el bloque hundido de la estructura Cruz de Piedra en el norte, del anticlinal Barrancas en el sur. Dicha falla de traza irregular en parte coincidente con el curso del río Mendoza, fue mapeada sobre terrenos cuaternarios por Chiaramonte (1996) y denominada ***falla Río Mendoza*** por Milana y Zambrano (1996), quienes citan superficies de fricción indicativas de movimientos verticales.

Al oeste del anticlinal Barrancas y al este de la ruta nacional N° 40 se extiende una falla de traza norte-sur ya mapeada por Polanski (1963) y denominada por el INPRES (1995) ***falla Barrancas Oeste***. En este último estudio reconocieron una escarpa de 7 km de largo entre Agrelo y

Ugarteche, elaborada en depósitos cuaternarios correspondientes a las Formaciones Los Mesones y La Invernada, que según datos provenientes de trincheras corresponde a una falla inversa buzante al este con alto ángulo en superficie. Fue denominada ***falla Agrelo*** e interpretada como un retrocorrimiento por Milana y Zambrano (1996).

La faja de pliegues braquianticlinales de Cruz de Piedra-Lunlunta-Barrancas continúa al sur del río Tunuyán con dirección sur-sureste donde constituye las estructuras de interés petrolero de La Ventana, Vacas Muertas y Punta de las Bardas. Mediante un corte transversal en la zona de la Ventana, Regairaz y Videla Leaniz (1967) reconocieron un suave pliegue anticlinal asimétrico de vergencia oriental de aproximadamente 8 km de semilongitud de onda que afecta a una superficie de erosión pleistocena y a la Formación La Invernada que la cubre. Corresponde al anticlinal de la pared colgante de la ***falla*** inversa ***Vacas Muertas***, de vergencia oriental, que en el subsuelo corta el flanco oriental de ese pliegue (Porta, 1993). La estrecha asociación de ambas estructuras permite inferir desplazamientos pleistocenos en esa falla. Al este de Punta de las Bardas, Regairaz (1979) reconoció un amplio anticlinal levemente asimétrico con traza axial norte-sur que afecta las mismas unidades cuaternarias. Observó que la red de drenaje se ajustó a la estructura siendo la zona de charnela coincidente con la divisoria de aguas.

Bastías et al. (1993) citaron dos fallas transversales con componentes de desplazamiento lateral al sur del río Tunuyán, denominadas ***fallas Huayquerías y Manantiales*** (Figura 33).

Bloque de San Rafael

El rasgo morfotectónico más sobresaliente en el sector extracordillerano entre los 34°00' y los 35°15' (Figura 29) es el denominado «Bloque de San Rafael» (Feruglio, 1946; Polanski, 1954). La mayor parte del relieve montañoso asociado al mismo se formó durante el Cuaternario. Esto surge de los estudios de Polanski (1963), quien determinó que una antigua superficie de erosión regional se desarrolló durante el Mesozoico y principios del Terciario sobre las rocas precenozoicas y fue cubierta posteriormente por sedimentos aluviales neógenos. La llanura aluvial así formada sufrió la acción tectónica y erosiva durante el primer y segundo ciclo fluvial pleistocenos que exhumaron las rocas del substrato paleozoico y la antigua peneplanicie que las afecta. Reconoció la participación de procesos tectónicos durante el Pleistoceno temprano como consecuencia de su fase Póstuma, en el hundimiento escalonado hacia el norte de esa superficie, atribuido a reactivación de fallas terciarias. Asimismo, en el borde oriental del bloque observó un escalón de falla y un importante rejuvenecimiento fluvial mesopleistoceno (segundo ciclo fluvial) evidenciado por quebradas profundas, altas pendientes de cauces y numerosos saltos y rápidos. Con posterioridad, los depósitos fanglomerádicos granocrecientes de la Formación Puesto Moyano, distribuidos en el sector pedemontano oriental del bloque, fueron correlacionados con la Formación La Invernada de Polanski (1963) y vinculados a ascensos tectónicos del sector serrano durante el Pleistoceno temprano (González Díaz, 1972a).

La actividad tectónica tardío cenozoica a lo largo de fracturas de orientación nornoroeste en el frente montañoso oriental y en la llanura adyacente está indicada por el alineamiento de centros volcánicos de las Formaciones Cerro Negro y Maipo (González Díaz, 1972a y Núñez,1979). Edades radimétricas e interpretaciones paleomagnéticas en algunos de estos centros apuntan a una edad preferentemente pliocena de la actividad volcánica, sin descartar completamente que alcance el Pleistoceno inferior (Núñez, 1979; Toubes y Spikermann, 1979; Valencio et al., 1979). Si bien Palma et al. (1984) no encontraron evidencias de fracturas en las unidades cuaternarias y descartaron la existencia de fallas activas en el sector oriental del bloque, estudios posteriores de Cisneros et al. (1989), Bastías et al. (1993) y Cisneros y Bastías (1993) indican al sur del río Atuel la presencia de un segmento activo en el frente serrano (***falla Malvinas***, Figura 33), al que atribuyen el terremoto Villa Atuel-Las Malvinas, del 30 de mayo de 1929. En efecto, Cisneros y Bastías (1993) observaron en el frente montañoso a lo largo de 10 km, entre los cerros Carrizalito y Ancha, varias escarpas de falla impresas en la Formación Maipo y a las que asocian capturas y modificaciones de la red fluvial, así como el desplazamiento lateral izquierdo del río El Entierro. Le asocian también una deformación extensional sobre la base del alineamiento de volcanes. No indican la geometría del plano de falla. Han calculado una superficie de rotura de 10 km, un desplazamiento vertical mínimo de 2,3 m y una velocidad de movimiento de 0,16 mm/año. En el extremo norte del frente oriental, González Díaz (1972a) infirió una extensa falla cuaternaria de orientación nornoroeste entre los ríos Diamante y Atuel que denominó ***falla Cerro Negro***; su porción austral está determinada por el alineamiento de volcanes plio-pleistocenos, mientras que su tramo norte, entre Las Paredes y Rama Caída al oeste de San Rafael, estaría indicado por un escalón morfológico (sector oriental más hundido) y cambios altimétricos a ambos lados de la misma, en la Formación Colonia los Coroneles (Pleistoceno superior).

Depresión intermontana (entre los 34° y 35º 30')

El ascenso cuaternario del Bloque de San Rafael, entre los 34°00' y 35°30' de latitud sur, delimitó hacia el oeste una extensa subcuenca intermontana cuaternaria, desarrollada al pie de las Cordilleras Frontal (cordón del Carrizalito) y Principal y limitada al sur por el relieve volcánico de la Payúnia (Figura 29). Sobre el substrato terciario de esa depresión se han acumulado durante el Cuaternario distintos depósitos aluviales pedemontanos, sedimentos fluviales y de bajos, depósitos piroclásticos e interdigitaciones localizadas de coladas basálticas. Las principales evidencias de tectónica cuaternaria en esa depresión se han observado al norte del río Diamante. Allí, Bastías et al. (1993) indican las ***fallas Papagayos*** y ***Diamante***, de orientación noroeste y desplazamiento de rumbo deslizante sinistral. Con posterioridad, Tello (1994) cita la elevación de niveles cuaternarios, el desplazamiento del cauce del río Papagayos y de algunas vegas y la alineación de efusiones volcánicas fisurales vinculadas a la falla Papagayos a la que asocia un desplazamiento rumbo deslizante dextral. Consideró que la falla Diamante se manifiesta en el alineamiento de los volcanes cerro Diamante, cerro Bolas y cerro Leones, en una escarpa con su cara libre al suroeste y en el truncamiento de pequeñas vegas. Recientes observaciones de Cortés y Sruoga (1998) indican que cada una de esas estructuras oblicuas conforma una zona de fracturamiento (Figura 33) en las que

se distingue, por sus rasgos morfotectónicos, un segmento occidental contiguo al frente montañoso y otro segmento oriental definido por el alineamiento de volcanes pleistocenos ya indicado por Tello (1994). El segmento occidental de la ***zona de falla Papagayos***, de 2,5 km de ancho, está definido por numerosas escarpas de piedemonte y la escarpa de falla rocosa correspondiente a la ***falla Casa de Piedra***; esta última limita por el sur el bloque del techo rotado del corrimiento Chalet por lo que fue interpretada por Cortés y Sruoga (1998) como una falla de desgarre dextral con componentes de desplazamiento de inclinación. El segmento occidental de la ***zona de falla Diamante*** está definido por trenes subparalelos de escarpas pedemontanas compuestas, con resaltos de 6 a 30 m y laderas con pendientes de 6° a 15° escalonadas al suroeste, las cuales afectan a remanentes eopleistocenos de la Formación Los Mesones. Tomando en cuenta el grado de deformación que presentan las unidades cuaternarias de distinta edad afectadas por estas fracturas oblicuas, los autores citados reconocen movimientos tectónicos durante el Pleistoceno temprano (anteriores a los 450 ka) y reactivaciones posteriores preholocenas. La actividad tectónica holocena estaría evidenciada por lineamientos estructurales impresos en la Formación El Zampal en la zona de los arroyos Yaucha y Papagayos y por las emisiones de esa edad en la zona del volcán Diamante.

Una zona de fractura de orientación este-oeste de 12 km de largo, perpendicular al frente montañoso, para la cual localmente se infiere deformación extensional, está dada por la alineación de numerosos centros volcánicos neopleistocenos (Cortés y Sruoga, 1998) localizados a lo largo del arroyo El Carrizalito (Figura 33).

Payunia (al sur de los 35°30' LS)

La unidad morfotectónica conocida como Payunia o Payenia (Polanski, 1954) comprende una extensa región extracordillerana del sur de Mendoza (Figura 29), parte del sector noroccidental de La Pampa y extremo norte del Neuquén, caracterizada por un relieve irregular y escalonado, formado por planicies y cerros de origen volcánico (González Díaz y Fauqué, 1993). Varias referencias acerca de las estructuras tectónicas vinculadas a las emisiones volcánicas fueron realizadas para el sector mendocino de la Payunia. Allí, la actividad volcánica dio origen a la Provincia Basáltica Andino-Cuyana en la que se distinguen los campos volcánicos de Llancanelo y Payún Matru (Bermúdez y Delpino, 1989). Las distintas unidades litoestratigráficas originadas por el volcanismo plioceno-holoceno fueron agrupadas por Bermúdez et al. (1993) en los Grupos Chapua, Puente y Tromen, originados respectivamente durante las épocas eruptivas Chapualitense (Plioceno superior-Pleistoceno inferior), Puentelitense (Pleistoceno medio a superior) y Tromenlitense (Holoceno).

En la región inmediatamente al oeste del volcán Nevado comprendida entre los 35° y 36° de latitud sur, Delpino (1987) identificó y mapeó tres fracturas paralelas de rumbo N 40° O y una longitud de entre 30 y 60 km, definidas sobre la base del alineamiento de numerosos centros eruptivos. Tales fracturas (Figura 33) se denominan aquí ***falla Mancha Jarilla*** (norte), ***falla Cerro Chingolo*** (central) y ***falla Cerro Chorreado*** (sur). En la primera, observó una elevación de 2 m en el bloque nororiental. Con posterioridad, Bermúdez y Delpino (1989) presentaron un mapa de tales estructuras mostrando las inflexiones y grábenes alineados a la falla Cerro Chingolo en la que reconocieron fisuras conjugadas y un resalto con una elevación relativa de 5 m de la pared nororiental. Los numerosos conos simples, conos compuestos, cráteres múltiples y erupciones fisurales asociados a las fracturas corresponden a la Formación Mancha Jarilla de edad Plioceno-Pleistoceno inferior (1,8 Ma, Bermúdez, 1987) producto de las erupciones superiores de la época eruptiva Chapualitense.

En el campo volcánico Payún Matru, caracterizado por numerosos conos volcánicos y la caldera homónima (Llambías, 1966; González Díaz, 1970) se ha desarrollado un volcanismo cuaternario (Mendía y Valencio, 1987) asociado a numerosas fracturas. En el sector al este de dicha caldera, González Díaz (1972a) reconoció tres fisuras de erupción indicadas por la alineación de conos piroclásticos, desarrollados según Bermúdez y Delpino (1989) en el Grupo Tromen, de edad holocena. La más extensa, de rumbo este-oeste probablemente corresponda a la denominada por Bastías et al. (1993) ***falla Payún***. Las dos fracturas más cortas identificadas por González Díaz (1972b) unos kilómetros más al norte son denominadas aquí ***Charabón*** y ***La Buitrera*** (Figura 33). Dicho autor cita también fracturas (este-oeste y este-nordeste) en el flanco sur del volcán, conectadas a basaltos holocenos. Las lavas del flanco occidental del centro volcánico cubren las fallas neógenas del frente de deformación de la Cordillera Principal. En dicho flanco, Bermúdez et al. (1993) mapearon la localización de numerosos centros volcánicos; si bien no indican la orientación de las fracturas, es posible apreciar alineamientos este-oeste y oeste-noroeste. Valencio et al. (1970) dan dos edades radimétricas de ese sector: $0,2 \pm 0,1$ Ma y $0,5 \pm 0,2$ Ma, con polaridad normal, que asignan al Pleistoceno superior. En su conjunto, la caldera y los sectores oriental y occidental del volcán conforman una ancha zona de fracturamiento este-oeste de varios kilómetros de ancho. En las cercanías de Buta Ranquil (provincia del Neuquén), Bermúdez y Delpino (1989) señalan la presencia de conos piroclásticos igualmente alineados en fracturas este-oeste, cuyas coladas puentelitenses alcanzan a endicar el valle del río Colorado (Holmberg, 1976).

Delpino (1987) y Bermúdez y Delpino (1989) interpretaron que el volcanismo cuaternario de la región extracordillerana se desarrolló bajo un régimen extensional. Con posterioridad, Bermúdez et al. (1993) consideraron los siguientes eventos extensionales: en la región del Bloque de San Rafael durante el Plioceno-Pleistoceno temprano a lo largo de fracturas de orientación noroeste, en la región contigua al río Grande durante el Pleistoceno medio a tardío a lo largo de fracturas más cortas de orientación este-oeste, y en la región del volcán Payún Matru durante el Holoceno a lo largo de fracturas este-oeste y N 60° O. La existencia de una fuerte anisotropía mecánica determinada por fracturas de dirección noroeste y nornoroeste en el substrato precenozoico de la región del Bloque de San Rafael (Palma et al., 1984) permite interpretar que los alineamientos de volcanes cuaternarios en esa dirección y las fisuras y grábenes romboidales asociados correspondan a reactivaciones de esas líneas de debilidad preexistentes, probablemente transtensionales dada su oblicuidad respecto de la dirección general este-oeste de acortamiento en el frente montañoso. Asimismo, existen evidencias de que el volcanismo a lo largo de extensas fracturas de dirección noroeste se desarrolló también durante el Pleistoceno tardío (Cortés y Sruoga, 1998). El conjunto de fracturas de orientación este-oeste, incluidas las del volcán Payún Matru

y las del arroyo Carrizalito, están localizadas junto al frente montañoso y podrían corresponder a fracturas extensionales más o menos paralelas a la dirección de acortamiento, activas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

SÍNTESIS Y CONSIDERACIONES FINALES

En la región andina del Nuevo Cuyo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos: entre los 28º y los 33º de latitud se concentran preferentemente en el cinturón precordillerano y sector pedemontano adyacente, mientras que al sur de los 33º se localizan en el frente montañoso y en el extenso ambiente extracordillerano. El frente de corrimiento del margen oriental de la Precordillera es un frente activo y está representado en la provincia de San Juan por una zona triangular de piel gruesa en la que el sistema de retrocorrimientos de la Precordillera Oriental es su principal fuente sismogénica, con directa incidencia en la ciudad de San Juan. En la provincia de Mendoza dicho sistema no es emergente y el frente está definido por corrimientos de vergencia oriental particularmente activos en el piedemonte serrano próximo a la ciudad de Mendoza y a otras localidades pobladas. La estructura cuaternaria del margen precordillerano occidental, en cambio, es compleja y variada. Entre los ríos Jáchal y San Juan se expresa en fallas con componentes de desplazamiento de rumbo dextral y normal, mientras que hacia el sur, corrimientos y retrocorrimientos longitudinales combinados con fallas oblicuas de orientación noroeste se asocian a una notoria reactivación cuaternaria del relieve. Al sur de los 33º el frente de la Cordillera Frontal y Principal ha sido reactivado en distintos segmentos durante el Pleistoceno, deformando depósitos aluviales y produciendo el ascenso y rotación de pedimentos rocosos. En el sector extracordillerano, la tectónica holocena activó corrimientos ciegos o emergentes y pliegues asociados en las cerrilladas pedemontanas y reactivó el borde oriental del bloque de San Rafael. Al oeste de ese bloque, trenes de escarpas pedemontanas y volcanes cuaternarios alineados definen zonas de fractura oblicuas de rumbo noroeste; más al sur, en el extenso ambiente volcánico de la Payúnia, numerosos centros de emisión se asocian a fracturas de igual orientación y a fracturas este-oeste cerca del frente montañoso, indicativas de condiciones locales extensionales o transtensivas.

En nuestro país, la investigación de la tectónica cuaternaria de los Andes y en particular de la región del Nuevo Cuyo se encuentra en una etapa inicial de inventario básico de estructuras. A pesar del encomiable esfuerzo de los escasos grupos de trabajo dedicados al estudio de la deformación cuaternaria en el vasto territorio nacional, son exiguos los datos disponibles acerca de edades de depósitos y fallas cuaternarias e igualmente insuficiente el conocimiento de la geometría, cinemática y paleosismología de las principales fallas activas. Tomando en cuenta que ciudades densamente pobladas como San Juan y Mendoza están ubicadas junto a zonas de fractura de reconocida actividad sísmica, el progreso en el conocimiento del peligro sísmico de esas y otras extensas regiones cordilleranas es una de las tareas prioritarias de la futura investigación en neotectónica.

Agradecimientos

Dejamos constancia del agradecimiento al Servicio Geológico Minero Argentino y a la Universidad Nacional de La Plata por el apoyo recibido para la realización de este trabajo. Uno de nosotros (JMC) quiere recordar y agradecer en este lugar al profesor y compañero de trabajo Dr. Roberto Caminos, en cuya actitud reflexiva, desinteresada y cordial encontró siempre una guía y oportunidad de desarrollo profesional y humano.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALLMENDINGER, R.W., FIGUEROA, D., SNYDER, D., BEER, J., MPODOZIS, C. E e ISACKS, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. Tectonics, 9: 789-809.

AMOS, A.J., CALIGARI, R.H. y SICHES, C.W., 1981. Las fallas activas en la República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 2: 235-242.

ANTELO PÉREZ, B., 1979. Geología del dique compensador El Tigre, Provincia de Mendoza. Agua y Energía Eléctrica, informe inédito, Buenos Aires.

AVÉ LALLEMANT, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Museo de La Plata, Anales, Sección Geológica y Mineralógica 1: 5-20, La Plata.

BALDIS, B.A. y CHEBLI, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 1: 47-66.

BALDIS, B. A, BERESI, M. A., BORDONARO, O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4 : 399-445.

BARALDO, J.A., CANGIALOSI, A. y TREO, C.H., 1985. Estructura del sector norte de La Crucecita, Dpto. Ullum, San Juan. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 215-220, San Juan.

BASTÍAS, H.E., 1986. Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica de Precordillera. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita) 1-147.

BASTÍAS, H. y BASTÍAS, J.A., 1987. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 42 (3-4): 261-266.

BASTÍAS, H.E. y ULIARTE, E., 1987. Morfología de la falla rumbo-deslizante El Tigre entre los ríos Jáchal y San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 251-254.

BASTÍAS, J.A. y ULIARTE, E., 1991. Tectoformas de transcurrencias, falla El Tigre, sector central, San Juan, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Acta :505-509.

BASTÍAS, H.E., WEIDMANN, N. y PÉREZ, M., 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 329 – 341.

BASTÍAS, H., ULIARTE, E. y PÉREZ, M.A., 1985. Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera. 1° Jornadas Geológicas de la Precordillera, Actas 1: 221-225. Asociación Geológica Argentina, Serie A, 2.

BASTÍAS, H., ULIARTE, E., PAREDES, J. DE D., SÁNCHEZ, A., BASTÍAS, J.A., RUZYCKI, L. y PERUCCA, P.,1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 228-244.

BASTÍAS, H.,TELLO G.E., PERUCCA J.L. y PAREDES, J.D., 1993. Peligro sísmico y Neotectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 6-1: 645-658.

BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L. y TELLO, G., 1995. Mapa neotectónico preliminar de la República Argentina. Universidad Nacional de San Juan, inédito.

BERMÚDEZ, A. y DELPINO, D.H., 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.).Asociación Geológica Argentina, Revista 44 (1-4): 35-55.

BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., FREY, F. y SAAL, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Ar-

gentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 1-13: 161-172.

BETTINI, F., 1981. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (4): 579-581.

BODENBENDER, G., 1894. El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Tomo 14: 293-329.

BODENBENDER, G., 1897. El suelo y las vertientes de la ciudad de Mendoza y alrededores. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 15 (4): 425-486, Córdoba.

CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (3): 351-392.

CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.

CASTAÑO, J.C., 1979. Estudio de sismicidad y riesgo sísmico para grandes obras de aprovechamiento hidroeléctrico en la Alta Cuenca del río Bermejo. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Resúmenes.

CASTELLANOS, A., 1944. Anotaciones preliminares con motivo de una visita a San Juan a propósito del terremoto del 15 de enero de 1944. Monografía de la Facultad de Ciencias Matemáticas, Físicas-Químicas y Naturales aplicadas a la industria, Universidad Nacional del Litoral.

CHIARAMONTE, L., 1996. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura, 167 pp., inédito.

CINGOLANI, C.A., 1970. Estudio geológico de la zona de la Cortadera y alrededores, nordeste de Uspallata, provincia de Mendoza. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral (inédita), 1-318.

CISNEROS, H. y BASTÍAS, H., 1993. Neotectónica del borde oriental del Bloque de San Rafael. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 270-276.

CISNEROS, H., ORMEÑO, P. y BASTÍAS, H., 1989. Fallas cuaternarias en el sur mendocino y su posible relación con el sismo de 1929. 1° Reunión de Fallas Activas del NOA, Actas 1: 58-62, San Juan.

COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314.

CORTÉS, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.

CORTÉS, J.M., 1994. La segmentación tectónica de la depresión de Uspallata, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 18-22.

CORTÉS, J.M., 1997. Estructura cuaternaria de las Hojas 3369-03 "Yalguaraz" y 3369-09 «Uspallata», provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.

CORTÉS, J.M., 1998. Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista :21 pgs., 5 figuras; en prensa.

CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la pampa Yalguaraz, margen occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 241-245.

CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1995. The Active Thrust Front of Mendoza Precordillera at Rio de las Peñas, Argentina. Andean Thrust Tectonics Symposium, Program with Abstracts :7, San Juan, Argentina.

CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1996. Tectónica cuaternaria en la desembocadura del río de Las Peñas, borde oriental de la Precordillera de Mendoza. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 225-238.

CORTÉS, J.M. y SABBIONE, N., 1997. Evidencias de tectónica cuaternaria en la Depresión de Yalguaraz. Jornadas de comunicaciones científicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Resumen, 1 pg.

CORTÉS, J.M. y SRUOGA, P., 1998. Zonas de fracturas cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30' LS), Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 2:116-121.

CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997a. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-03 «Yalguaraz», provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe inédito, Buenos Aires.

CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997b. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-09 «Uspallata», provincia de Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.

COSTA, C., 1996. Atributos de las fallas cuaternarias de Argentina. Proyecto ILP 2-2. Informe inédito preliminar con mapa, 72 pgs, San Luis.

COSTA, C.H., GARDINI, C.E., DIEDERIX, H. y CORTÉS, J.M., 1998. The Andean Thrust front at Sierra de las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Abstract, 7 pgs, 5 figs., a entregar para su publicación.

DELPINO, D.H., 1987. Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35°-36° L.S.), Mendoza. Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 233-237.

DESSANTI, R.N., 1942. Informe geológico de la zona del cerro de la Cal, río de las Peñas y Borbollón. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.

DESSANTI, R.N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.

DEVIZIA, C., 1993. Yacimiento Piedras Coloradas - Estructura intermedia. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 3 -3 : 397-402.

FERUGLIO, E., 1946. Sistemas orográficos de la Argentina. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-542, Buenos Aires.

FIGUEROA, D. y FERRARIS, O.R., 1989. Estructura del márgen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 515-529, Mar del Plata.

FOSSA MANCINI, E., 1936. Fallas actualmente activas en la sierra del Morado (Provincia de San Juan). Boletín de Informaciones Petroleras, 141: 65-138.

FOSSA MANCINI, E., 1937. Una falla actualmente activa en las Lomas de Lunlunta. Boletín de Informaciones Petroleras 14(160): 99-112.

FOSSA MANCINI, E., 1939. Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. Boletín de Informaciones Petroleras 16 (179):45-78. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 27-35, Córdoba.

FOSSA MANCINI, E., 1942. Algunas particularidades del sinclinal de Salagasta, Provincia de Mendoza. Museo de la Plata, Notas 7, Geología 18: 39-68.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del Cerro Volcán Payún Matru (Provincia de Mendoza). Opera Lilloana 20: 1-102.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972a. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132: 1-127.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30d Payún Matru, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y FAUQUÉ, L., 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 - 17: 217-234.

GOSEN, W. VON, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: The Rio San Juan section. Journal of Structural Geology, 14 (6): 643-667.

GROEBER, P., 1944. Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocación. Notas del Museo de La Plata, Tomo 9, Geología N°33:363-375.

GROEBER, P. y TAPIA A., 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique en la quebrada de Ullum (San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Publicaciones 25 y 26.

HARRINGTON, H.J., 1944. Volcanes y Terremotos. Editorial Pleamar. Buenos Aires.

HARRINGTON, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, «Ramblón», provincias de Mendoza y San Juan. Subsecretaría de Minería, Boletín 114:1-81.

HOLMBERG, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, provincia del Neuquén. Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 152: 1-89.

INPRES, 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulúm, provincia de San Juan. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen ejecutivo, San Juan.

INPRES, 1985. El Terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Informe general, 137 pp

INPRES, 1993. Estudio del peligro sísmico en el área de Malargue-cerro Chachao-Provincia de Mendoza-. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, 24 pp, 8 figs., 1 mapa, CONEA inédito, San Juan.

INPRES, 1995. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica Nº 19, 269 pp, San Juan.

JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. y DRAKE, R.E., 1993. Cronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. Journal of Geology, 101: 137-158.

KADINSKY-CADE, K., REILINGER, R. y ISACKS, B., 1985. Surface deformation associated with the November 23, 1977, Caucete, Argentina, earthquake sequence. Journal of Geophysical Research, 90:12.6911-12.700.

KEIDEL, H., 1907. Uber den Bau der Argentinischen Anden. Sitz.-Ber. K. Akad. Wissensch. Wien. Mathem, natw. Klasse. Bd.116. Abt.1.

KOZLOWSKI, E.E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 381-395.

KOZLOWSKI, E.E., CRUZ, C., MANCEDA, R. y CONDAT, P., 1990. Estructuración distensiva en los Andes surmendocinos. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-26.

KOZLOWSKI, E.E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-18: 235-256.

LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D.A. y DELLAPÉ, D.A., 1993. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?. Asociación Geológica Argentina, Revista 47(1) (1992): 83-86.

LLAMBÍAS, E.J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matru. Acta Geológica Lilloana 8: 265-310.

LOOS, P.A., 1907. Estudios de Seismología. Los movimientos seísmicos de Mendoza. Anales de Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas. Tomo 3(1):3-38.

LOOS, P.A., 1926. Los terremotos de 1920 en Costa de Araujo, Lavalle, La Central, Tres Porteñas. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata, Contribuciones Geofisicas 1 (2): 129-158.

LOOS, P.A., 1928. El terremoto argentino-chileno del 14 de abril de 1927. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata, Contribuciones Geofisicas 2, (2): 67-106.

LUKENHEIMER, D.F., 1930. El terremoto sudmendocino del 30 de Marzo de 1929. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata, Contribuciones Geofisicas 3 (2): 86-167.

MARTOS, L.M., 1987a. Evidencias de movimientos neotectónicos en una terraza de edad holocena. La Rinconada, San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 263-265.

MARTOS, L.M., 1987b. La neotectónica como control de la evolución del paisaje cuaternario. Pocitos, San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino , Actas 1: 275-278.

MARTOS, L. M., 1993a. Evidencias de actividad tectónica en el Pleistoceno superior-Holoceno. Quebrada del Molino, Pocitos. San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 258-265.

MARTOS, L.M., 1993b. Análisis morfo-estructural del sector de piedemonte del área Río Blanco - Pocitos, San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 266-269.

MARTOS, L.M. y BASTÍAS, H.E., 1985. Análisis de un sector del sistema de fallamiento inverso de Precordillera oriental. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 226-230. San Juan.

MENDÍA, J. y VALENCIO, D., 1987. La cronología de los flujos lávicos del Volcán Payún-Matru. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino , Actas 4: 228.

MILANA, J.P. y DELENDATTI, G.L., 1992. Estructura profunda y mecánica de levantamiento de la sierra Chica de Zonda durante el Pleistoceno alto, utilizando análisis morfogenético de terrazas aluviales (quebrada de Zonda, San Juan). Universidad Nacional de San Juan, Ciencias, Publicaciones Científico-Técnicas Año 1 (2) :7-19.

MILANA, J.P. y ZAMBRANO, J.J., 1996. La cerrillada pedemontana mendocina : un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo. Asociación Geológica Argentina, Revista 51 (4) : 289-303.

NÚÑEZ, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitué, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 166: 1-67.

ORTIZ, A. y ZAMBRANO, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 59-74.

PALMA, A., VELO, R., FUENTES, A., y CANTARAL, R., 1984. Presunta existencia de fallas activas en el borde oriental del Bloque de San Rafael. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3:127-143.

PAREDES, J.D., 1986. Geología del Cuaternario de la sierra Chica de Zonda, con especial consideración de la tectónica moderna, San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Trabajo Final de Licenciatura,inédito.

PAREDES, J. DE D., 1990. Pampa del Jarillal, una Cuenca transtensiva en la Precordillera de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 427-429.

PAREDES, J. DE D., 1993. Geomorfología tectónica del borde occidental de la sierra del Tontal y su relación con la evaluación preliminar del peligro sísmico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 6: 333-337.

PAREDES, J. DE D. y BASTÍAS, H.E., 1987. Formas y rangos de alzamiento del sector norte de la Sierra Chica de Zonda. San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino , Actas 1: 279-282.

PASINI, M.M., 1998. Estudio neotectónico del piedemonte noroccidental del cordón San Bartolo, Precordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura. En preparación.

PERUCCA, L.P., 1990. Sistema de fallamiento La Dehesa-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 431-434.

PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1993. Actividad tectónica en la sierra de la Punilla. Consideraciones sobre su sismicidad. San Juan - La Rioja, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 252-257.

PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1994. Neotectónica y aspectos geomorfológicos y sísmicos de las sierras de la Punilla y Volcán, San juan- La Rioja, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384.

PERUCCA, L.P., SÁNCHEZ, A.J. y ULIARTE, E.R., 1990. Morfoneotectónica en la zona norte del corredor tectónico Matagusano-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 435-438.

PLOSZKIEWICZ, J.V., 1993. Yacimiento Tupungato. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 4 : 391-396.

POLANSKI, J., 1954 . Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios, 4: 4-10, Mendoza.

POLANSKI, J., 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 12 (3) (1957): 165-193.

POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 17 (3-4) (1962): 127-349.

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

PORTA, R.E.,1993. Yacimientos La Ventana y Vacas Muertas- Punta de las Bardas-Río Viejas- Gran Bajada Blanca. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 12 : 431-435.

QUARTINO B.J., ZARDINI, R.A. y AMOS, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal - Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N°1: 1-184 .

REGAIRAZ, A.C., 1962. Importancia de algunos rasgos geomorfológicos del presente y del pasado en Mendoza y su vinculación con recursos naturales energéticos. Universidad Nacional de Cuyo, Boletín de Estudios Geográficos, 9 (37):151-169, Mendoza.

REGAIRAZ, A.C., 1979. Relaciones entre tectónica y trazado de la red de drenaje superficial (Zona Huayquerías de Tunuyán, Mendoza). 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, 1975), Actas 2: 431-448.

REGAIRAZ, A.C. y BARRERA, R.O., 1975. Formaciones del Cuaternario, unidades

geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera. Anais da Academia Brasileira de Ciências 47 (suplemento): 5-20.

REGAIRAZ, A.C. y VIDELA LEANIZ, J.R., 1967. Nueva concepción acerca de la irregular distribución del petróleo en sedimentos del Víctor Claro, Vacas Muertas y Punto de las Bardas, Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), Actas 3:285-303.

REGAIRAZ, A.C. y ZAMBRANO, J.J., 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (Andes centrales argentinos entre 32º y 34º de latitud sur). En Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im Jüngeren Quartär. Bamberger Geographische Schriften, Band 11: 50-67, Bamberg.

RODRÍGUEZ, E.J. y BARTON, M., 1990. Geología del pie de monte al oeste de la ciudad de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 460-463.

ROLLERI, E.O. y FERNÁNDEZ GARRASINO, C., 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 771-809, Córdoba.

RUIZ, F., SISTERNA, J. y PONTI, N., 1994. Detección y análisis en el tiempo de las deformaciones en el fallamiento La Laja-San Juan-Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 154-158, Concepción.

SANTIESTEVAN, P., 1993a. Yacimiento Ugarteche. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 7 : 413-414.

SANTIESTEVAN, P.,1993b. Yacimiento Cruz de Piedra - Lunlunta. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 8 : 415-418.

SANTIESTEVAN, P., 1993c. Yacimiento Barrancas. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 9 : 419-422.

SMALLEY, R.F., 1988. Two earthquakes studies; (1) Seismicity of the Argentina Andean Foreland and (2) A renormalization group approach to earthquakes mechanics. Ph. Doctor Dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, 174 pp. (inédito).

SMALLEY, R.F. e ISACKS, B.L.,1990. Seismotectonics of thin and thick-skinned deformation in the Andean foreland from local network data: evidence for a seismogenic lower crust. Journal of Geophysical Research 95: 12487-12498.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4 (3), Buenos Aires.

STERN, CH.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile 23: 39-52.

STIPANICIC, P.N., 1947. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera al E. del río de los Patos, en Sorocayense (prov. de San Juan). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis inédita.

STIPANICIC, P.N. y LINARES, E., 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 3: 1-42.

TELLO, G.E., 1994. Fallamiento cuaternario y sismicidad en el piedemonte cordillerano de la provincia de Mendoza. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384, Concepción.

TELLO, G.E. y PERUCCA, L.P., 1993. El sistema de fallamiento de Precordillera oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 246-251.

TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1979. Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 73-79, nota breve.

TRIEP, E.G., 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicaciones tectónicas. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 199-202.

ULIARTE, E.R. y GIANNI, S.L. DE, 1982. Fenómenos de Neotectónica en la provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología. Argentina. Actas 4:265-279.

ULIARTE, E., PERALTA, S. y MASRAMÓN, E., 1985. Fenómenos de neotectónica en la quebrada del Palque de Pachaco, Precordillera de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera, Acta 1: 243-246, San Juan.

ULIARTE, E., BASTÍAS, H. y RUZYCKI, L., 1987. Morfología y neotectónica en el cerro La Chilca, Pedernal, provincia de San Juan, Argentina. 10° Congreso Argentino de Geología, Actas 1: 227-230.

VALENCIO, D., LINARES, E. y CREER, K.M. 1970. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuartarios de Mendoza y Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 397-415.

VALENCIO, D.A., LINARES, E., VILAS, J.F. y NABEL, P.E., 1979. Edades magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas cenozoicas de las provincias de Neuquén y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 36-41.

VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998a. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de San Juan a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.

VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998b. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de La Rioja a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.

VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-80.

VOLPONI, F.,1976. El riesgo sísmico en el territorio argentino. Anales de la Sociedad Científica Argentina, Serie 2, Ciencias Aplicadas, 42: 37-44.

WHITNEY, R., 1983. Faulting and tectonics in the San Juan Province, Argentina. Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, USA. Trabajo no publicado.

WHITNEY, R.A., 1990. Trenching of active faults in the San Juan Province of west-Central, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 445-446.

YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-11: 123-148.

ZAPATA,T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the enteracxtion of two systems of opposing vergence. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 149-159.

ZAPATA,T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 52 (2): 115-131.

ZÖLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. Asociación Geológica Argentina, Revista 5 (3): 111-126.

Recibido: agosto 1999

2. TECTÓNICA CUATERNARIA

B) TECTÓNICA CUATERNARIA EN LAS SIERRAS PAMPEANAS

Carlos H.Costa

MARCO DESCRIPTIVO

Las Sierras Pampeanas constituyen el antepaís fragmentado del orógeno andino, cuya extensión latitudinal es coincidente con el desarrollo del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Jordan et al., 1983, Jordan y Allmendinger, 1986). La información recogida hasta el presente, sugiere que los episodios tectónicos que caracterizaron la evolución neógena de los Andes Centrales (Ramos y Cortés, 1993), alcanzaron en forma más atenuada también a esta región. Esto indica que las deformaciones andinas se han distribuido en un amplio sector de la intraplaca, reconociéndose sus efectos en regiones ubicadas a más de 700 km de la posición actual de la fosa oceánica. Sin embargo la cronología de estas deformaciones es menos conocida que en el orógeno andino, resultando difícil discriminar en la mayoría de los casos las estructuras cuaternarias, de aquellas tardío cenozoicas. Criado Roqué et al. (1981) distinguieron en el sector austral de la región tres fases de deformación, expresadas mediante fallamiento y levantamiento de bloques, y las correlacionaron con las fases Pehuénchica, Quéchuica y Diaguítica, tal como fueron definidas en el orógeno andino (Ramos y Ramos, 1978; Yrigoyen, 1979). La última de ellas, ubicada en el intervalo Plioceno-Pleistoceno, constituyó el evento de deformación y levantamiento principal de los bloques pampeanos.

Las exposiciones de las deformaciones cuaternarias en las Sierras Pampeanas son aisladas y de escasa extensión areal. La ubicación temporal de la gran mayoría de ellas no tiene mayor precisión que el conocimiento estratigráfico de las unidades sedimentarias modernas, el cual es incipiente o incompleto. Usualmente, las estructuras cuaternarias han sido descriptas como tales por la vinculación de los depósitos deformados con sedimentos cuaternarios típicos y/o con geoformas modernas (abanicos aluviales, barreales, etc.).

La geometría de las deformaciones expresa el estilo de la tectónica andina regional; vale decir fallas inversas generalmente buzantes al este, ubicadas marginalmente a bloques levantados y basculados del basamento cristalino durante la orogenia andina. Estas fallas parecen ser reactivaciones de fracturas preexistentes y en la gran mayoría de los casos están controladas por las anisotropías de la estructura interna del basamento.

Costa (1996a) destacó algunos aspectos que dificultan el reconocimiento de las estructuras cuaternarias en el piedemonte serrano de las sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), tales como: a) Las características geométricas del fallamiento inverso. Esto determina que los planos principales de las fallas se encuentren sepultados por depósitos aluviales o coluviales y que solo sean visibles en quebradas con importante entallamiento o en exposiciones artificiales; b) Tasas de erosión y/o sedimentación generalmente mayores que las tasas de deformación, lo cual enmascara tanto la expresión morfológica del fallamiento cuaternario como el verdadero grado de actividad tectónica.

A su vez, los factores que obstaculizan el análisis de las deformaciones cuaternarias están comúnmente referidos a la compleja historia de movimientos previos de las fallas cuaternarias y a la ausencia en el labio elevado de los materiales cuaternarios fallados. Esto último dificulta establecer con precisión la magnitud del desplazamiento cuaternario, tasa de movimiento y eventos sísmicos asociados al desplazamiento total. A su vez, las dificultades para determinar una cronoestratigrafía neógena confiable atentan también contra la precisión de los resultados.

Existen varios reportes sobre terremotos ocurridos durante el presente siglo (Olsacher, 1935; Groeber y Cappeletti, en Gez, 1938; Lambert, 1947; Volponi et al., 1978). La presencia de rupturas superficiales asociadas a la fuente sísmica ha sido documentada en la falla de Ampacama-Niquizanga, ubicada en el sureste de la sierra de Pie de Palo (provincia de San Juan), como consecuencia del sismo Ms 7.4 del 23-11-1977 con epicentro cercano a la localidad de Caucete (Volponi et al., 1978). Mingorance (1991) postuló, basado en rasgos morfológicos, que la falla Sampacho (Las Lagunas) en la provincia de Córdoba experimentó un desplazamiento vertical de 0,25 m durante el evento M 6.0 de 1934. A su vez, evidencias paleosismológicas que sugieren la ocurrencia de rupturas superficiales prehistóricas, fueron reconocidas en la falla El Molino (sierra de Comechingones) (Costa et al., 1992, 1994; Costa y Vita Finzi, 1996; Murillo,1996).

ANTECEDENTES

Existen muy pocos trabajos que hayan enfocado a las deformaciones cuaternarias o recientes como tópico central o donde las mismas hayan sido discriminadas de las deformaciones neógenas o tardío cenozoicas en sentido amplio. González Bonorino (1950) propuso un marco conceptual para la comprensión de las deformaciones andinas, pero probablemente corresponde a Schlagintweit (1954) la primera descripción de una deformación cuaternaria asociada a la falla Potrero de Garay, en el valle de Calamuchita (Córdoba). También en la misma sierra, Lencinas y Timonieri (1968) y Massabie (1976) documentaron la presencia de deformaciones cuaternarias.

El primer informe sobre las fallas activas del territorio nacional fue elaborado por Amos et al. (1981), quienes presentaron un inventario de las deformaciones recientes. En este trabajo pionero se citan varias fallas ubicadas en las

Sierras Pampeanas. Castano y Bastías (1981) realizaron una semblanza de los aspectos sismotectónicos de esta región. Un análisis similar fue efectuado por Massabie (1987) para las sierras de Córdoba.

En la última década varias contribuciones han reportado la presencia de deformaciones cuaternarias en esta región, información incorporada por Costa (1996b) en el Inventario y Mapa de Deformaciones Cuaternarias de Argentina, como parte del Proyecto ILP II-2 "*World Map of Major Active Faults*".

PRINCIPALES ESTRUCTURAS

La mayor cantidad de deformaciones cuaternarias observadas, corresponde al sector meridional de las Sierras Pampeanas. A los fines descriptivos, su ocurrencia se agrupará dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Septentrionales, Occidentales y Meridionales (Figura 34).

Sierras Pampeanas Septentrionales

Se destaca en esta región la ***falla Aconquija*** (Figura 34A), ubicada en el faldeo occidental de la sierra homónima (provincias de Catamarca y Tucumán), a lo largo de la cual fueron reconocidas escarpas en abanicos aluviales, bajadas y terrazas cuaternarias. Se ha mencionado también que la sismicidad prehistórica asociada a la falla Aconquija fue el mecanismo disparador de avalanchas de rocas, con desarrollo de sismitas representativas de varios eventos paleosísmicos (Fauqué y Strecker, 1987, 1988; Strecker et al., 1987; Hermanns et al., 1997). Esta estructura ha sido caracterizada como una falla inversa de alto ángulo e inclinación al naciente.

En el interior de la sierra de Aconquija también fueron descriptos corrimientos locales con movimientos cuaternarios (González y Barreñada, 1993).

Sierras Pampeanas Occidentales

En el faldeo suroriental de la sierra de Pie de Palo (provincia de San Juan) se localiza la ***falla Ampacama-Niquizanga*** (Figura 34B), único ejemplo conocido de deformaciones superficiales vinculadas con sismos históricos (Volponi et al., 1978; INPRES, 1982; Bastías, 1985, 1986; Bastías et al., 1990; Kadinsky-Cade et al., 1985; Reilinger y Kadinsky-Cade, 1985). El trazo de esta falla está caracterizado por escarpas rectilíneas de aproximadamente 10 km de longitud, con dirección nornordeste y algo discontinuas. Según Bastías (1985), dichas escarpas corresponden a fallas de carácter inverso. Nivelaciones efectuadas en la zona de falla con posterioridad al sismo del 23-11-1977 con epicentro en Caucete indican la existencia de una elevación de 0,30 m promedio del labio este de la falla (Volponi et al., 1978). Las evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a esta estructura están constituidas por una zona angosta de escarpas que miran al noroeste y que pueden reconocerse por una longitud de 60 km (Volponi et al., 1978, INPRES, 1982). Observaciones de campo de Whitney, citadas por Kadinsky-Cade et al. (1985) respecto al fallamiento resultante del sismo de Caucete, destacan la presencia de grietas tensionales y corrimientos afectando a sedimentos recientes.

Las características cinemáticas de la fuente sismogénica principal han sido ampliamente discutidas (Kadinsky-Cade et al., 1985; Smalley et al., 1993), existiendo acuerdo que la misma está asociada a una falla inversa ciega cuyo sector de ruptura principal estuvo ubicado a 17 km de profundidad. Por esta razón, las deformaciones reconocidas en superficie no expresan en forma directa la geometría ni el desplazamiento total de la fuente responsable del evento sísmico principal (*main shock*).

Puede reconocerse una topografía anómala del piedemonte de la sierra de Pie de Palo, particularmente visible en su sector suroeste, donde sectores ocupados por barreales holocenos, muestran actualmente una cota más elevada que la de la unión serranía-piedemonte. Esta situación puede ser atribuida a una importante tasa de levantamiento que genera una descompensación isostática y da lugar a un fenómeno de "*peripherical bulge*" (Ramos,1995, comunicación personal,).

En el extremo norte de la sierra ha sido reportada la existencia de otra deformación cuaternaria denominada ***falla Pajaritos*** (INPRES, 1982, Bastías, 1985).

En el margen suroccidental de la sierra de La Huerta-Valle Fértil (provincia de San Juan) se ha reconocido la presencia de la denominada ***falla Las Chacras*** (Figura 34C), caracterizada por escarpas rectilíneas que afectan geoformas pedemontanas cuaternarias y generan desplazamientos del drenaje, atribuyéndose a esta estructura un desplazamiento cuaternario de tipo inverso con componente dextral (INPRES, 1982; Bastías, 1985; Bastías et al., 1990; Pérez et al., 1997). Estos autores estimaron también que en el extremo sur de la sierra los desplazamientos de geoformas pleistocenas asociadas a la misma, alcanzan a 25 metros. En opinión de Kadinsky-Cade et al. (1985), parte de la actividad sísmica vinculada al sismo de Caucete estuvo también relacionada con esta estructura.

Sierras Pampeanas Meridionales

Las principales deformaciones cuaternarias están en su gran mayoría vinculadas con las estructuras marginales de las sierras de San Luis, Comechingones y Chica de Córdoba. A lo largo de estas fallas se han reconocido corrimientos del basamento cristalino afectando a sedimentos del ambiente pedemontano.

La ***falla de San Luis*** (Figura 34D) constituye el frente de levantamiento andino de la sierra homónima y sus últimos movimientos afectan a depósitos coluviales y aluviales, en los que el plano de falla inclina 30°E/45°E (Costa, 1989; 1992; 1993; 1994; Roccasalvo, 1992). Han sido mencionados también abovedamientos de la cobertura aluvial cuaternaria, presumiblemente vinculados con la propagación de corrimientos ciegos (Costa, 1992; 1993; 1994).

Según González Díaz et al. (1997), las avalanchas de rocas reconocidas en las inmediaciones de la localidad de San Francisco fueron inducidas por eventos sísmicos cuaternarios.

En el extremo sur de la sierra, existen deformaciones cuaternarias asociadas localmente a fallas normales (Zencich, 1988; Cortés y Costa, 1991; Costa, 1992; Costa y Cortés, 1993).

En la sierra de Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), las deformaciones cuaternarias aparecen vinculadas con un ramal secundario de la ***falla de Comechingones***,

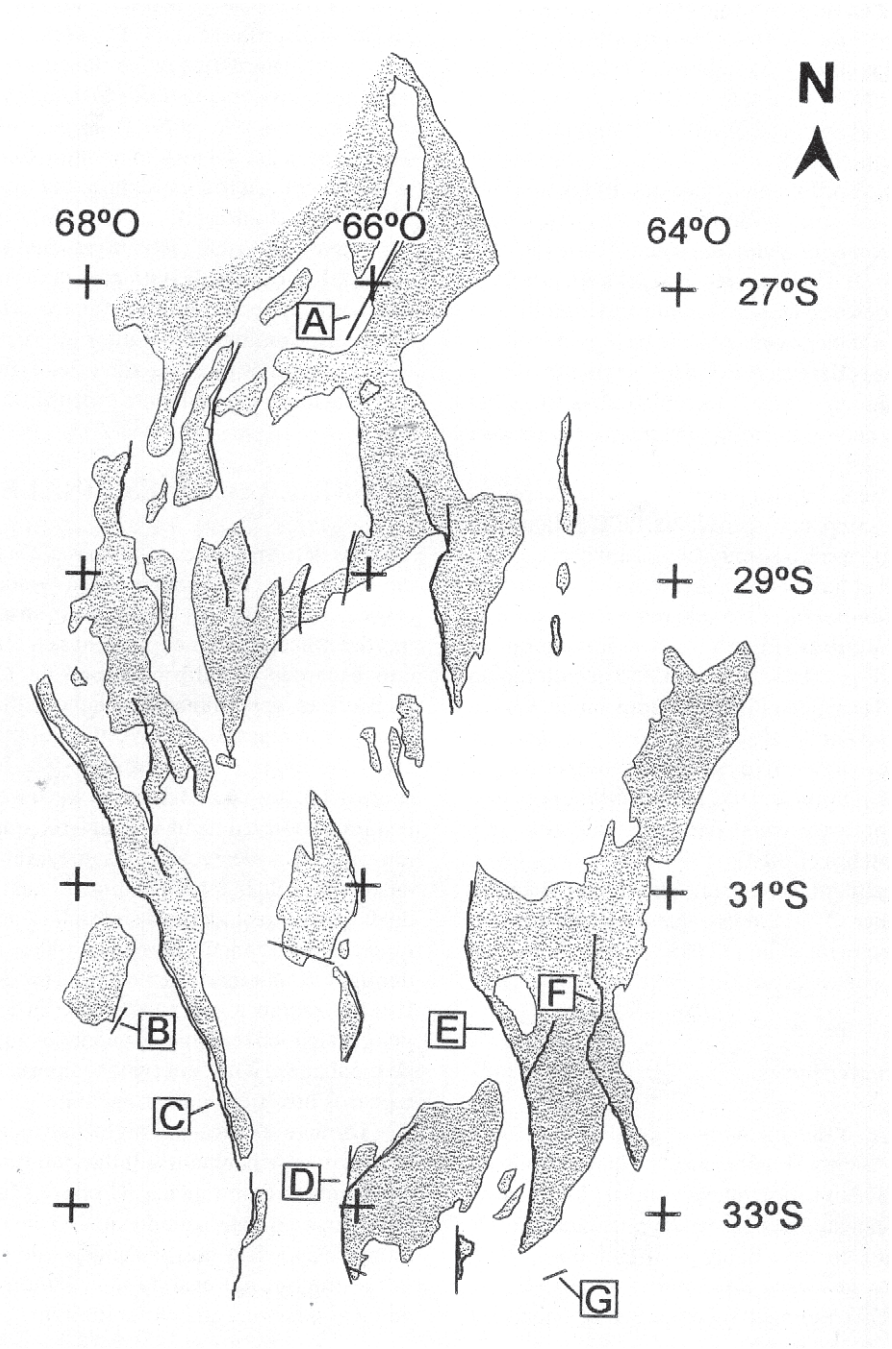


Figura 34. Esquema general mostrando la posición de las estructuras andinas mayores en la región de las Sierras Pampeanas, con la localización de las principales fallas referidas en el texto. A. falla Aconquija; B. falla Ampacama-Niquizanga; C. falla Las Chacras; D. falla San Luis; E. falla Comechingones; F. falla Sierra Chica; G. falla Las Lagunas.

denominado ***falla El Molino*** (Figura 34E) . En las cercanías de la localidad de Merlo, el basamento cristalino sobrecorre con un ángulo de 45°E a depósitos aluviales y coluviales holocenos (Costa et al., 1992; 1994; Murillo, 1996). La información cronológica obtenida indica que se ha verificado allí un desplazamiento mínimo de 2,10 m en el último milenio, distribuido en por lo menos dos eventos. Esto pudo haber estado asociado a sismos prehistóricos con generación de ruptura superficial (Costa y Vita-Finzi, 1996).

El otro accidente neotectónico importante de las sierras de Córdoba es la ***falla de la Sierra Chica*** (Figura 34F), localizada en el borde occidental de la sierra homónima y constituyendo a la vez el límite oriental de las depresiones de Punilla y Calamuchita (Córdoba). Esta falla está integrada por un conjunto de secciones con diseños levemente cóncavos al este y rumbo general nornordeste. Su trazo es bastante continuo durante por lo menos 150 km, pero las deformaciones cuaternarias sólo han sido documentadas en forma aislada. Las deformaciones recientes descriptas están siempre asociadas con corrimientos del basamento sobre sedimentos asignados al Cuaternario, cuyas inclinaciones varían entre 45° y 60°.

Las diferentes secciones de la falla de la Sierra Chica han sido individualizadas de norte a sur como ***falla Cosquín*** (Gross, 1948; Lencinas y Timonieri, 1968; Massabie, 1976; 1987; Massabie y Szlafstein, 1991; Kraemer y Martino,

1993), ***falla Carlos Paz*** (Massabie y Szlafstein, 1991), ***falla Potrero de Garay-San Pedro*** (Schlagintweit, 1954; Massabie, 1987; Massabie y Szlafstein, 1991; Szlafstein, 1991) y ***falla Santa Rosa*** (Baraldo et al., 1980; Massabie, 1987; Kraemer et al., 1988; Wagner-Manslau, 1988; Massabie y Szlafstein, 1991).

En las sierras de Córdoba han sido descriptas también otras fallas inversas con evidencias de movimientos cuaternarios, tales como la ***falla de Nono*** (valle de San Alberto, en la región de Traslasierra) y la ***falla Sierra Baja de San Marcos*** (noroeste de la sierra Grande de Córdoba). La falla de Nono registra al menos un episodio de movimiento en el Pleistoceno superior (Kraemer et al., 1993), mientras que la segunda de ellas pone en contacto tectónico a las rocas del basamento cristalino con sedimentos cuaternarios (Massabie, 1976; 1987; Massabie y Szlafstein, 1991).

En el ambiente de la llanura pampeana en las cercanías de la localidad de Sampacho (provincia de Córdoba), se reconoce un juego de escarpas muy bien impuestas en los sedimentos loessoides holocenos, correspondientes al ***Sistema de Fallas de Sampacho***. Este sistema está constituido por las ***fallas Las Lagunas*** (Figura 34G) y ***Sampacho***. El trazo de la falla principal (Las lagunas) tiene una dirección nordeste y controla la disposición de cuerpos lagunares. El bloque elevado corresponde al sector sureste y su trazo se reconoce mediante escarpas en los depósitos loessoides por espacio de 24 km (Mingorance, 1991). Esta falla se considera asociada al terremoto que causó daños considerables a la localidad de Sampacho el 11-06-1934 (Olsacher, 1935; Volponi, 1976; Sagripanti, en Costa, 1996b; Sagripanti et al., 1997). Mingorance (1991) indicó que como consecuencia de este evento, se originó una nueva escarpa de 0,25 m ubicada en la base de la escarpa principal, con una longitud de 8 kilómetros.

Otras estructuras cuaternarias

Existen también otras menciones de deformaciones cuaternarias en las Sierras Pampeanas, la mayoría de las cuales han sido citadas en la contribución de Amos et al. (1981). Entre ellas pueden mencionarse en Catamarca a la ***falla del Cerro Mojón***, cerca de Belén (Ruiz Huidobro, 1974) y ***falla del oeste de la sierra de Ambato*** (Socic, 1963). González Díaz (1974) también mencionó deformaciones cuaternarias en este flanco serrano, al oeste de la quebrada de La Cébila. Bastías et al. (1995) identificaron a su vez deformaciones cuaternarias en el flanco oriental de la sierra de Ambato, tales como la ***falla Chumbicha***, vecina a la localidad homónima y la ***falla Pipanaco***, ubicada en el margen oriental del salar del mismo nombre. Furque (1963) y Gentili (1972) reconocieron estructuras modernas en la región de Villa Unión (La Rioja).

Mirré (1976) mencionó la presencia de una falla moderna al sur de la localidad de Astica, en la sierra de Valle Fértil (San Juan). En el sector limítrofe entre esta provincia y la de Mendoza, Comínguez y Ramos (1990) reportaron deformaciones cuaternarias en la zona del cerro Salinas, ya en las inmediaciones del ambiente precordillerano.

CONSIDERACIONES FINALES

Las deformaciones asignadas al Cuaternario en la región de las Sierras Pampeanas están asociadas con las fallas responsables de los levantamientos andinos de estas morfoestructuras. Las expresiones en el relieve se relacionan con escarpas o deformaciones de la cobertura aluvial pleistocena, generalmente aisladas y discontinuas. Su reconocimiento macroscópico resulta difícil cuando las mismas están definidas por corrimientos de basamento cristalino sobre depósitos cuaternarios. Los escasos registros sísmicos, históricos o instrumentales, sugieren que estas fallas presentan intervalos de recurrencia mayores que las estructuras cuaternarias de la región andina, lo cual es una característica del fallamiento moderno de intraplaca. Por esta razón se torna indispensable conocer el registro paleosísmico de estas fallas durante el Cuaternario, así como su capacidad sismogenética. Esto es debido a que su impacto en la caracterización del peligro sísmico regional no puede ser adecuadamente evaluado mediante el corto intervalo temporal que proporcionan los registros históricos e instrumentales (Costa, 1996a).

Durante el presente siglo han ocurrido varios sismos destructivos vinculados a fallas con recurrencia prolongada en regiones de intraplaca (Crone y Machette, 1995). Debe recordarse en este sentido que en la región de las Sierras Pampeanas existe mayor cantidad de población y obras de infraestructura que en todo el piedemonte andino comprendido en el mismo segmento latitudinal.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO .

AMOS, A., CALIGARI, R. y SICHES, C., 1981. Las fallas activas en la República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 235-242, Buenos Aires.

BARALDO, J., PERUCCA, J., REGAIRAZ, A. y PUIGDOMENECH, H., 1980. Neotectónica del embalse Río Tercero, Provincia de Córdoba. Seminario sobre aspectos de seguridad en relación con el emplazamiento de centrales nucleares. Buenos Aires, Argentina. Universidad Nacional de San Juan, Informe Inédito.

BASTÍAS, H., 1985. Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera, San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, inédita, 160 pp.

BASTÍAS, H., 1986. Guía de campo. Reunión conjunta IGCP 202-206. San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, 37 pp.

BASTÍAS, H., ULIARTE, E., PAREDES, J., SÁNCHES, A., BASTÍAS, J., RUZYCKI, L. y PERUCCA, L., 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 228-244.

BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L., y TELLO, G., 1995. Mapa neotectónico preliminar de la Republica Argentina. Escala 1:5.000.000. Sin texto, Universidad de Nacional San Juan, inédito.

CASTANO, J. y BASTÍAS, H., 1981. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico. INPRES Publicación Técnica N°7:1-42, San Juan.

COMÍNGUEZ, A. y RAMOS, V., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314.

CORTÉS, J. y COSTA, C., 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de los Funes-Las Chacras (extremo sur de la sierra de San Luis). 7° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 4, Bahía Blanca.

COSTA, C., 1987. Neotectónica de la Sierra Grande de San Luis: Resultados preliminares. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 255-258.

COSTA, C., 1989. Remote sensing applied to neotectonics: Case studies in San Luis province, Argentina. Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften, 17 (1s):25-36, Berlín.

COSTA, C., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral inédita, Universidad Nacional de San Luis, 390pp.

COSTA, C., 1993. El frente de corrimiento de la Sierra de San Luis: 9° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 8, San Luis.

COSTA, C., 1994. The Neogene thrust front of the Sierra de San Luis, Pampean Ranges, Argentina. Bulletin INQUA Neotectonics Commission, 17:76, Estocolmo.

COSTA, C., 1996a. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 285-300.

COSTA, C., 1996b. Atributos de la fallas cuaternarias de Argentina. Proyecto ILP II-2. Informe inédito preliminar con mapa. 72 pp, San Luis.

COSTA, C. y CORTÉS, J., 1993. Tectónica extensional en el extremo sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:113-119.

COSTA, C. y VITA-FINZI, C., 1996. Late Holocene intraplate faulting in the southeast Sierras Pampeanas, Argentina, Geology. 24: 1127-1130. .

COSTA, C., GARDINI, C., y GIACCARDI, A., 1992. Fallamiento moderno en la sierra de Comechingones, provincia de San Luis, 7° Reunión de Microtectónica, Resúmenes:7, S.C.de Bariloche.

COSTA, C., MURILLO, M., VITA-FINZI, C. y GARDINI, C., 1994. Quaternary faulting and perspectives for paleoseismological studies in the southeastern Pampean Ranges, Argentina. En: Prentice, C., Schwartz, D. y Yeats, R. (Eds.): Workshop on Paleoseismology, U.S.Geological Survey Open-File Report 94-568:39-40, Menlo Park. .

CRIADO ROQUÉ, P., MOMBRÚ, C. y RAMOS, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología de la Provincia de San Luis, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio:155-192.

CRONE, A. y MACHETTE, M., 1995. Paleoseismology and earthquakes in stable continental regions: Insights into long-term behavior of some intraplate seismogenic faults. En: Valensise, G. y Pantosti D. (Eds.): Workshop on Active faulting studies for seismic hazard assessment, Extended Abstracts, I.N.G., 138 pp, Roma,.

FAUQUÉ, L. y STRECKER, M., 1987. Rasgos de neotectónica y avalanchas de roca producidas por terremotos en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija, Provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 219-222.

FAUQUÉ, L. y STRECKER, M., 1988. Large rock avalanches deposits (Sturztröme, Sturztröms) at Sierra Anconquija, Northern Sierras Pampeanas, Argentina. Eclogae Geol. Helvetica, 81: 579-592, Basel.

FURQUE, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandacol (prov. de San Juan y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín Nº 92:1-104.

GENTILI, C., 1972. Informe geológico de la Hoja 17c (Cerro Rajado) La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 131:1-62.

GEZ, J., 1938. Geografía de la Provincia de San Luis, 1. Peuser, Buenos Aires.

GONZÁLEZ, O. y BARREÑADA, O., 1993. Geología y estructura de las nacientes del Río Amaicha y El Infiernillo, Provincia de Tucumán. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 72-81.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5:81-110.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1974. Superficies de erosión (abanicos rocosos) exhumados en el flanco occidental de la sierra de Ambato, al sur de la quebrada de La Cébila (La Rioja). Asociación Geológica Argentina, Revista 29:5-22.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., FAUQUÉ, L., COSTA, C., GIACCARDI, A., DE PALOMERA, R., y PEREYRA, F., 1997. La Avalancha de Rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas Australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32º 30'). Asociación Geológica Argentina Revista 52: 339-354.

GROSS, W., 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. Asociación Geológica Argentina Revista. 3:73-132.

HERMANNS, R., STRECKER, M., TRAUTH, M. y CLAEYS, P., 1997. Neotectonic and large rock avalanches in NW – Argentina (24º-27º30´S, 65º30´-67º30W). Geological Society of America Abstracts with Programs, 29,6:A-443, Boulder.

I.N.P.R.E.S., 1982, Microzonificación sísmica del valle de Tulum, Provincia de San Juan: Resumen Ejecutivo, San Juan. .

JORDAN, T. y ALLMENDINGER, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. American Journal of Science. 286:737-764.

JORDAN, T., ISACKS, B., ALLMENDINGER, R., BREWER, J., RAMOS, V. y ANDO, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin. 94:341-361.

KADINSKY-CADE, K., REILINGER,R. y ISACKS, B., 1985. Surface deformation associated with the November 23, 1977, Caucete, Argentina, earthquake sequence. Journal of Geophysical Research, 90:12.691-12.700.

KRAEMER, P. y MARTINO, R., 1993. La falla de la Sierra Chica. Cabalgamiento de basamento sobre una cuña sedimentaria imbricada. Cosquín, Córdoba. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 11-12, San Luis.

KRAEMER, P., MARTINO, R., GIAMBASTIANI, M. y SFRAGULLA, J., 1988. Análisis dinámico-cinemático preliminar de la falla de Santa Rosa, Depto. Calamuchita, Pcia. de Córdoba. 5° Reunión de Microtectónica, Acta:107-115, Córdoba.

KRAEMER, P., TAUBER, A., SCHMIDT, C. y RAMÉ, G., 1993. Analisis cinemático de la 'falla de Nono': Evidencias de actividad neotectónica, valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 277-281.

LAMBERT, L., 1947. Informe sobre el sismo del 16 de Enero de 1947 en el valle de la Punilla (Córdoba), Ministerio de Industria y Comercio de la Nación, Informe inédito, Buenos Aires.

LENCINAS, A. y TIMONIERI, A., 1968. Algunas características estructurales del valle de Punilla, Córdoba. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:195-208.

MASSABIE, A., 1976. Estructura cenozoica entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:109-123.

MASSABIE, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de Sierras Pampeanas Orientales, sierras de Córdoba, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:271-274.

MASSABIE, A. y SZLAFSTEIN, C., 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas 6: 154-168.

MINGORANCE, F., 1991. Análisis y evaluación del tectonismo reciente asociado a la falla Sampacho, provincia de Córdoba, Argentina Central. Revista Geofísica 35:13-39, México.

MIRRÉ, J., 1976. Informe geológico de la Hoja 19e (Valle Fértil), San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147:1-70.

MURILLO, M., 1996. Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel (Pcia de San Luis). Universidad de Buenos Aires, Tesis de Licenciatura, inédita, 135 pp.

OLSACHER, J., 1935. El terremoto de Sampacho (Provincia de Córdoba). Revista Museo de Ciencias Naturales de Córdoba: 1-52.

PÉREZ, A., ASTORGA, A., MONLLOR, J. y ARAUJO, M., 1997. Relevamiento planialtimétrico-geológico de la falla Las Chacras, en la quebrada del Barro. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 210-214, Antofagasta.

RAMOS, E. y RAMOS, V., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 771-786.

RAMOS, V. y CORTÉS, J., 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32º-33º S Latitude). 2º International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts:233-236, Oxford.

REILINGER, R. y KADINSKY-CADE, K., 1985. Earthquake deformation cycle in the Andean Back Arc, Western Argentina. Journal of Geophysical Research, 90:12701-12712.

ROCCASALVO, R., 1992. Geología y estructuras Cenozoicas del sector comprendido entre el arroyo Rumi Huasi y Villa de la Quebrada, Oeste de la Sierra de San Luis, Argentina. Universidad Nacional de San Luis, Tesis de Licenciatura, 78 pp, inédita.

RUIZ HUIDOBRO, O., 1974. Informe geológico de la Hoja 12c (Laguna Helada) Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 146:1-54.

SAGRIPANTI, G., ORIGLIA, D. y CAMPANELLA, O., 1997. Catálogo de sismos (SOCRIV), Departamento de Río Cuarto, Córdoba, 1934-1997. Universidad Nacional de Río Cuarto, Informe Inédito, 5 pp.

SCHLAGINTWEIT, O., 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita). Sierra Chica y Grande de la Pcia. de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Revista 9: 135-154.

SMALLEY, R., PUJOL, J., REGNIER, M., CHIU, J., CHATELAIN, J., ISACKS, B., ARAUJO, M. y PUEBLA, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. Tectonics, 12:63-76.

SOCIC, M., 1973. Informe geológico-económico de la Hoja 14e (Salar de Pipanaco). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 137:1-47.

STRECKER, M., BLOOM, A., MALIZZIA, D., CERVENY, P., BOSSI, G., BENSEL, C. y VILLANUEVA GARCÍA, A., 1987. Nuevos datos neotectónicos sobre las Sierras Pampeanas Septentrionales (26°-27°S). Re-

pública Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:231-234.

SZLAFSTEIN, C., 1991. Aspectos geológicos de los alrededores de Potrero de Garay (Provincia de Córdoba). Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.

VOLPONI, F., 1976. Riesgo sísmico en el territorio argentino. Sociedad Científica Argentina, Anales, Serie II, 42, Buenos Aires.

VOLPONI. F., QUIROGA, M. y ROBLES, A., 1978. El terremoto de Caucete del 23 de noviembre de 1977. Instituto Sismológico Zonda, Universidad Nacional de San Juan, 81 pp, San Juan.

WAGNER-MANSLAU, A., 1988. Estudio geológico-estructural del valle de Calamuchita entre Villa General Belgrano y Santa Rosa de Calamuchita, Provincia de Córdoba. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.

YRIGOYEN, M., 1979. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1:651-694, Córdoba.

ZENCICH, S., 1988. Evolución morfotectónica tardío-cenozoica entre el cerro Valle de Piedra y la quebrada de Los Cóndores, Departamento Capital, San Luis. Universidad Nacional de Río Cuarto. Tesis de Licenciatura, inédita,136 pp.

Recibido: octubre 1998

ÍNDICE DE FORMACIONES

A

Acantilados Karlsen, Miembro. 543
Acantilados Sanctuary, Miembro. 543
Acoite, Formación. 148, **179**, 723
Adakita Cerro Pampa. **592**, 601
Agrio, Formación. **409**, 412, 418, 425
Agua Blanca, Formación. 700
Agua Colorada, Formación. 178
Agua de la Peña, Grupo. **390**, 394
Agua de la Piedra, Formación. **674**
Agua de los Burros, Formación. 309, 358
Agua de los Noques, Formación. **309**
Agua de los Pajaritos, Formación. **386**, 387
Agua de Lucho, Formación. 279, 280, **283**, 287
Agua del Jagüel, Formación. 270, 290, 296, 298, 302
Agua del Toro, Formación. 304, **306**
Agua del Puntano, Formación. **306**
Agua Escondida, Formación. **306, 308**, 309
Agua Negra, Formación. 279
Aguada Bandera, Formación. **499**
Aguada Cecilio, Formación. **477**, 478
Aguada de la Perdiz, Formación. **178**, 179
Aguada del Bagual, Formación. **463**
Aguas Blanquitas, Formación. 269
Aguaragüe, Supersecuencia. 243
Alcaparrosa, Formación. **197**, 198, 199, 227
Aleusco, Formación. **448**
Allen, Formación. **416**, 427, 474, **475**, 476, 477, 480, 482
Alojamiento, Formación. **194**, 198
Alta Vista, Formación. 532, **533**
Alto Palena, Formación. 437
Alto Tunuyán, Formación. 290, 300, **301**, 302
Alto Tupungato, Formación. 290, **300**, 301, 302
Aluminé, Formación. 433
Aluvio Actual. 700
Alvear, Formación. **698**
Ambargasta, Formación. **142**
Ameghino, Formación. 538, 539, 540
Amphibolite, Formación. **128**, 129
Anacleto, Formación. **470**, 471, 475, 476
Anchorage, Formación. **546**
Andacollo, Complejo. **329**
Andacollo, Grupo. **329**
Andapaico, Formación. 228, 231
Andesita Pichi Tril. **590**, 599
Andesita Puesto Nuevo. 750
Anfibolita La Vinchuca. **160**
Angastaco, Formación. **658**
Angostura Colorada, Formación. 469, **471**, 480
Angualasto, Grupo. 263, 271, **274**, 275, 283, **292**
Anita, Formación. **533**
Ansilta, Formación. 270, 290, 295, **296**, 302
Anta, Formación. 47, 625, 655, 658, **659**, 661, 662
Apeleg, Formación. **437**, 439, **454**, 455
Árbol Blanco, Formación. **632**, 634
Arcillas Verdes, Formación. **412**
Arco del Desaguadero, Formación. **692**
Arenas Puelches. **698**
Arenisca Avilé. **412**
Arenisca Baritú. **212**
Arenisca Pescado. **212**
Areniscas Atigradas, Grupo. 309
Areniscas de Transición. **655**
Areniscas Puelches. **649**
Areniscas Superiores. **655**, 656
Arenosa Superior. 560
Arizaro, Formación. 253, 254, 255, 257, 258
Arroyo Acantuco, Miembro. 708
Arroyo Alfa, Formación. **532**
Arroyo Barbudo, Formación. 478, **479**
Arroyo Cajón, Formación. 435, **452**, 483
Arroyo Chasicó, Formación. **640**, **648**, 700
Arroyo Colorado, Formación. 207, **208**, 211
Arroyo del Pajarito, Miembro. 471, 472, 473
Arroyo Garrido, Formación. 332
Arroyo Perdido, Formación. **473**
Arroyo Pescado, Formación. 332
Arroyo Pinturas, Formación. **572**
Arroyo Punta del Agua, Formación. **309**
Arroyo Salado, Formación. 479
Arroyo Seco, Formación. 700
Arroyo Totoral, Formación. **277**
Arroyo Verde, Formación. **569**
Aserradero, Formación. 437
Ashpa Puca, Formación. **142**
Asociación Piroclástica Pumícea. 772
Asociación Volcánica del Puesto La Colmena. 579
Asociación Volcánica Neopleistocena. **693**
Asociación Volcánica Paleopleistocena. **693**
Auca Pan, Formación. **581**, 590
Auquilco, Formación. **409**

B

Bachongo, Formación. **228**, 231
Bahía Choiseul, Formación. 339, **340**
Bahía Lancha, **336**
Bahía Laura, Grupo. 122, 368, 511, 514, 515, **516**, 517, 518, 520, 521, 523, 524
Bajada Colorada, Formación. **412**, **470**
Bajo Barreal, Formación. **455**, **471**, **505**
Bajo de la Carpa, Formación. **470**
Bajo de Véliz, Formación. **277**
Bajo Grande, Formación. 511, **519**, 520, 522, 525
Bajo Pobre, Formación. 367, 368, 369, 511, 512, **514**, 515, 516, 518, 522, 523, 525
Balbuena, Subgrupo. 613, **614**, 616, 618
Balcarce, Formación. 98, **104**, 105
Baqueró, Formación. 511, **520**, 521, 522, 523, 525, 549

Barda Negra, Formación. **405**
Bardas Blancas, Formación. **405**, 422
Bardas Coloradas, Miembro. 471, 472, 473
Baritú, Formación. 211, **212**
Barker, Formación. 700
Barranca de los Lobos, Formación. 700
Barranca Final, Formación. 572, **578**, **648**
Barrancas, Formación. 385
Barranquita, Formación. **694**
Barreal, Formación. **386**, 387
Barreal, Grupo. 295
Basalto 0. 590
Basalto I. 583
Basalto III. **693**
Basalto IV. **693**
Basalto V. **692**
Basalto VI. **692**
Basalto VII. **692**
Basalto Alma Gaucha. 523, **591**, 597, 599
Basalto Alto de Las Salinas. **622**
Basalto Belgrano. **586**, 592
Basalto Cerro del Doce. **591**, 595
Basalto Cerro Tejedor. **591**
Basalto Chalía. **592**
Basalto Chenqueniyeu. **591**
Basalto Gregores. **591**, 601
Basalto Isonza. **622**
Basalto La Angelita. **591**
Basalto La Cueva. **592**, 601
Basalto Laguna del Guadal. **593**
Basalto Las Conchas. **618**, 622, 623
Basalto Las Mercedes. **523**, 525, 579
Basalto Las Tunas. **592**, 601
Basalto Mesaniyeu. **586**
Basalto Olnie. **592**, 601
Basalto Parva Negra. **590**
Basalto Pereyra. **586**
Basalto Posadas. **582**, 586, 591, 592, 595, 750
Basalto Rehuau. **581**
Basalto Río del Medio. **593**
Basalto Rumay. **591**
Basalto Sierra Rosada. **583**
Basalto Strobel. **586**
Basandesita Alta Vista. **583**
Batolito Aleusco. 366
Batolito Andino. 446, 449, 452, 456
Batolito Central Patagónico. 73, 80
Batolito de Achala. 63, 136, 139, **156**
Batolito de Colangüil. 263, 352, 353, 354, 355
Batolito de la Patagonia Central. **364**, 366, 368, 369, 370, 371, 444, **446**, 512
Batolito del Portillo. 263
Batolito Patagónico. 11, 73, 77, 79, 440, 441, 579, 735, 750
Batolito Patagónico Cordillerano. **448**, 450, 454
Batolito Patagónico Subcordillerano. 366, **440**, 444, **446**, 448
Bayo Mesa, Formación. 703
Bayo Overo, Miembro. 471, 472, 473
Beauvoir, Formación. **530**
Belén, Formación. **578**, **649**
Bluff Cove, Formación. **339**
Bonaerense. 700
Bonete, Formación. 323, **324**
Bonilla, Formación. 298
Bonilla, Grupo. 198
Botany Bay, Grupo. 538
Bravard, Formación. **321**
Brecha Salina Chica, Formación. **329**
Briggite, Formación. 717
Buenos Aires, Formación. 700
Bustamante, Formación. **483**
Bustamante, Miembro. 483
Butaló, Formación. **674**
Byers, Grupo. 546, 549

C

Cabeceras, Formación. 197, 227
Cabeza de León, Formación. **533**
Cabo Peña, Formación. 558, 561, **572**
Caburé, Formación. **212**, 632, **634**
Cacheuta, Formación. 384, **385**, 386, 388
Cachipunco, Formación. **207**
Cachiyuyo, Grupo. 170, **176**, 180
Cachorro, Miembro. 533
Caiguami, Miembro. 251
Cajón de Ginebra, Miembro. 453
Cajón Negro, Formación. **581**
Calabozo, Formación. **405**
Calafate, Formación. 572
Calalaste, Grupo. **178**, 182
Caleta Shag, Formación. 338, 339
Caleufú, Formación. **589**, 590
Calingasta, Formación. 215, **227**, 228, 295
Caliza con *Exogyra*. **409**
Caliza La Tosca. **412**
Caliza Loma Negra. 104
Caliza Nelson. 127, **128**
Caliza San Juan. 159
Calizas Azules con *Gryphaea*. **405**
Calizas La Manga. **405**
Campana, Formación. **591**
Campanario, Formación. **170**, 172, 174
Cancañiri, Formación. 182
Candelaria, Formación. **174**, 569
Candeleros, Formación. **470**
Cangapi, Formación. 244, 251, **252**, 255, 258
Canota, Formación. 197, **227**
Canquel, Formación. 81
Cántaro de Oro, Formación. 199
Cañadón Asfalto, Formación. **453**, 454, 456, 460, 464, 465, 466, 469
Cañadón Calcáreo, Formación. 454, 469
Cañadón de la Zorra, Formación. **412**
Cañadón de las Víboras, Formación. **471**
Cañadón Largo, Formación. **377**, 379
Cañadón Seco, Formación. **505**
Cape Meredith, Complejo. 338
Capillas, Formación. **179**
Carahuasi, Formación. **658**
Carapacha, Formación. 305, **306**, **309**, 320, 361

Cardiel, Formación. **532**
Carmen Silva, Formación. **578**
Carrenleufú, Formación. 439, **454**
Carrere, Formación. 583, **587**, 588, 595
Carrín Curá, Formación. **409**, 424
Carrizal, Formación. **388**
Carrizalito, Formación. **387**, 388
Casa de Piedra, Formación. **387**, 388
Casamayor, Formación. **588**, 593
Castillo, Formación. **455**, **471**, 480, **505**, **578**
Catriel, Formación. **409**
Cayanta, Formación. **580**, 593, 595
Centenario, Formación. **409**, 412
Centinela, Formación. **179**, **578**
Cepeda, Formación. **386**, 387
Cerro Agua Negra, Formación. **289**
Cerro Amarillo, Formación. **387**
Cerro Barcino, Formación. **471**, 472, 473
Cerro Barcino, Miembro. 471, 473
Cerro Bola, Formación. **199**
Cerro Cabras, Formación. **590**, 599
Cerro Campamento, Formación. 437, **454**
Cerro Carnerero, Miembro. 453
Cerro Carrizalito, Formación. 358
Cerro Carrizalito, Grupo. **306, 309**
Cerro Cazador, Formación. **533**
Cerro Colorado, Formación. **309**, **572**
Cerro Cóndor, Formación. **199**
Cerro Cortado, Formación. **589**, 595
Cerro de Las Cabras, Formación. **384**, 385, 386, 388
Cerro de los Burros, Formación. **141**
Cerro Díaz, Formación. 437
Cerro Dorotea, Formación. 558, **569**
Cerro El Fuerte, Formación. 433, **450**
Cerro Ferrarotti, Formación. 465
Cerro Fortaleza, Formación. **533**, 534
Cerro Guadal, Formación. **501**
Cerro La Ventana, Formación. 200
Cerro Largo, Formación. 102, **103**
Cerro León, Formación. **516**
Cerro Lisandro, Formación. **470**
Cerro Lojote, Formación. **231**
Cerro Montgomery, Miembro. 332
Cerro Negro, Formación. 101, **104**, **548**, 549, **693**, 773
Cerro Oscuro, Formación. 210, **253**, 254, 255, 257
Cerro Pelado, Formación. **194**, 201
Cerro Petiso, Formación. **590**
Cerro Rajado, Formación. 394
Cerro Tormenta, Formación. **589**
Cerro Toro, Formación. **532**, 533
Cerro Totora, Formación. **192**, 200
Cerro Tres Cóndores, Formación. 279, 280, **283**, **287**
Cerro Victoria, Formación. 440, **448**, 450
Chacabuco, Formación. **636**
Chacaico, Formación. **380**, 417
Chacay, Formación. **452**
Chachao, Formación. **409**, 412, 425
Chachil, Formación. **399**
Chaco, Formación. **640**
Chalhualmayoc, Formación. **170**, 172, 174
Chalía, Formación. **676**
Challacó, Formación. **405**
Chango Real, Formación. **159**
Chañares, Formación. **390**, 391
Chapadmalal, Formación. 700
Chapalala, Formación. **591**, 597, 599
Chapua, Grupo. 774
Chapualitense inferior. **693**
Charata, Formación. **636**
Chavela, Formación. 280
Chavela, Miembro. **234**
Chenque, Formación. 560, **572**, 578, 589
Chester Cone, Formación. **547**, 548, 549
Chichinales, Formación. **578**, **588**, 590
Chigua, Formación. 233, **234**, 269, 280, 281
Chihuido, Formación. 360, **382**
Chihuíu, Formación. **382**
Chile Chico, Formación. 439
Chimeo, Miembro. 250, 251
Chinches, Formación. **669**
Chinguillos, Grupo. 232, **233**, 234
Choiyoi, Formación. 300, 330
Choiyoi, Grupo. 52, 56, 263, 291, 299, 301, 302, 305, 309, **350**, 352, 353, 355, 380, 381, 384, 386, 444, 732, 733
Chon Aike, Formación. 80, 367, 368, 369, 371, 515, 516, **517**, 518, 519, 522, 523, 524, 530
Chon Aike, Grupo. **499**
Chorreado, Formación. **412**
Chorreado, Miembro. **412**
Chorrillo, Formación. **533**, 534
Chorro, Formación. 239, 247, 248
Chubut, Grupo. 75, 76, 81, 454, **455**, 456, 460, 466, 467, **471**, 473, 483, **505**, 519
Ciénaga del Medio, Grupo. 215, 227, **232**, 300
Ciénaga Redonda, Formación. **387**
Cobo, Formación. 700
Cobres, Grupo. **175**
Cochicó, Grupo. **306, 309**, 358
Codo, Formación. **232**, 292
Cola de Zorro, Formación. **581**
Colhué Huapi, Formación. **588**
Coli Toro, Formación. 477, **479**, 480
Collipilli, Formación. **580**, 593, 595
Collón Cura, Formación. 446, 566, **578**, 587, **589**, 599, **676**
Colohuincul, Formación. **107**, 110, 111, 441, 450
Colonia los Coroneles, Formación. 773
Colorado, Formación. **646**, 647
Comodoro Rivadavia, Formación. **505**
Complejo IV. **505**
Complejo V. **501**
Complejo Beacon. 126
Complejo Buenos Aires. **97**, 101
Complejo Cape Meredith. **124**
Complejo Chon Aike. 517
Complejo Colohuincul. **107**, 108, 110, **444**, 446
Complejo Cresta de los Bosques. **446**
Complejo de Ross. 126
Complejo de la Sierra de Olte. 453, 466
Complejo Dos Lomas. **358**, 364, 381
Complejo Efusivo Eógeno. 588

Complejo El Quemado. 368, 371, 525, **530**, 532
Complejo Granítico Lago Puelo. 440, **448**
Complejo Granítico Patagónico. 440
Complejo Granodiorítico del Cordón Caquel. **448**
Complejo Ígneo Metamórfico. 101
Complejo La Cautiva. **579**
Complejo Marifil. 368, 369, 371
Complejo Martín García. **99**
Complejo Metamórfico Altautina. 136
Complejo Metamórfico El Gigante. **160**
Complejo Metamórfico Precámbrico Montes Shackleton. **126**, 127
Complejo Metamórfico Scotia. **129**
Complejo Metamórfico Trinity Península. 538
Complejo Mina Gonzalito. 113, 115, **118**, 119, 120
Complejo Olte. **499**
Complejo Piedra Santa. 444
Complejo Plutónico de Chachil. **107**, 110, 111
Complejo Plutónico La Esperanza. **358**, 359, 381
Complejo Plutónico Pailemán. **359**
Complejo Plutónico Punta Sierra. **118**, 120, 121
Complejo Porfírico de la Cordillera. 435
Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina. **499**
Complejo Río Chico. **108**
Complejo Río Deseado. **121**, 122
Complejo Volcánico de La Ramada. 53
Complejo Volcánico Marifil. 456
Complejo Volcánico Pino Hachado. **581**
Complejo Volcánico Pire Mahuida. **587**, 599
Complejo Volcánico Synrift. **499**
Complejo Yaminué. **113**, 114, 115, 116
Conglomerado de la Peña. 393
Conglomerado Galarza. **655**
Conglomerado La Yesera. **614**
Conglomerado Panul. **387**
Conglomerado Petaca. **655**
Conglomerado Porongal. **212**
Conglomerado Rojo. 65
Conglomerado Tchat Chii. **572**
Conglomerado Tunuyán. **674**
Conglomerados Stoneley Point. 541
Copacabana, Formación. 43, 46, 248, 253, 257
Copo, Formación. **210**, 632, **634**
Coppermine, Formación. **550**
Coquena, Formación. **178**, 179
Cordobense. 700
Cordón de las Tobas, Formación. 439, **454**
Corralito, Formación. 199
Cortaderas, Formación. 192, 194, **198**, 227, 269, 270, **274**, 275, 279, 280, 281
Cortaderita, Formación. **386**, 387
Cotidiano, Formación. **437**, 441, **452**, **454**
Coyhaique, Formación. 437
Coyhaique, Grupo. **437**, 439, 441, 448, 452, **454**, 456
Coyocho, Formación. 590
Cresta de los Bosques, Formación. 441, **446**, 455, 456, 489
Cristo Redentor, Formación. **418**
Cuarcita Loma Cortada. **160**
Cuarcitas Azules, Miembro. **222**
Cuarcitas Balcarce. 102
Cuatro Compuertas, Formación. **693**
Cuevo, Grupo. 244, 245, 248, 252, 255, 257, 731
Cuevo, Supersecuencia. **251**
Curamalal, Grupo. 320, 321
Cushamen, Formación. **108**, 441, **444**

D

D-129, Formación. **454**, **501**
de la Cuesta, Formación. **277**
del Gigante, Grupo. 388
del Ratón, Formación. 232, 280, 290, **292**, 293
del Salto, Formación. 290, **293**, 302
Deseado, Formación. **588**
Desencuentro, Formación. **668**
Destacamento Río Salado, Formación. 701
Devils Point, Miembro. 547
Diamante, Formación. **416**, 418
Divisadero, Formación. 435
Divisadero, Grupo. 435, 438, **439**, 440, 441, 446, 448, **454**, 455, 456, 457, 532
Divisadero Largo, Formación. 385
Don Braulio, Formación. 196, 201, 206, **216**, 217, 219
Don Polo, Formación. **197**, 227, 228
Dos Hermanos, Miembro. 337
Drift Anfiteatro. **711**
Drift Botello. **711**
Drift El Cóndor. **711**
Drift La Fragua. **711**
Drift Nahuel Huapi. **711**
Drift Pichileufú. **711**
Drift Pluma. **711**
Drift Río Grande. **711**

E

Ectinitas El Jagüelito. 76
Ectinitas Piedra Santa. **107**, 108, 110
El Aceite, Formación. 437
El Alcázar, Formación. **386**, 387
El Barco, Miembro. 533
El Buitre, Formación. **589**, 595
El Canquel, Formación. **586**, **589**, 595
El Carrizo, Formación. 474, **569**
El Chillante, Formación. **692**, 693
El Cholo, Formación. 419, 420
El Codo, Formación. 729
El Córdoba, Formación. 446, 450, 452, **453**, 455, 456, 465
El Cortijo, Formación. **98**, 717
El Freno, Formación. **399**, 405
El Fuerte, Formación. 479
El Gato, Formación. **439**, **454**
El Imperial, Formación. 270, 302, 305, **306**, 307, 308, 309, 356
El Jagüelito, Formación. 113, **118**, 120, 121, 326
El Mirador, Formación. **587**
El Palmar, Formación. **699**
El Paso, Miembro. 293, **295**, 296
El Planchón, Formación. **232**, 280, 292
El Plata, Formación. 290, **300**, 301, 302

El Platero, Formación. 108
El Quemado, Formación. **452**
El Ratón, Formación. 729
El Relincho, Formación. **194**, 201
El Retamo, Formación. **295**
El Sello, Formación. **587**, 601
El Simbolar, Formación. 657
El Toco, Formación. 242
El Totoral, Formación. **693**
El Tranquilo, Formación. 337, 367, 456, 514, 516
El Tranquilo, Grupo. **377**, 378, 382
El Zampal, Formación. **692**, 772, 774
Elizalde, Formación. 435
Elvira, Formación. 558, **569**, 572, **647**
Emborozú, Formación. 655, **656**, 657
Embrechita El Tala. **160**
Empozada, Formación. 192, **197**, 199, 201, 227
Ensenada, Formación. **578**, **676**, 700
Ensenadense. 700
Entre Ríos, Formación. **640**
Epecuén, Formación. 700
Epulahuquen, Formación. **581**
Epuyén-Cholila, Formación. 433, **450**
Escarpment, Formación. 239, 244, 247, **248**, 249, 255, 257
Esquel, Formación. **333**, 334, 336, 441
Esquina Colorada, Formación. **388**
Esquina Gris, Formación. **295**
Esquistos de Arroyo Pescado. **334**
Esquistos de Bahía Margarita. **129**, 130
Esquistos de La Modesta. 28
Esquistos del Centro. **159**
Esquistos Los Morteritos. **160**
Essexita Río Carbón. **582**, 583, 595
Estancia La Aurora, Formación. 701
Estratos con Dinosaurios. 18, 24, **416**, 470
Estratos de Almada. 454, 469
Estratos de Comallo. **379**, 380
Estratos de Llantenis. 382
Estratos de Neneo Rucá. 471
Estratos de Tronquimalal. 382
Estratos del Cabo Welchness. **542**
Estratos del Chaco. **656**
Estratos del Guenguel. 589
Estratos del nunatak Troilo. **540**
Estratos del Portezuelo. 589
Estratos Jujeños. **656**
Estratos Koticks Point. 541
Estrecho de San Carlos, Formación. 339, **341**

F

Falda Ciénaga, Formación. **182**
Faro Querandí, Formación. 701
Ferrífera, Formación. 326
Ferrífera, Serie. 326
Fildes, Formación. **550**
Filón El Turbio. **592**, 599
Flora, Formación. **538**
Fortín, Formación. **646**
Fortín Nogueira, Grupo. **470**
Fossil Bluff, Formación. **551**
Fox Bay, Formación. **338**, 339

G

Gabro de Cañada del Puerto. **139**
Gabro de San Lorenzo. **139**
Gaiman, Formación. 589
Gambacorta, Formación. 127, **128**
Garamilla, Formación. 366, 444
General Belgrano, Formación. **646**
Geste, Formación. **658**
Glaciar Blaiklock, Grupo. 126, 127
Glauconítico A. 560
Glauconítico B. 560, **572**
Gneis de Las Palmas. **138**, 139
Gneis de Los Túneles. 136, **138**
Gneis Quebrada Grande. **160**
Gneises de Bahía Margarita. 550
Gorro Frigio, Formación. **471**, 473
Gran Malvina, Grupo. **338**
Grandes Abanicos Aluviales. **696**
Granito Cafayate. **150**
Granito Calvo. 358, 359, 364
Granito Catreleo. 332
Granito Cerro Amarillo. **153**
Granito Corcovado. 440
Granito Cumbre de Las Lajas. **153**
Granito de Ambargasta. **142**
Granito de Arita. **155**
Granito de Ojo de Agua. **141**
Granito de Tepuel. **448**
Granito del Cerro Veladero. **153**
Granito Donosa. 359
Granito El Alto. **150**
Granito Fitz Roy. **592**
Granito Flores. 358
Granito Futalaufquen. 440, 441, **448**
Granito La Magdalena. 440
Granito La Pintada. **110**
Granito La Plata Chico. 440, 448
Granito La Tapera. **150**
Granito Lago Vintter. 440
Granito Las Juntas. **153**
Granito Leleque. **446**
Granito Loma Pelada. **150**
Granito Los Ratones. **153**
Granito Nuñorco-Sañogasta. **153**
Granito Palena. 440
Granito Putrachoique. **448**
Granito San Lorenzo. 586
Granito Sauce Guacho. **153**
Granito Tucuraro. **155**
Granito Viuda de Gallo. **110**
Granitoides Cerro Toro. **153**
Granitoides de La Pampa-Unquillo. **150**
Granitoides Mamil Choique. 107, **108**, 110
Granitos de Tastil. 46
Granitos del Alto Río Chubut. **446**
Granitos Santa Victoria. 46

Granodiorita Choschas. **155**
Granodiorita Cuchiyaco. **150**
Granodiorita Lago Lácar. **107**, 108, 111
Granodiorita Lago Moreno. 440
Granodiorita Los Machís. 440
Granodiorita Mamil Choique. 110
Granodiorita Navarrete. 358
Granodiorita Prieto. 358, 359
Granodiorita Tardugno. **114**, 116
Grava Arenosa Salinas Chicas. 700
Gualcamayo, Formación. **195**, 201
Gualilán, Grupo. 221, **228**
Guandacay, Formación. 655, **656**, 657
Guandacol, Formación. 265, 269, 279, 280, 281
Gudiño, Formación. **329**
Gustav, Grupo. 538, **540**, 541, 542

H

Heritage, Grupo. **130**
Hernandarias, Formación. **698**
Herrada, Miembro. 327
Hidden Lake, Formación. 541, **542**, 543
Hilario, Formación. 227, **232**, 293, **386**, 387
Hinojo, Formación. **320**, 321
Horizonte Glacial Zapla. 182
Horizonte Hermosense. 700
Horseshoe, Formación. **130**
Hoyada Verde, Formación. 269, 275
Hoyada Verde, Miembro. 293, **294**, 295
Huachipampa, Formación. **665**, 666
Hualá, Formación. **591**
Hualcupén, Formación. **581**
Huantraico, Formación. **416**
Huaracó, Formación. **329**, 330
Huechulafquen, Formación. **107**, 111, 440, 441, 444
Huemul, Formación. 435
Huemul, Grupo. **450**
Huenuluán, Formación. **579**
Huincul, Formación. **470**
Huitrera, Formación. **579**
Huitrín, Formación. **412**, 427

I

I, Formación. 700
II, Formación. 700
III, Formación. 700
Ignimbrita Barda Colorada. **579**
Ipaguazú, Formación. 244, 245, 251
Iquirí, Formación. 243, 257
Iratí, Formación. 252
Irene, Formación. 700
Irene, Miembro. 533
Irenense. 700
Isla Soledad, Grupo. 338, **339**
Ischichuca, Formación. 390, **391**, 394
Ischigualasto, Formación. 390, 391, 392, **393**, 394
Itacua, Formación. 239, 257
Itacuamí, Formación. 239, 244, 245, **246**, 247
Itararé, Subgrupo. 248
Ituzaingó, Formación. 52, **640**, **697**

J

Jagüel, Formación. 269, 270, **283**, **416**, 427, 474, 475, **476**, 477, 479, 480, 482, 557, **569**
Jaramillo, Formación. **332**, 334
Jollín, Formación. 212, **213**
José de San Martín, Formación. **366**, **446**
Josefina, Formación. 638
Jujuy, Subgrupo. 625, **661**
Juncal, Formación. **418**
Junín, Formación. 700
Jurásica Continental, Formación. **499**

K

Kachaike, Formación. **532**
Katterfeld, Formación. **437**, 438, 439, **454**, **501**
Kotick Point, Formación. **540**, 541

L

La Aguadita, Formación. **153**, 169
La Alumbrera, Formación. 178, **180**
La Amarga, Formación. **412**, 427
La Asunción, Miembro. 533
La Cantera, Formación. **195**, 200, 201, 217
La Capilla, Formación. 290, 293, **295**, 302
La Chilca, Formación. 196, 201, 208, **221**, 222, 223, 224, 225
La Clemira, Formación. **141**
La Colina, Formación. **277**
La Colonia, Formación. 473, 474, 479, **481**, 482, 483
La Cruz, Formación. 738
La Estocada, Formación. **692**
La Flecha, Formación. **190**, 195, 201
La Golondrina, Formación. **337**, 367
La Horqueta, Formación. **199**, 305, 306
La Invernada, Formación. **693**, 771, 772, 773
La Juanita, Formación. 103, **337**, 367
La Laja, Formación. **189**, 201
La Leona, Formación. 122, **367**, 379, **511**, 523
La Lidia, Formación. 141, **142**, 143, 144
La Lola, Formación. **320**
La Magdalena, Formación. **448**
La Manga, Formación. 423, 424
La Matilde, Formación. 515, **516**, 517, **518**, 519, 522
La Mermela, Formación. 136, **142**, 143, 144
La Milagrosa, Formación. 701
La Modesta, Formación. **121**, 122
La Norma, Formación. 700
La Ollita, Formación. **663**
La Paya, Formación. **153**
La Pilona, Formación. **673**
La Porfía, Formación. **463**
La Postrera, Formación. 700
La Puerta, Formación. 141, **289**
La Silla, Formación. **195**, 200
La Tina, Formación. 215, **227**, 228

La Tinta, Formación. 338
La Tinta, Grupo. 98, 99, 101, 102
La Toma, Formación. 700
La Yesera, Formación. **617**, 618, 622
Labrado, Formación. **179**
Lafonia, Formación. **339**
Lafonian, Formación. 82
Lagares, Formación. **276**
Lago 5, Formación. 440, **448**
Lago General Vintter, Formación. **448**
Lago La Plata, Formación. 435, **436**, 437, 440, 441, 448, **452**, 455, 483
Lago La Plata, Grupo. 435, **452**, 453, 454, 483
Lago Nostoc, Formación. **127**
Lago Sofía, Formación. **533**
Lagrelius Point, Formación. **540**
Laguna Colorada, Formación. **377**, 379
Laguna del Hunco, Formación. 560, **579**
Laguna Lillo, Miembro. 337
Laguna Palacios, Formación. **455**, **471**, **505**, 522
Laguna Polina, Miembro. 337
Lajas, Formación. **405**, 423
Lapa, Formación. **366**, **380**, 399, 417
Las Aguaditas, Formación. **195**, 201
Las Ánimas, Formación. 700
Las Balas, Formación. 290, 300, **302**
Las Breñas, Formación. 632, **633**, 634
Las Chilcas, Formación. **647**, 702
Las Coloradas, Formación. **462**
Las Curtiembres, Formación. 614, **617**, 618, 622
Las Damas, Formación. **199**
Las Escobas, Formación. 701
Las Heras, Grupo. **454**, **501**
Las Leoneras, Formación. **450**, **462**, 465
Las Majaditas, Formación. 290, 295, **296**, 302
Las Mercedes, Formación. 511
Las Moras, Formación. **175**
Las Peñas, Formación. 290, 300, **301**, 302
Las Planchadas, Formación. 158, **180**, 181
Las Plantas, Formación. 196
Las Plumas, Miembro. 473
Las Salinas, Formación. **334**
Las Tunas, Formación. 52, 692, **693**, 732
Las Vacas, Formación. 195, 196, 201
Las Vicuñas, Formación. 145, 157, **175**
Lecho, Formación. 614, 616, **618**, 622, 623
Lefipán, Formación. **455**, 474, 479, **480**
Leleque, Formación. **440**
Lemaire, Formación. **530**
Leoncito, Formación. 269, 290, 293, **295**, 302
Lepá, Formación. 433, **450**, 452
Lerma, Grupo. 632
Leticia, Formación. **572**
Limay, Formación. **470**
Limos Loessoides con Niveles Calcáreos. **700**, 701
Lina, Formación. **182**
Lindero, Formación. 199, **200**, 201
Lindero de Piedra, Formación. **409**
Lipeón, Formación. 182, **206**, 207, 208, 210, 211
Lipetrén, Formación. 110, 366
Lista, Formación. **572**
Lizoite, Formación. 156, 157, **170**, 172, 174
Llanquil, Formación. **329**, 361
Llantenes, Formación. **382**
Lobería, Formación. 700
Lolén, Formación. **321**, 730
Loma del Kilómetro, Miembro. **180**
Loma Fiera, Formación. **674**
Loma Larga, Formación. **276**
Loma Montosa, Formación. **409**
Loma Negra, Formación. 102, **103**
Lomas Bayas, Formación. 767
Lomitas Negras, Formación. **232**
Lonco Trapial, Formación. 368, 369, 371, 446, 452, **453**, 455, 456, 460, 462, 463, **465**, 466, 469, **484**
Lonco Trapial, Grupo. 364, 453, 469, **499**
Lonco Trapial-Taquetrén, Grupo. 494
Loncoche, Formación. **416**, 427
Longing, Formación. **542**
López de Bertodano, Formación. 542, 543, **544**
Los Adobes, Formación. **471**, 472, 473
Los Alamitos, Formación. **479**, 480
Los Alazanes, Formación. **501**
Los Azules, Formación. **195**, 201
Los Bañitos, Formación. **663**, 664
Los Blanquitos, Formación. 614, 616, 617, **618**, 622
Los Cardos, Formación. **647**
Los Catutos, Formación. **409**
Los Chilenos, Formación. **320**
Los Colorados, Formación. 390, 393, **394**
Los Espejos, Formación. 220, 221, 223, **224**, 225, 228, 230
Los Hornos, Formación. **192**
Los Machís, Formación. 440, **448**
Los Menucos, Formación. **380**, 381
Los Menucos, Grupo. **358**, **380**, 381, 382
Los Mesones, Formación. **693**, 771, 772, 773, 774
Los Mogotes, Formación. **673**, 674
Los Molles, Formación. **405**, 420, 422, 423
Los Monos, Formación. 243, 257
Los Patillos, Formación. 420, 422, 423
Los Pirineos, Formación. 516
Los Rastros, Formación. 390, **391**, 393, 394
Los Sombreros, Formación. 192, 194, **197**, 198, 201
Los Zorzales, Formación. 702
Lotena Formación. **405**, 423, 424
Luján, Formación. 700
Lujanense. 700
Lumbrera, Formación. **616**, 617, 619, 625, 658
Lutita Cerro Piedras. **212**

M

Macachín, Formación. **640**
Macharetí, Grupo. 239, 242, 244, 245, 247, 254, 255, 731
Macharetí, Supersecuencia. **245**, 248, 251, 257
Madre e Hija, Formación. **591**
Maipo, Formación. 773
Maíz Gordo, Formación. **616**, 617, 619, 622, 625
Malacara, Formación. 700
Malanzán, Formación. **276**

Malargüe, Grupo. **416**, 427, **474**, 475
Malimán, Formación. 269, **274**
Malmesbury, Formación. 124
Mamil Choique, Formación. **108**, 444, **462**
Man Aike, Formación. **572**, 592
Manantial Pelado, Formación. **499**
Mancha Jarilla, Formación. 774
Mandiyutí, Grupo. 239, 242, 244, 245, 252, 254, 255, 731
Mandiyutí, Supersecuencia. **248**, 251, 257
Mar Chiquita, Formación. 702
Marambio, Grupo. 538, 540, **542**, 543
Marayes, Grupo. **388**
Marble, Formación. **128**
Margosa Inferior. 560
Margosa Media. 560, **572**
Margosa Superior. **578**
Mariano Boedo, Formación. **636**, 639, 640
Marifil, Formación. 460, **462**, 463, 464, 483, **484**
Mariño, Formación. **672**
Mármol El Gigante. **160**
Mascota, Formación. **320**
Mata Amarilla, Formación. **533**
Matadero Saldungaray, Formación. 701
Matasiete, Formación. 454, **455**, **471**, **501**
Mealla, Formación. **616**, 617, 619, 622, 623, 625
Mecoyita, Formación. **182**
Medaland, Formación. 702
Médano Invasor. 700
Mendieta, Formación. 211
Mendoza, Grupo. **409**, 418
Meseta Espinosa, Formación. **505**
Meseta Lago Buenos Aires, Formación. **586**
Meseta San Pedro, Formación. **591**
Mesón, Grupo. 145, 148, **170**, 172, 174, 723
Metamorfitas Caucete. **159**
Metamorfitas Cushamen. 107, **108**, 110
Metamorfitas Lapataia. **336**
Metán, Subgrupo. 625, **658**, 661, 662
Metapelitas Punta Mogotes. **98**, 99
Metavolcanitas El Cortijo. 64
Michicola, Formación. **212**
Miembro Beta. 543
Miembro Gamma. 543
Migmatita de Piedras Rosadas. **138**
Millaqueo, Formación. 433
Mina del Carmen, Formación. **501**, 505, 508
Minaret, Grupo. **130**
Miramar, Formación. 700
Moe Island, Formación. **128**
Mogna, Formación. **666**, 668
Mogotes, Formación. 772
Mogotes Negros, Formación. 216, 217, **219**
Mojón de Hierro, Formación. 331, **332**, 335
Molle, Grupo. **580**, 588, 590, 593
Molles, Formación. **180**
Mono Verde, Formación. **295**
Monte Bowles, Formación. **546**
Monte Chico, Formación. **533**
Monte León, Formación. 523, 578, 589, 676
Monte Wegener, Formación. **127**
Montes de Oca, Formación. 433, **450**
Morado, Formación. **180**
Morado Alto, Formación. **693**
Moreta, Formación. **654**, 657
Morro Grande, Formación. 440, 448
Morro Serrano, Formación. 440, 441, **448**
Mount Gass, Formación. **127**
Mulanguiñeu, Formación. **450**, **499**
Mulichinco, Formación. **412**, 418, 425
Musters, Formación. **588**, 593
Muzzio, Formación. 440, 441, **448**, 450, 452

N

Nahuel Hual, Formación. **358**, 359, **381**
Nahuel Niyeu, Formación. **113**, 115, 116, 118, 326
Nama, Grupo. 99, 101
Napostá, Formación. 320, **321**
Negro Peinado, Formación. 59, **153**, 176
Nestares, Formación. 456, 462
Neuquén, Grupo. **416**, 427, 460, 469, **470**, 471, 475, 483
New Plymouth, Miembro. 546
Nimrod, Grupo. 124
Nordenskjöld, Formación. 538
Nueva Argentina, Formación. **532**
Nueva Lubecka, Formación. **335**
Nueva Lubecka, Grupo. 335

Ñ

Ñirehuao, Formación. **439**, 441, **454**, 494
Ñirihuau, Formación. 560, **588**, **676**
Ñorquinco, Formación. **676**

O

Olistolito Estancia San Martín. **192**, 197
Olistolito La Cruz. **192**, 197
Olistolito Los Ratones. **194**
Olistolito Los Sombreros. **194**
Olistolito Los Túneles. **194**
Olistolito Ojos de Agua. **194**
Olistolito San Isidro. **192**, 197
Olistolito Solitario. **194**
Olistolito Totoral. **194**
Olivos, Formación. **647**, 648
Olmedo, Formación. **614**, 616, 617, 619, 623
Ombucta, Formación. **569**, **647**
Oncán, Formación. **142**
Orán, Grupo. 619, 622, 625, 655, **658**, 661
Ordóñez, Formación. **636**, 638
Ortiz, Formación. **409**, 424, **470**
Osta Arena, Formación. **446**, **449**, 452, 453, 456

P

Padrioc, Formación. **172**
Paganzo, Grupo. 63, 263, **274**, 373, 732
Pájaro Bobo, Formación. **306**
Pala Pala, Formación. **618**

Palaoco, Formación. 475, **583**, 590, 595
Pampa, Formación. **640**
Pampa, Grupo. **649**
Pampa de Agnia, Miembro. 453
Pampa de Tepuel, Formación. 331, **332**, 334
Pampa Rincón, Formación. **530**
Pampeana, Formación. 700
Pampeano, Formación. 700
Pampiano, Formación. 700
Panacán, Formación. 280
Papal, Formación. **674**
Paraná, Formación. **640**, 648
Pari Aike, Formación. **534**
Paso de Indios, Grupo. **466**
Paso del Sapo, Formación. **455**, 473, 474, **480**
Paso Flores, Formación. 366, **380**, 381, 382, 444, 456, 460
Pastos Grandes, Grupo. 254, 625
Patuxent, Formación. **127**, 128
Payaniyeu, Formación. 439, **454**
Payogastilla, Grupo. **658**
Pedersen, Formación. **541**
Pedregoso, Formación. **676**
Pedro Luro, Formación. **569**, **647**
Pelán, Formación. **580**, 595
Peña Velázquez, Formación. 441
Pichi Neuquén, Miembro. **412**
Pichi Picún Leufú, Formación. **470**
Pico Solo, Formación. 439
Picún Leufú, Formación. **409**, 424
Piedra Azul, Formación. 323, **324**
Piedra Clavada, Formación. **532**
Piedra del Águila, Formación. **399**, 417, **460**, 462
Piedra Pintada, Formación. **405**
Piedra Shoottle, Grupo. 335
Piedra Shoottle, Formación. **335**
Pillahuincó, Grupo. 321, 322, **323**, 325, 730
Piltriquitrón, Formación. **433**, 435, 440, 441, **450**
Pinturas, Formación. 561, 566, **578**, **589**, 601
Piquete, Formación. 625, **661**
Pirané, Formación. **632**, 634
Pircala, Formación. **416**
Pircas Negras, Formación. **233**, 234
Pirgua, Subgrupo. 613, **614**, 616, 617, 618, 622
Pirque, Formación. 440
Piso Hermósico. 700
Pisungo, Formación. **654**, 656, 657
Pituil, Formación. 293, 294, **295**, 296, 302
Pituil, Grupo. 263, 290, 291
Planicie Morada, Formación. **399**
Platense. 700, 701
Plottier, Formación. **470**
Plutón de El Morro. 150
Plutón de la Tapera de Burgos. **448**
Plutón Las Matras. 719
Plutón María Teresa. 120
Plutón Tapera, 120
Plutonitas Lago Menéndez. 440, **448**
Plutonitas Pilcaniyeu. **446**
Ponón Trehue, Formación. 199, **200**
Port Stanley, Formación. 339
Port Stephens, Formación. **338**
Port Sussex, Formación. **339**, 340
Portezuelo, Formación. **387**, 388, **470**
Portezuelo del Cenizo, Formación. 300
Portezuelo de las Minitas, Formación. 158, 178, **180**
Portezuelo del Tontal, Formación. **197**, 198, 227
Potrerillo, Formación. **175**
Potrerillos, Formación. 384, **385**, 386, 388
Pozo del Macho, Formación. **141**
Pozo Nº8, Formación. 702
Pozo Nº17, Formación. 702
Pozuelos, Formación. **658**
President Beaches, Formación. **547**, 549
Providencia, Formación. **321**
Puchenque, Formación. 420, 422
Puelches, Formación. **640**, 643
Puente, Grupo. 774
Puentelitense. **693**
Puerto Madryn. Formación. 578, 589
Puesto Araya, Formación. **399**, 419, 420
Puesto El Álamo, Formación. **532**, 533
Puesto Escobar, Formación. 473, **481**
Puesto Gilbert, Formación. **466**
Puesto González, Formación. **409**
Puesto Lizarralde, Formación. **450**, **462**
Puesto Manuel Arce, Formación. **471**, 481
Puesto Manuel Arce, Miembro. 472, 473, 474, 475
Puesto Moyano, Formación. 773
Puesto Muñoz, Formación. **583**
Puesto Piris, Formación. **381**, **463**
Puesto Viejo, Formación. 309, 358, 360, **382**, 384
Puncoviscana, Formación. 46, 143, 145, 146, **148**, 155, 169, 170, 613, 719, 721
Punilla, Formación. **234**, 279, 280, 281, **283**
Punilla, Grupo. 298
Punta del Agua, Formación. 279, **283**
Punta Gorda, Grupo. **698**
Punta La Barda, Formación. 703
Punta Lobería, Formación. 700
Punta Médanos, Formación. 701
Punta Negra, Formación. 226, 228, **230**, 231, 232, 235, 269, 274, 729
Punta Ocoa, Miembro. 546, 547
Punta Pétrea, Miembro. **180**
Punta Rosada, Formación. **405**
Punta Sierra, Formación. 118
Punta Torcida, Formación. 558, **569**
Puntudo Alto, Formación. **450**, 452, 465
Puntudo Chico, Formación. 473, 481, 483

Q

Quebrada de Las Zorras, Formación. 257
Quebrada de Los Colorados, Formación. **658**
Quebrada del Barro, Formación. **388**
Quebrada del Cura, Formación. **665**
Quebrada del Jarillal, Formación. **665**
Quebrada del Medio, Formación. 394
Quebrada del Pimiento, Formación. 358
Quebrada del Sapo, Formación. **409**

Quebrada Honda, Formación. **581**
Quebrada Icnitas, Formación. 257
Quebrada Jesús María, Formación. **661**, 662
Quebrada Larga, Formación. 279, 281, 283
Querandinense. 701
Quili Malal, Miembro. **412**
Quintuco, Formación. **409**, 412, 424
Quitilipi, Formación. **618**

R

Rabot, Formación. **543**
Ramadita, Miembro. **234**
Ranchillos, Formación. 279, **289**
Rancho de Lata, Formación. **386**
Ranquel, Formación. **647**
Ranquiles, Formación. 412, 427
Rayoso, Formación. **412**
Remoredo, Formación. 381, **399**
Rincón, Formación. **212**, 632, **634**
Rincón, Miembro. **412**
Rincón Blanco, Grupo. **387**
Rinconada, Formación. 216, 217, **219**, 220, 228
Río Belgrano, Formación. **532**
Río Blanco, Formación. 384, **385**, 386, 388, 394
Río Bonete, Grupo. **199**
Río Bueno, Formación. 558, 561, **569**
Río Chico, Formación. 481, **482**, 508, 557, 560, 566, **569**, 591
Río Claro, Formación. 558, 569
Río Colorado, Formación. **416**, 427
Río Colorado, Subgrupo. **470**
Río de Los Pozos, Formación. **673**
Río del Peñón, Formación. 269, 279, **287**
Río Diamante, Formación. **674**
Río Foyel, Formación. **676**
Río Frías, Formación. 589, 601, **676**
Río Genoa, Formación. 335, **336**
Río Genoa, Grupo. 330, **335**, 444
Río Guanaco, Formación. **532**, 533, **661**, 662
Río Guillermo, Formación. 560, **572**
Río Jáchal, Formación. **665**
Río Lácteo, Formación. **336**
Río Leona, Formación. 560, **572**
Río Limay, Formación. **416**
Río Limay, Subgrupo. **470**
Río Mañero, Formación. **668**
Río Mayer, Formación. **530**, 532
Río Mayo, Formación. **501**, **676**
Río Mendoza, Formación. **384**, 385, 386
Río Negro, Formación. 566, **578**, 589, **649**, 700, 701, 702
Río Neuquén, Formación. **416**, 427
Río Neuquén, Subgrupo. **470**
Río Palena, Formación. 437
Río Pereyra, Miembro. 708
Río Pireco, Formación. 708
Río Salado, Formación. **646**
Río Seco, Formación. 625, **658**, 661
Río Seco de la Hedionda, Formación. **693**
Río Seco de los Castaños, Formación. **235**, 305, 306
Río Tarde, Formación. 583
Río Tarde-Apeleg, Formación. **532**
Río Turbio, Formación. 558, 560, **572**
Río Zeballos, Grupo. 586, **676**
Riscos Haslum, Miembro. 543
Roca, Formación. **416**, 474, 475, 476, 478, 479, 480, 482
Roca Blanca, Formación. 456, 511, **512**, 513, 514,515, 516, 518, 525
Rodados Patagónicos. 704, 705, 707
Rodados Tehuelches. 700, 704
Roja, Formación. 643

S

Saavedra, Formación. 700
Sachayoj, **636**
Saipurú, Formación. 243, 244, 257
Salada Grande, Formación. 701
Salamanca, Formación. 473, 474, 481, 483, **508**, 522, **569**, 591
Salar del Rincón, Formación. 182, **210**, 213, 242, 253, 257
Saldungaray, Formación. 700
Salta, Grupo. 24, 43, 46, 48, 49, 613, **616**, 622, 624, 625, 658, 662, 736, 738, 743
Salto Chico, Formación. **698**
Salto Macho, Miembro. 208, **221**, 222
San Agustín. Formación. **591**
San Andrés, Formación. 700
San Carlos, Miembro. 327
San Cristóbal, Formación. 636
San Eduardo, Formación. 291, **293**, 295, 296, 300
San Eduardo, Grupo. 263, 290
San Jorge, Formación. **508**
San Juan, Formación. **195**, 199, 200, 201, 216, 219, 225, 761
San Julián, Formación. 558, 560, 561, **572**
San Luis, Formación. **142**
San Martín, Grupo. **213**
San Telmo, Formación. 239, 244, 248, **249**, 251, 252, 255, 257
Sandwich Bluff, Miembro. 544
Santa Anita, Formación. **469**
Santa Bárbara, Subgrupo. 613, **616**, 619, 622, 624, 658
Santa Cruz, Formación. 81, 566, **578**, **589**, 601, **676**
Santa Elena, Formación. 290, **298**, 301, 302
Santa Florentina, Formación. **664**
Santa Isabel, Formación. 700, 703
Santa María, Formación. **670**, 671
Santa Marta, Formación. 542, **543**, 544
Santa Máxima, Formación. 270, **298**, 299, 302
Santa Rosita, Formación. 148, 156, 157, **174**, 179, 723
Santa Victoria, Grupo. 148, **170**, 172, 174, 179
Santiago del Estero, Grupo. **213**
Santo Domingo, Formación. 287
Sañicó, Formación. **399**, 417, **462**
Sarmiento, Grupo. **586**, **588**, 591, 593, 597
Sassito, Formación. **195**
Sauce Grande, Formación. 322, **323**, 324
Sealer Hill, Miembro. 547
Sección Pelítica Basal. **499**
Sedimentitas Cerro Ver. 437, **454**

Sedimentos Pampeanos. 700
Sepulturas, Formación. **179**
Sereré, Supersecuencia. 251
Serie Andesítica. 580, 581, 590
Serie Andesítica Extraandina. 579
Serie Andesítica Liásica. **399**
Serie Arenosa Superior. **578**
Serie de Ibáñez. 435
Serie de Lago La Plata. 435
Serie de Millaqueo. 433, **450**
Serie de Piltriquitrón. 433, **450**
Serie del Castillo. 473, 519
Serie Granodiorítica. 439
Serie La Horqueta. **235**
Serie Margosa Inferior. **569**
Serie Porfírica Liásica. 465
Serie Ragatt. 126
Serie Roca Blanca. 512
Serie Tobífera. **530**
Serie Tobífera calcáreo-oolítica. **501**
Serra Geral, Formación. **636**, 640, 641
Serra Geral, Grupo. **645**
Seymour Island, Grupo. 538
Sierra Chacaico, Formación. **399**
Sierra Cuadrada, Formación. **586**, 588
Sierra de la Invernada, Formación. **198**, 199
Sierra Grande, Formación. 116, 120, **326**, 327, 329, 730
Sierras Bayas, Grupo. 101, 102
Sierras Blancas, Formación. **409**
Sijes, Formación. 654, **658**
Singuel, Formación. **658**, 663
Sistema Eólico Pampeano. **694**
Sloggett, Formación. 560, **572**
Snow Hill Island, Formación. **543**, 544
Sobral, Formación. 542, 544
Solca, Formación. **277**
Somún Curá, Formación. **583**, 587
Springhill, Formación. 528, **530**, 532
Start Hill, Formación. **547**
Sumampa, Formación. **141**
Superunidad Lipetrén. **446**
Superunidad Pilcaniyeu. **446**
Superunidad Quiñelaf. **587**
Suri, Formación. **180**
Suri-Los Molles, Formación. 158, 178

T

Tacuarembó, Formación. **636**, 640
Tafí del Valle, Formación. **688**
Taiguati, Formación. 239, 247, 248
Taique, Formación. **175**
Talacasto, Formación. 224, 225, **228**, 230, 231, 232
Talampaya, Formación. **390**, 394
Talquino, Formación. **471**
Tamango, Formación. 437, 439
Tamango, Grupo. 174, **175**
Tambolar, Formación. 221, **225**, 226, 230
Tandileufú, Formación. 700
Taquetrén, Formación. 364, 369, 460, **465**, 466
Tarija, Formación. 239, 244, 245, 246, **247**, 248, 251, 255, 257
Tariquía, Formación. 655, **656**, 657
Tarjados, Formación. **390**, 394
Tasa Luna, Formación. **277**
Tecka, Formación. **446**, 489
Tehuelches, Formación. 700, 704
Tepuel, Grupo. **330**, 331, 332, 334, 335, 336, 444, 446, 490, 491
Terra Motas, Formación. 339, **340**
Teschenita Jeinemeni. **583**
Teschenita Los Antiguos. **586**
Tezanos Pinto, Formación. **699**
Tigre, Grupo. 296
Toba Vieja Gorda, Formación. 309
Tobas Amarillas. **505**, 522
Tobas Inferiores. **329**, 330
Tobas Superiores. 329, **330**
Tobas Valle del Cura, Formación. **663**
Tobífera, Formación. 368
Tonalita de Quebrachos Colorados. **142**
Tonalita La Puntilla. **150**
Tonalita San Martín de los Andes. **107**, 108, 111
Tonalita Tolombón. **150**
Tonono, Formación. **212**
Toqui, Formación. 452
Tordillo, Formación. **409**, 417, 418, 424
Toro Negro, Formación. **664**
Totoral, Formación. 290, 300, 301, **302**
Traicó, Formación. 703
Tralalhue, Formación. **676**
Tranquitas, Formación. 655, **656**, 657
Trapa Trapa, Formación. **581**
Trapiche, Formación. 196
Trapiche, Grupo. **196**, 201
Traquitas del Cerro Rosado. **592**, 595
Tres Cerros, Grupo. 337
Tres Esquinas, Formación. **405**, 422, 423
Tres Lagunas, Formación. **437**, 438, **454**, 528
Tres Monjas, Miembro. 437
Tres Picos Prieto, Formación. 493
Tres Saltos, Formación. 269, 290, 293, **295**, 302
Trocadero, Formación. **320**
Tromen, Grupo. 774
Tronador, Formación. **590**
Troncoso, Miembro. **412**
Tronquimalal, Grupo. 381, 388
Tucunuco, Grupo. **221**, 225, 228, 231
Tunal, Formación. 616, 617, **619**
Tunas, Formación. 323, **324**, 325, 326
Tupe, Formación. 287
Tupambi, Formación. 239, 243, 244, **245**, 246, 247, 248, 255, 257
Turnpike Bluff, Grupo. **127**

U

Unidad litoestratigráfica I. 700
Unidad litoestratigráfica II. 700
Unidad litoestratigráfica III. 700

Unidad litoestratigráfica IV. 700
Uquia, Formación. 688
Urundel, Formación. **688**, **697**
Uspallata, Grupo. **384**, 388

V

Vaca Mahuida, Formación. 572
Vaca Muerta, Formación. **409**, 418, 424, 425
Valcheta, Grupo. **113**
Valle Chico, Formación. 333, **334**, 336
Valle de Maracó, Formación. 703
Vallecito, Grupo. 199
Vela, Formación. 700
Velázquez, Formación. **450**
Ventana, Formación. **579**, **580**, 446
Ventana, Grupo. 320
Ventisquero, Miembro. 439
Vera, Formación. **358**, 359, **381**
Víctor Gris, Miembro. 385
Victoriano Rodríguez, Formación. **636**
Villa Atuel, Formación. **692**
Villa Mónica, Formación. **102**
Villavicencio, Formación. 197, 221, **227**, 228, **232**, 235, 296, 299, 384
Vinchina, Formación. **664**
Vitiacua, Formación. 46, 244, 251, **252**, 255, 258, 655, 731
Volcán, Formación. 234, 280, 287
Volcancito, Formación. **175**, 176, 178, 180
Volcánico Antarctic Península, Grupo. **538**, 546, 550
Volcanitas Puesto Antilaf. **463**
Volcanitas Corona Chico. **583**
Vorohué, Formación. 700
Vuelta de Las Tolas, Miembro. **180**,

W

Wiens, Formación. 127, **128**
Watts Needle, Formación. **127**
Whisky Bay, Formación. 540, **541**, 542
Williams Ridge, Formación. **127**
Withehill, Formación. 252

Y

Yacimiento Los Reyunos, Formación. **306, 309**
Yacimiento Trébol, Formación. **505**
Yacoraite, Formación. 43, 613, 614, **616**, 618, 622, 624, 661
Yahgan, Formación. 11, 85, 738
Yaguacuá, Miembro. 250, 251,
Yalguaraz, Formación. 270, 290, 300, 302
Yecua, Formación. **655**, 656
Yerba Loca, Formación. **197**, 199
Yeso Principal. **409**
Yeso Tábanos. **405**, 409

Z

Zanjón, Formación. **179**
Zapla, Formación. **182**, 206, 207, 632, **634**
Zonda, Formación. **189**, 201