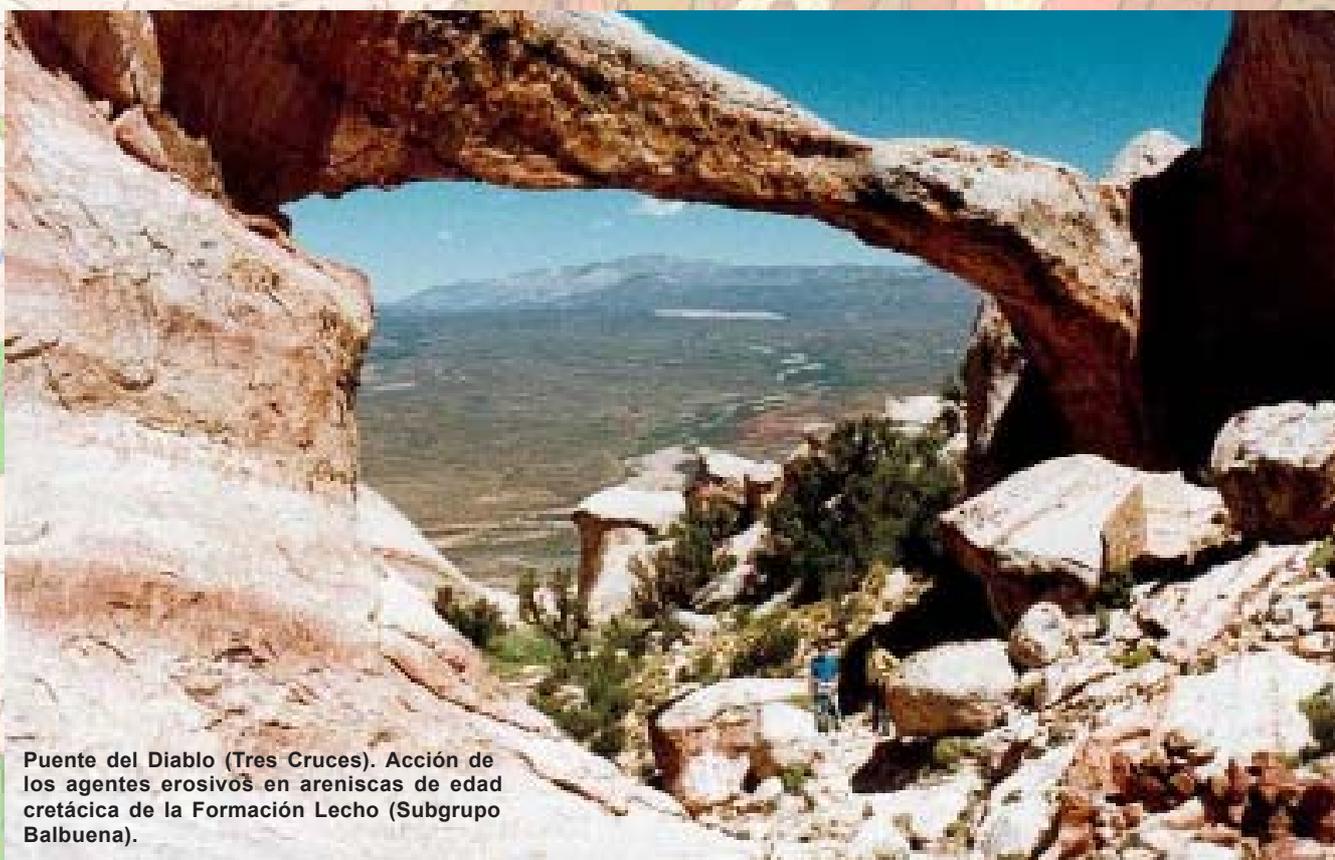


Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2366-II/2166-IV La Quiaca



Puente del Diablo (Tres Cruces). Acción de los agentes erosivos en areniscas de edad cretácica de la Formación Lecho (Subgrupo Balbuena).

Provincias de Jujuy y Salta

Daniel Rubiolo

Estratigrafía: Daniel Rubiolo
Eduardo Gallardo
Alfredo Disalvo
María C. Sánchez

Geomorfología: Andrea Turel

Tectónica: Raúl Seggiaro

Recursos Minerales: Eulogio Ramallo
Adolfo Sandruss

Marta Godeas

Supervisión: Osvaldo González



INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES

SEGEMAR

SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV

La Quiaca

Provincias de Jujuy y Salta

Jefe de Proyecto

Daniel Rubiolo

Estratigrafía

Daniel Rubiolo, Eduardo Gallardo, Alfredo Disalvo y María C. Sánchez

Tectónica

Raúl Seggiaro

Geomorfología

Andrea Turel

Recursos minerales

Eulogio Ramallo, Adolfo Sandruss y Marta Godeas

Supervisión

Oswaldo González

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N°246
Buenos Aires 2003

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendia

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

RUBIOLO D., R. SEGGIARO, E. GALLARDO, A. DISALVO, M. SÁNCHEZ, A. TUREL, E. RAMALLO, A. SANDRUSS y M. GODEAS, 2003. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca. Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 246, 113 p. Buenos Aires.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Naturaleza y metodología del trabajo	3
Investigaciones anteriores	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. Proterozoico superior- Paleozoico inferior	4
2.1.1. Vendiano a Cámbrico inferior	4
Formación Puncoviscana	4
2.2. Paleozoico	5
2.2.1. Cámbrico inferior a medio	5
Formación Cañaní	5
Formación Tipayoc	6
2.2.2. Cámbrico medio a superior	7
Grupo Mesón	7
Formación Lizoite	8
Formación Campanario	8
Formación Chalhualmayoc	9
2.2.3. Cámbrico superior - Ordovícico	9
Grupo Santa Victoria	9
Formación Santa Rosita	9
Formación Acoite	10
2.2.4. Ordovícico	11
Complejo magmático - sedimentario Cochinoca - Escaya	11
Facies sedimentaria con participación volcánica subordinada	12
Facies magmática	13
Formación Mecoyita	14
2.2.5. Ordovícico superior a Devónico inferior	16
Formación Lipeón	16
2.2.6. Devónico	18
2.2.6.1. Devónico inferior	18
Formaciones Baritú y Porongal	18
Formación Baritú	18
Formación Porongal	19
2.2.6.2. Devónico inferior a medio	19
Formación Pescado	19

2.2.6.3.	Devónico medio a superior	20
	Formación Los Monos	20
2.2.7.	Carbonífero	22
	Grupo Macharetí	22
	Formación Tupambi	22
	Formación Tarija	23
	Grupo Mandiyutí	24
	Formación Las Peñas	24
	Formación San Telmo	25
2.3.	Paleozoico a Mesozoico	26
2.3.1.	Devónico a Cretácico inferior	26
	Depósitos continentales y marinos indiferenciados	26
2.3.2.	Pérmico a Triásico	26
	Grupo Cuevo	26
	Formación Cangapi	26
	Formación Vitiacua	27
	Formación Ipaguazu	28
2.3.3.	Pérmico a Cretácico inferior	29
	Depósitos continentales indiferenciados	29
2.4.	Mesozoico	29
2.4.1.	Triásico medio a superior	29
	Aillikitas y diabasas	29
2.4.2.	Triásico superior a cretácico inferior	30
	Grupo Tacurú	30
2.5.	Mesozoico a Cenozoico	31
2.5.1.	Cretácico a Paleoceno	31
	Formación Hornillos	31
	Grupo Salta	34
	Subgrupo Pírgua	34
	Subgrupo Pírgua con volcanitas y flujos piroclásticos	36
	Subgrupo Balbuena	36
	Formación Lecho	37
	Formación Yacoraite	38
	Subgrupo Santa Bárbara	40
	Formación Olmedo	41
	Formación Mealla	42
	Formación Maíz Gordo	42
	Formación Lumbrera	43
2.6.	Cenozoico	43

2.6.1.	Paleógeno	43
2.6.1.1.	Eoceno	44
	Formación Casa Grande	44
2.6.1.2.	Oligoceno	45
	Formación Río Grande	45
2.6.2.	Paleógeno a Neógeno	45
2.6.2.1.	Oligoceno a Mioceno inferior	45
	Formación Moreta	45
2.6.3.	Neógeno	46
2.6.3.1.	Mioceno	46
	Formación Pisungo	46
	Formación Cara Cara	47
	Formación Doncellas	48
	Formación Alto Laguna	48
	Formación Tranquitas	48
	Terciario subandino o grupo Orán	50
	Terciario Subandino Inferior	50
	Terciario Subandino Medio	51
	Terciario Subandino Inferior y Medio indiferenciados	52
	Formación Vicuñahuasi	52
	Formación Tuc Tuca	52
	Ignimbritas de Casabindo	53
2.6.3.2.	Mioceno a Plioceno	53
	Terciario Subandino Superior	53
2.6.4.	Neógeno - Cuaternario	54
2.6.4.1.	Plioceno a Pleistoceno	54
	Formación Tafna	54
	Formación Uquía	55
	Formación Simbolar	56
	Depósitos aluviales antiguos	56
	Depósitos aluviales, lacustres y palustres	56
	Depósito aluvio - coluviales	56
	Depósitos glaciales, fluvio-glaciales, palustres y lacustres	56
2.6.5.	Cuaternario	57
2.6.5.1.	Pleistoceno a Holoceno	57
	Depósitos aluviales	57
	Depósitos de playa	57
	Depósitos de planicie aluvial	57

	Depósitos de cordones litorales	57
2.6.5.2.	Holoceno	57
	Depósitos eólicos y de campos de dunas	57
	Depósitos de planicie de inundación	58
	Formación Esquinas Blancas	58
3.	TECTÓNICA	58
3.1.	Tectónica neoproterozoica - paleozoica	58
	Fase Tilcárica	58
	Fase Oclóyica	59
0	Fase Cháñica	59
3.2.	Tectónica cretácica	59
3.3	Tectónica andina	60
	Deformación andina en la Cordillera Oriental	60
	Deformación andina en las Sierras Subandinas	62
4.	GEOMORFOLOGÍA	62
4.1.	Fisiografía y análisis geomorfológico	62
	Puna	62
	Cordillera Oriental	63
	Sierras Subandinas	63
4.2.	Descripción de las unidades geomórficas	63
	Antigua planicie aluvial pedemontana	63
	Antiguo piedemonte interserrano	64
	Remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana	64
	Pedimentos	66
	Morfología glaciaria y periglaciaria	66
	Relieve modelado por intensa disección fluvial	66
	Piedemonte subandino disectado	68
	Terrazas aluviales subandinas	68
	Bajada moderna	68
	Playas	69
	Depresión de Pozuelos	69
	Depresión de Miraflores	69
	Cordones litorales	69
	Acumulaciones eólicas	69
	Piedemonte distal	69
4.3.	Historia geomorfológica y evolución del paisaje	69
4.4.	Suelos	71

5. HISTORIA GEOLÓGICA	71
6. RECURSOS MINERALES	73
Yacimiento de minerales metalíferos	73
Hierro	73
Niveles ferríferos sedimentarios	73
Manifestaciones de hierro hidrotermal en la sierra de Santa Victoria	74
Manganeso	74
Manifestaciones Silvina Luisa, Casablanca y Marita	74
Manifestaciones Cóndor, Angelita y Punta del Agua	74
Oro	74
Placeres auríferos en el sector norte de la sierra de Santa Victoria	74
Área Viscachani - Pueblo de Minas	75
Área Santa Cruz - Pucará	75
Área del río Condado	75
Plomo - Cinc (Cobre - Hierro)	75
Distrito Sierra de Santa Victoria	75
Mina La Ciénaga	76
Mina Poscaya	76
Mina Parmense Viscachani	76
Distrito Pumahuasi	76
Mina Pumahuasi	77
Mina 6 de noviembre	77
Yacimiento Polimetálicos	78
Filones polimetálicos con Cu, Pb, Zn, Ni, Bi y elementos radiactivos	78
Mina La Purísima	78
Mina La Niquelina	78
Mina Esperanza	78
Yacimientos de minerales industriales	
(materiales de construcción y rocas ornamentales)	79
Baritina	79
Mina Mono Abra	79
Calizas y Cuarzitas	79
Caolín	80
Minas Yuraj, La Lucha y otras	80
Manifestaciones Chocoite y Tacanaite	80
Fosfatos	80
Acumulación fosfáticas en estratos ordovícicos	80
Manifestación Río Condado	99

Manifestación Río Lipeo	99
Manifestación Río Porongal	99

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 99

Cañón del río Iruya	99
Angosto de Alarache	100
Parque Nacional Baritú	100
Monumento Natural Laguna de Pozuelos	100
Termas de Lipeo	100
Puente del Diablo (Tres Cruces)	102
Anticlinal de Esquinas Blancas	103
Lavas en almohadilla (sierra de Cochinoca)	103
Discordancia angular Cámbrico inferior - Cámbrico medio (fase Tilcárica)	103

BIBLIOGRAFÍA 104

RESUMEN

La HOJA 2366-II y 2166-IV, LA QUIACA, abarca el norte de las provincias de Jujuy y Salta.

La misma cubre una superficie de 15.171 km cuadrados. Participan en esta Hoja en sentido meridional tres provincias geológicas de oeste a este: Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. El relieve está integrado por cordones montañosos que se orientan con rumbo general NNE-SSO.

En la Puna se identifican el cordón de Escaya, la sierra de Cochino, el cordón de los Siete Hermanos, el cordón de Cangrejillos-Pumahuasi-Tres Cruces y las depresiones de Pozuelos y Miraflores. El régimen de lluvias es exclusivamente estival con 280 mm anuales.

La Cordillera Oriental está representada por la sierra de Santa Victoria que oficia de límite interprovincial entre Salta y Jujuy. Y donde se registran las mayores alturas topográficas de la Hoja, en los cerros Fundición (5055 m), Azul Casa (5015 m) y Campanario (5010 m). Desde allá, la altitud disminuye paulatinamente hacia el este, hasta alcanzar 1.300 m en las Sierras Subandinas.

Las sierras de los Cinco Pinachos, del Cerro Negro y del Porongal, la serranía de Las Pavas o Pescado y las lomas Coloradas y de San Ignacio componen las Sierras Subandinas Occidentales

La columna estratigráfica está integrada por metamorfitas de bajo grado del Proterozoico superior; areniscas silicificadas del Cámbrico; areniscas, pelitas y magmatitas del Ordovícico; pelitas del Silúrico; areniscas del Devónico; sedimentitas continentales y marinas del Paleozoico superior y sedimentitas continentales del Mesozoico y Cenozoico. En el ámbito de la Puna se registran volcanitas y piroclastitas cenozoicas.

Los eventos tectónicos reconocidos en la Hoja La Quiaca son los siguientes: la fase Tilcárica (Cámbrico inferior) con pliegues apretados de rumbo N-S y clivaje axial. La fase Oclóyica (Ordovícico superior) con pliegues y clivaje de plano axial que aumenta su intensidad de este a oeste. La fase Cháñica (Carbonífero inferior) con una discordancia regional erosiva de escasa angularidad presente en las Sierras Subandinas. Durante el Cretácico se desarrolló en el ámbito de la Cordillera Oriental y de la Puna, un rift intracratónico con la depositación del Grupo Salta. Las fallas cretácicas directas se reactivaron mediante cabalgamientos sobre rampas laterales, frontales y oblicuas durante la tectónica andina. Esta tectónica, iniciada a principios del

Cenozoico, está representada por fajas plegadas vergentes hacia el este con despegues en el basamento en la Cordillera Oriental y en la cobertura en las Sierras Subandinas.

El estilo tectónico de la Hoja responde a la deformación andina cenozoica, donde el borde oriental de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas conforman una faja plegada de antepaís. La estructura, en profundidad, se resuelve en fallas lístricas, rampas, planos, láminas y abanicos imbricados. Las fallas inversas de bajo ángulo con vergencia oriental transmiten los mayores acortamientos.

La Puna es una lámina rígida que se desplazó solidariamente hacia el este con los corrimientos cenozoicos. En el caso de la Cordillera Oriental estos corrimientos ocurren con superficie de despegue en el basamento (tectónica de piel gruesa), en tanto que en las Sierras Subandinas la superficie de despegue sucede en la cobertura, desvinculando el basamento de la deformación (tectónica de piel fina). Esta configuración es consecuencia de a partir del Mioceno medio y superior, como consecuencia del empuje de la Cordillera Oriental hacia el este, desarrollando el cinturón plegado subandino.

Diversas unidades geomórficas se han reconocido en la hoja. Las más relevantes son: antigua planicie aluvial pedemontana, antiguo piedemonte interserrano, pedimentos, formas derivadas de la acción glaciaria y periglaciaria, relieve modelado por intensa disección fluvial, piedemonte subandino disectado, terrazas aluviales subandinas, bajadas modernas, playas, formas derivadas de acción eólica y piedemonte distal.

Las minas, manifestaciones e indicios de minerales metalíferos fueron motivo de explotaciones de pequeña minería en décadas pasadas. Se distinguen las siguientes tipologías: a) Mineralizaciones vetiformes ligadas a estratos ordovícicos con plomo, cinc y baritina, que incluyen los distritos Pumahuasi y sierra de Santa Victoria; b) Niveles ferríferos sedimentarios del Ordovícico superior y Silúrico aflorantes en el límite entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas; c) Acumulaciones fosfáticas en sedimentos ordovícicos aflorantes en las cercanías de los anteriores; d) Filones polimetálicos con cobre, plomo, cinc, níquel, bismuto y elementos radiactivos; e) Depósitos de manganeso y, f) Placeres auríferos en aluviones del sector norte de la sierra de Santa Victoria. A lo mencionado deben sumarse otras manifestaciones, tales como vetas de cobre y plomo, concentraciones

de hierro de origen hidrotermal, areniscas cuarcíticas y calizas cretácicas como rocas para la construcción y acumulaciones de arcillas caolínicas y diatomitas cuaternarias.

Los sitios de interés geológico son el cañón del río Iruya, el Angosto de Alarache, el Parque Nacio-

nal Baritú, el Monumento Natural Laguna de Pozuelos, las termas de Lipeo, el puente del Diablo, el anticlinal de Esquinas Blancas, las lavas en almohadilla de la sierra de Cochino y la discordancia angular entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio en Iturbe.

ABSTRACT

This report presents a detailed account of the regional geology, stratigraphy, structure, geomorphology, geological history and economic geology of La Quiaca (2366-II and 2166-IV) map area. This area is located in the northern region of Jujuy and Salta provinces between 22° to 23° south latitude, and 64°30' to 66°00' west longitude, covering ca. 15,171 km². The area includes parts of three major morphotectonic units, which are, from west to east: Puna, Cordillera Oriental and Sierras Subandinas.

Due to the topographic variation in the studied area, weather changes dramatically from west to east. The climatic conditions are desertic and severe to the west in the high-altitude Puna, more humid in the Sierra de Santa Victoria, mild in the valleys of the Cordillera Oriental, and tropical in the Sierras Subandinas. Rainfall occurs mainly during the spring and summer seasons (November to April), ranging from 280 mm/year in the Puna up to 1600 mm/year in some areas of the Sierras Subandinas.

The Puna consists of a high plateau above 3500 meters with a basement of Ordovician rocks forming N-S striking ranges – i.e., Escaya, Cochino, Siete Hermanos, and Cangrejillos-Pumahuasi-Tres Cruces – which separate intermontane depressions like Pozuelos and Mirasoles basins, filled in part with Mesozoic and Cenozoic volcano-sedimentary deposits and alluvium.

The Cordillera Oriental is mainly represented by the Sierra de Santa Victoria with the highest altitudes in the area: Fundición (5500 m), Azul Casa (5016 m), and Campanario (5010 m) hills. The Cordillera Oriental exhibits an east-verging thick-skinned thrust system involving basement. It consists mainly of Precambrian low-grade metasedimentary rocks, Paleozoic marine strata, and Cretaceous and Cenozoic continental sedimentary rocks. The structural style of the Cordillera Oriental is the result of stacking of Precambrian thrust sheets.

The Sierras Subandinas are represented by NNE-SSW-striking ranges – i.e. Cinco Picachos, Peña Blanca, Pavas, and Baja de Orán or Lomas Coloradas hills, in general all of them lower than 1600 meters. They consist mainly of sedimentary rocks of Paleozoic to Cenozoic age. The structural style of Sierras Subandinas is a thin-skinned fold and thrust belt with decollement levels in Paleozoic mudstone beds, which separate the basement from deformed cover rocks with NNE-SSW-striking fold propagation faults.

Although the general structural style of the area results from Cenozoic tectonics, there is evidence of compressive action in the Paleozoic and extensional phases in the Mesozoic. Older structures were reactivated or inverted during the Cenozoic Andean orogeny. Such structures allow recognition of Tilcárica Phase (Early Cambrian) tight folds with a N-S strike and axial cleavage; Oclóyica Phase (Late Ordovician) folds and axial plane cleavage with increasing intensity to the west; and the Chánica phase (Lower Carboniferous) regional smooth unconformity in Sierras Subandinas. During the Cretaceous an intracratonic rift was developed with synrift and postrift deposits (Salta Group) concomitant with a small amount of alkaline magmatic activity.

Ore deposits were mined during past decades. The following classifications are distinguished: Pb-Zn-Ba veins related to Ordovician sedimentary deposits, i.e., Pumahuasi and Santa Victoria mining districts; phosphatic deposits and sedimentary iron formations of Upper Ordovician and Silurian age at the border between Cordillera Oriental and Sierras Subandinas; polymetallic veins of Pb-Zn-Ni-Bi and radioactive elements; manganese deposits; and gold placers in alluvial deposits in Santa Victoria range. There are also minor Cu-Pb veins, iron of hydrothermal origin, quartzitic sandstones and Cretaceous limestones for building construction, and accumulations of Quaternary kaolin, clays, and diatomite strata.

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja 2366-II y 2166-IV, La Quiaca, abarca el norte de las provincias de Jujuy y Salta. La misma cubre parcialmente los departamentos Yavi, Cochino, Humahuaca, Rinconada y Santa Catalina en Jujuy, así como parte de los departamentos Santa Victoria, Iruya y Orán en Salta.

El área que ocupa está delimitada por las coordenadas 22° y 23° de latitud sur y 64° 30' y 66° de longitud oeste de Greenwich (figura 1).

Comprende las Hojas: 2b La Quiaca, 2c Santa Victoria, 3c Abra Pampa, 3d Iruya, y partes occidentales de la Hojas sin nombre 2d y 3e; todas ellas de la antigua subdivisión del Mapa Geológico Económico de la República Argentina, efectuadas a escala 1:200.000.

NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

Esta Hoja ha sido confeccionada siguiendo las normas para la realización y presentación de Hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional de la Re-

pública Argentina a escala 1:250.000, del Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM).

Para la elaboración del mapa e informe se utilizaron las referencias de las Hojas a escala 1:200.000, 2c Santa Victoria (Turner, 1964a), 2b La Quiaca (Turner, 1964b), 3c Abra Pampa (Coira, 1979), 3d Iruya (Vilela, 1960) y trabajos inéditos de YPF y de la Dirección General de Fabricaciones Militares. Comarcas en particular sin información fueron relevadas en tres campañas durante los años 1994 y 1995. El levantamiento fue de carácter expeditivo, realizándose en algunos casos perfiles de detalle y muestreo sistemático de rocas de las diferentes unidades. El recorrido se efectuó con vehículo automotor en aquellos lugares accesibles, mientras que en las accidentadas Cordillera Oriental y Sierras Subandinas se hizo a lomo de mula. Durante los trabajos de campo se contó con fotografías aéreas a escala aproximada 1:50.000 e imágenes TM a escala 1:250.000.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Brackebusch (1883) recorre la sierra de Cochino, el cordón de Escaya y la sierra de Santa

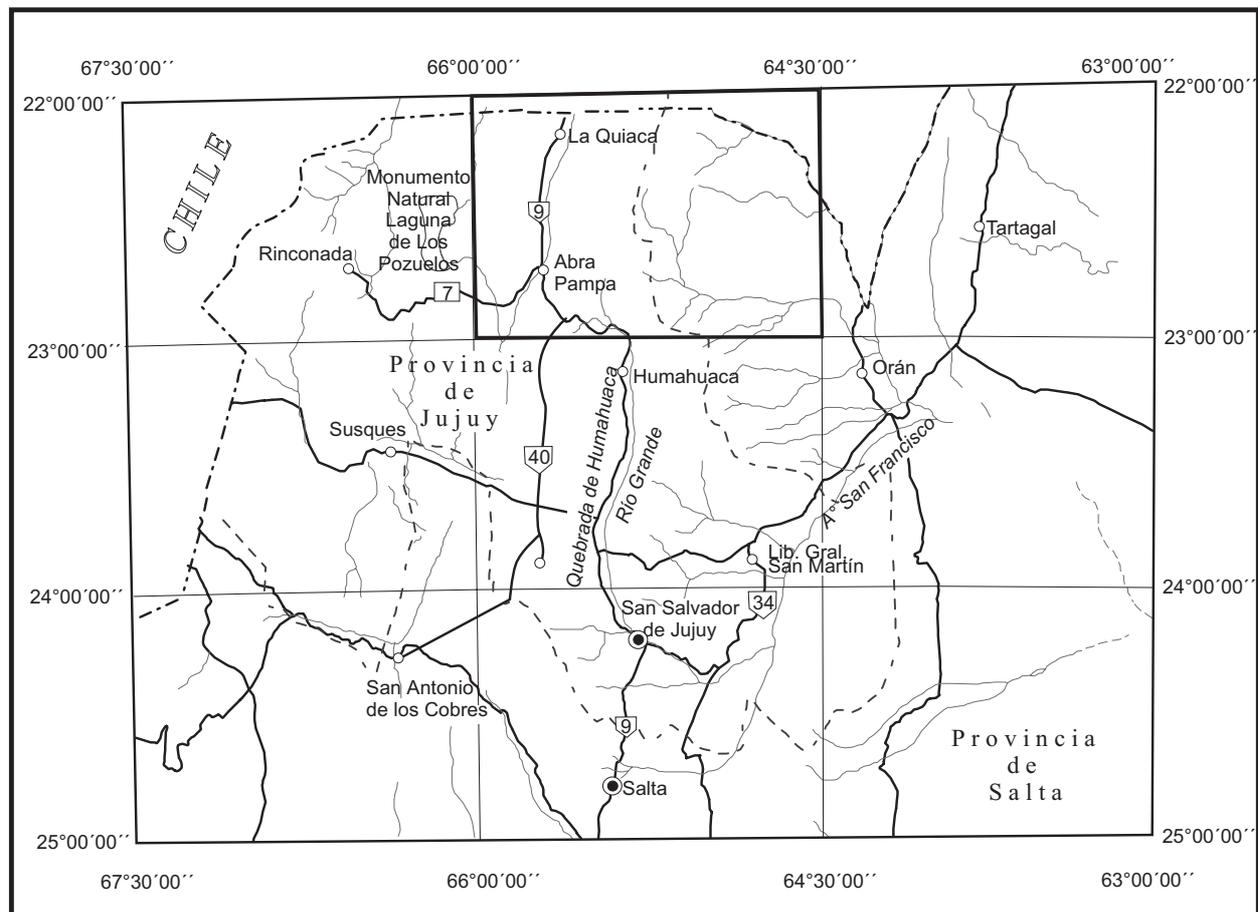


Figura 1: Mapa de ubicación.

Victoria desde Yavi hasta Nazareno. Steinmann *et al.* (1904) reconocen el cordón de Siete Hermanos al oeste de Yavi. Bodenbender (1906) incursiona en las Sierras Subandinas y llega a las termas de Lipeo. Keidel (1927, 1937, 1943) examina las rocas precámbricas y cámbricas de la Cordillera Oriental. Bonarelli (1913, 1914, 1921) efectúa observaciones en las Sierras Subandinas. Hausen (1925, 1930) realiza un perfil geológico en el borde oriental de la Puna y en la sierra de Santa Victoria. Beder (1928) analiza los distritos mineros de Pumahuasi y Santa Victoria. Deben mencionarse, además, los trabajos de Schlagintweit (1937, 1941, 1942, 1946), Vilela (1960), Turner (1959, 1960a y b, 1964a y b, 1972), Turner y Méndez (1975, 1979) y Mingramm y Russo (1972), entre otros. Angelelli (1950) y Ahlfeld (1948a, 1948b) reseñan brevemente algunas minas y yacimientos.

La Gerencia de Exploración de YPF realizó, hasta el año 1992, diversos trabajos para la prospección de hidrocarburos. Éstos se desarrollaron principalmente en las Sierras Subandinas Occidentales (Zunino, 1944a y b; Russo, 1948; Serraiotto, 1977; Starck *et al.*, 1992a, b y c), en la Cordillera Oriental (Russo, 1948, 1954; Nesossi, 1950) y en comarcas de particular interés en la Puna (Boll y Hernández, 1985; Bianucci, 1985).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR - PALEOZOICO INFERIOR

2.1.1. VENDIANO A CÁMBRICO INFERIOR

Formación Puncoviscana (1)

Sedimentitas metamorfizadas en facies de esquistos verdes; pizarras, filitas, cuarcitas y metagrauvas

Antecedentes

Keidel (1910) y Nesossi (1950) señalan a esta unidad como basamento metamórfico precámbrico de la Cordillera Oriental. Los conceptos litológicos son ampliados por Turner (1960a), quien le da nombre formacional.

Distribución areal

Esta formación constituye el basamento de la sierra de Santa Victoria. Se distribuye en afloramientos alargados orientados NNE-SSO, formando macizos deli-

mitados por fracturas de carácter regional, los que se interpretan como sobrecorrimientos del ciclo Andino. La erosión ha modelado sobre estas rocas relieves de formas romas y suaves. Los cerros en los que esta unidad aflora, se reconocen en el paisaje por su característica coloración gris azulada o violácea.

La sección y área tipo de la Formación Puncoviscana se encuentra en la localidad homónima, en el departamento Santa Victoria (Turner, 1960a).

Litología

La Formación Puncoviscana se define como una secuencia turbidítica integrada por sedimentitas metamorfizadas (pizarras, filitas, cuarcitas y metagrauvas) de color verde oliva oscuro, en parte violáceo. En general, se trata de una secuencia de bancos arenosos de 30 a 50 cm de potencia, que se intercalan con pizarras verdosas a moradas. Presentan laminación paralela y levemente ondulítica.

Turner (1972) divide la unidad en tres secciones: inferior (arenosa), media (pelítica) y superior (arenosa).

Las cuarcitas son de color verde oscuro y generalmente predominan en la parte alta de la sierra de Santa Victoria. Las filitas en cambio son frecuentes hacia el borde oriental de la sierra y poseen color pardo violáceo y lustre sedoso; a su vez, alternan con cuarcitas. Las pizarras, de color gris verdoso oscuro a violáceo, se presentan con esquistosidad bien marcada.

Es característica de la Formación Puncoviscana la presencia de venas de cuarzo lechoso, cuyos espesores varían de 10 a 20 cm, llegando excepcionalmente al metro. Estas venas son numerosas en la localidad de Santa Cruz y al este de Hornillos (departamento Santa Victoria, Salta).

A pesar del metamorfismo de bajo grado se reconocen estructuras sedimentarias primarias. Turner (1964a) señala efectos de metamorfismo de contacto ocasionado por la intrusión granodiorítica de la Formación Cañaní. Al sur, en localidades fuera de la Hoja, Omarini *et al.* (1993) indican la existencia de volcanitas concomitantes con la sedimentación.

Espesor y estructuras

Su base es desconocida. Características de esta formación son sus fracturas y diaclasas asociadas con pliegues de diferentes tamaños, con ejes orientados N-S. Estos factores, sumados a la falta de estratos guía, dificultan la medición de su espesor. Turner (1972) estima una potencia superior a los 2000 metros.

La fase Tilcárica produjo pliegues con radios de curvatura entre 20 y 30 m y ejes de rumbo NNE. Se trata de pliegues asimétricos con vergencia hacia el ONO, levemente buzantes hacia el SO. A este plegamiento principal se le superpone una segunda fase que ha generado micropliegues de pequeño radio de curvatura (10 a 30 cm).

Ambiente de sedimentación

La litología indica un ambiente marino profundo, distal, alejado de la costa, sometido a condiciones de inestabilidad tectónica (Fernández, 1983).

Relaciones estratigráficas

La Formación Puncoviscana es hasta hoy reconocida como el basamento estratigráfico del noroeste argentino. Sobre ella se apoyan en discordancia o bien la intruyen unidades litológicas más jóvenes.

Edad

Dataciones K/Ar en pelitas ricas en illita de localidades fuera de la Hoja, señalan edades que van del Vendiano al Tommotiano, entre 545 y 530 Ma (Do Campo *et al.*, 1994). Aceñolaza y Toselli (1981), de acuerdo a trazas fósiles, la asignan al Cámbrico inferior a medio.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. CÁMBRICO INFERIOR A MEDIO

Formación Cañaní (2)

Tonalitas, granitos y granodioritas. Diques aplíticos y pegmatíticos

Antecedentes

Beder (1928) reconoce el cuerpo intrusivo granodiorítico de Cañaní y lo ubica como post Silúrico. Turner (1960a, 1964a) identifica variedades petrográficas, le da categoría de Formación y le asigna edad precámbrica. Bachmann *et al.* (1987) efectúan dataciones radimétricas. Omarini *et al.* (1987) y Moya (1994) presentan características geoquímicas y petrográficas del sector sur de la formación.

Distribución areal

La Formación Cañaní constituye un plutón alargado de orientación submeridiana, el cual se ubica

en el cuadrante NE de la Hoja. Sus dimensiones aproximadas son 40 km de largo por 5 km de ancho.

Litología

Las tonalitas representan la facies predominante del cuerpo intrusivo, ocupando la mayor superficie expuesta del complejo en el sector sur, acompañadas en menor proporción por granitos y granodioritas (Moya 1994). Las tonalitas tienen aspecto macizo y tonalidades grises, con textura heterogranular hipidiomórfica, son de grano grueso a medio y están compuestas por cuarzo y plagioclasa con escaso feldespato potásico. Biotita y hornblenda constituyen los únicos mafitos presentes. Como minerales accesorios se hallan epidoto, apatita, circón, titanita y minerales opacos. Los minerales secundarios frecuentes son clorita y sericita. En esta facies son comunes los enclaves de diversas formas y tamaños. Por lo general, tienen mayores dimensiones que en las otras facies y su composición mineralógica revela términos del tipo gabro-diorita. Esta facies está asociada a granodioritas.

Los granitos porfíricos exhiben menor extensión areal y afloran en el extremo austral del complejo. Son rocas masivas, de tonalidad blanquecina y textura heterogranular porfírica, subidiomorfa de grano grueso. Están formados por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con moscovita y biotita subordinadas. Como minerales accesorios hay circón, apatita, esfena y epidoto, y los minerales secundarios más comunes son clorita, sericita y minerales arcillosos. El carácter porfírico está dado por fenocristales idiomorfos de feldespato potásico, cuyas dimensiones a veces superan los 5 a 10 centímetros. Los xenolitos son escasos. Se han reconocido venas pegmatoides de cuarzo, feldespato, mica y turmalina, así como también filones aplíticos.

Las granodioritas constituyen la facies menos representativa. Son rocas de color gris claro y textura heterogranular hipidiomórfica, de grano grueso a mediano. Están constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los minerales máficos corresponden a biotita y hornblenda, y los accesorios más frecuentes son circón, apatita, esfena, epidoto y rutilo, en tanto que los minerales secundarios están representados por clorita y sericita. El contenido de biotita y plagioclasa es mayor que en la facies granítica.

Los enclaves son frecuentes y se destacan por su color oscuro; las formas son variadas, desde redondeadas a alargadas y conservan rasgos de foliación, por lo que su proveniencia podría ser de la For-

mación Puncoviscana, mientras que los xenolitos macizos derivarían de rocas de composición gábrica.

En las facies tonalíticas y granodioríticas abundan los xenolitos, mientras que éstos están ausentes en el granito porfírico (Moya, 1994).

Ambiente geotectónico

El emplazamiento del cuerpo intrusivo se considera postectónico (Omarini *et al.*, 1987). Las características de los granitos porfíricos sugieren una fuerte diferenciación del cuerpo granítico con concentración de volátiles en la parte alta de la cámara magmática, lo que favoreció el crecimiento de los cristales.

Moya (1994) estima que la Formación Cañaní pertenece a una serie única de diferenciación magmática calcoalcalina y la identifica como un granitoide tipo "I". La erosión diferencial del cuerpo, basculado en diferentes bloques, pudo exponer en superficie diferentes facies petrográficas.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad intruye a las rocas de la Formación Puncoviscana. Las areniscas cuarcíticas del Grupo Mesón la sobreyacen en discordancia erosiva. Esta relación es muy clara en su borde occidental, observable en las abras de Toldos y de San José. Al este en cambio, el contacto con los terrenos ordovícicos es por falla, formando una zona de "melange tectónica" con intensa cataclasis. En el sector sur del plutón se observan afloramientos de rocas corneanas de la Formación Puncoviscana a modo de *roof pendant* (Moya, 1994).

Edad

Dataciones por método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, en circones, señalan edades entre 519 y 534 Ma (Bachmann *et al.*, 1987).

Formación Tipayoc (3)

Granodioritas y monzogranitos. Diques cuarzdioríticos y trondhjemíticos

Antecedentes

Méndez *et al.* (1979) describen brevemente este pequeño cuerpo intrusivo. Omarini *et al.* (1996) estudiaron las características petrográficas y geoquímicas.

Distribución areal

El stock se ubica sobre el curso superior del río Iruya, a 6 km al sudeste de la localidad de Higuera (departamento Iruya). El cuerpo ocupa un área aproximada de 6 km² y está emplazado en la Formación Puncoviscana.

Litología

Está compuesto principalmente por granodioritas y monzogranitos. También se observan diques de composición similar y en parte trondhjemíticos (minerales esenciales son oligoclasa, cuarzo y escaso feldespato potásico; moscovita y turmalina como accesorios). Estos diques tienen 1 m de potencia y atraviesan, en distintas direcciones, al stock y a las rocas encajonantes de la Formación Puncoviscana.

Se reconocen enclaves de metasedimentitas de la roca encajonante y otros de composición cuarzdiorítica. Hacia los bordes del cuerpo las rocas poseen estructura porfírica (Omarini *et al.*, 1996).

Las granodioritas son rocas de color blanco amarillento y de textura granuda homogénea hipidiomórfica. Están formadas esencialmente por cuarzo, fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico; como minerales accesorios se presentan moscovita, turmalina, granate, apatita, circón y rutilo.

Los monzogranitos son rocas leucocráticas, de grano medio a grueso, con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los minerales accesorios son moscovita, turmalina, esfena y granate.

Relaciones estratigráficas

El stock intruye a la Formación Puncoviscana. La aureola de metamorfismo es pequeña (1 a 3 metros) lo que indicaría que el cuerpo se introdujo a baja temperatura, infiriéndose un emplazamiento postectónico.

Edad y ambiente geotectónico

Una datación por método K/Ar, en moscovita de un monzogranito, dio un valor de 550 ± 26 Ma (Omarini *et al.*, 1996). Esta edad corresponde al inicio de la fase Tilcárica, la que estaría asociada al emplazamiento de un arco volcánico próximo al continente (Omarini y Sureda, 1993). Por sus características y ubicación geográfica se correlaciona con la Formación Cañaní, perteneciente al ciclo Pampeano.

2.2.2. CÁMBRICO MEDIO A SUPERIOR

GRUPO MESÓN (4)

Areniscas silicificadas (ortocuarzitas) y pelitas

Antecedentes

Keidel (1910) y Steinmann y Hoek (1912) reconocen en el noroeste argentino y sur boliviano rocas de edad cámbrica. Hausen (1925) describe a esta entidad con el nombre de “formación cuarcítica de las altas montañas”. Keidel (1943) divide la sucesión en tres partes fácilmente reconocibles, nominándolas de base a techo, K1, K2 y K3. Nesossi (1950) y Russo (1948) levantan columnas estratigráficas en la sierra de Santa Victoria. Turner (1960a, 1964a) al estudiar el Cámbrico de la sierra de Santa Victoria lo denomina Grupo Mesón, reseña el perfil tipo en la quebrada del río Lizoite y reemplaza las denominaciones de Keidel (1943) por el de Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, respectivamente. La descripción de las unidades tratadas aquí corresponde a Sánchez (1994).

Distribución areal

Los afloramientos del Grupo Mesón se ubican en la sierra de Santa Victoria, en una serie de fajas muy estrechas y alargadas con dirección general noreste. Tal disposición, de escamas imbricadas limitadas por fallas inversas generalmente buzantes al oeste con repetición de estratos, muestra la intensa tectónica compresiva que actuó en la Cordillera Oriental.

Las tres formaciones que constituyen el Grupo Mesón fueron mapeadas individualmente. En aquellas localidades donde no pudo hacerse esta separación se mapeó la unidad como Grupo Mesón indiferenciado. En el borde occidental del cuerpo granodiorítico de Cañaní, donde el grupo se apoya en discordancia rodeando dicho intrusivo, si bien se han identificado las tres formaciones que lo componen, por razones de escala, se representó como Grupo Mesón indiferenciado.

Espesor

Uno de los rasgos característicos del Grupo Mesón, como así también de cada una de sus formaciones, es la variación de los espesores en el sentido norte-sur y este-oeste. Así, se tiene que en la región de Santa Victoria e Iruya se registran los máximos

espesores del grupo en toda la cuenca. Por ejemplo, el Grupo Mesón tiene en la quebrada de Yavi Huaico 1980 m y en las cabeceras del río San Juan 1320 metros. Tal particularidad también es evidente en sentido este-oeste. Hacia los bordes de la cuenca los espesores actuales son reducidos. En la esquina suroeste de la Hoja es donde aparentemente los efectos erosivos de la fase Irúyica fueron mayores, y en consecuencia la potencia del grupo es reducida (Sánchez, 1994). En los alrededores de Matancillas el espesor total del grupo no supera los 100 m, mientras que en el río Astillero sólo está presente la Formación Lizoite con 40 m de espesor.

En el abra Blanca, al este de Nazareno, se observa el perfil completo del Grupo Mesón, con 530 m de espesor (Russo, 1954; Sánchez, 1994). Esta sección expone claramente los efectos de la fase Irúyica: la erosión suprimió parcialmente a la Formación Chalhualmayoc (ver perfil columnar de la Hoja). No obstante, Turner (1964a) estima un espesor máximo de 3000 metros.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas primarias de base del Grupo Mesón son visibles en muchas secciones; yace en relación de discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana. Esta discordancia está muy bien documentada en la quebrada de Yavi Huaico, en los parajes Vallecito, Maiguasi y Azul Cuesta y en el río Astillero, como también en localidades al este de Iturbe y Poscaya.

El Grupo Mesón también sobreyace al plutón de Cañaní (quebrada del río Mesón, abra de Toldos y río Lipeo). Por otra parte, infrayace a las sedimentitas ordovícicas del Grupo Santa Victoria con relación de discordancia regional. Los depósitos del Grupo Santa Victoria generalmente descansan sobre la Formación Chalhualmayoc, pero en algunas localidades yacen sobre las Formaciones Campanario, Lizoite y Puncoviscana, como por ejemplo en las cabeceras del río Bacoya, en el río Astillero, en el abra de Pucaloma y en la quebrada Cueva del Toro.

Los contactos entre las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, que componen el grupo, son netos y concordantes.

Edad

El Grupo Mesón carece de contenido fosilífero de importancia cronológica. En consecuencia, la edad es determinada basándose en sus relaciones

estratigráficas: yace sobre las Formaciones Puncoviscana, Cañaní y Tipayoc (Cámbrico inferior a medio) e infrayace a la Formación Santa Rosita (Tremadociano), por lo que corresponde al Cámbrico medio-superior.

Correlaciones

Las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc del Grupo Mesón corresponden a las Formaciones Camacho, Torohuayco y Sama, respectivamente, en el tramo austral de la Cordillera Oriental de Bolivia (Rivas *et al.*, 1969; Ahlfeld y Branisa, 1960).

Formación Lizoite (5)

Areniscas silicificadas, conglomerados

Litología y espesor

La Formación Lizoite está compuesta generalmente por areniscas silicificadas de color morado y morado-grisáceo en superficie y rosado oscuro a rosado-grisáceo en corte fresco. Constituye una sucesión grano decreciente que se inicia con una unidad conglomerádica basal de 10 m de potencia y culmina con areniscas silicificadas. Turner (1960a) estimó 1000 m de espesor.

La unidad basal está formada por conglomerados, cuarcitas conglomerádicas, sabulitas y cuarcitas con clastos dispersos; los espesores varían desde 100 m (quebradas de Guayarca y Yavi Huaico) hasta 3 m (río Trigo Huaico). Los conglomerados presentan gradación normal, con clastos moderadamente seleccionados, redondeados, generalmente equidimensionales y están constituidos por cuarzo, chert y litoclastos provenientes de la Formación Puncoviscana. La matriz del conglomerado es escasa y de composición cuarcítica; el cemento es silíceo, también se reconoce óxido de hierro que corroe los bordes de los clastos y penetra en las fracturas.

Las cuarcitas corresponden a cuarzarenita, sublitarenita y cuarzawacke (Sánchez, 1994).

Ambiente de depositación

La asociación de facies sedimentarias de la Formación Lizoite muestra que los depósitos se produjeron como consecuencia de la acción de un complejo sistema de procesos desarrollados en una plataforma marina somera de un mar epicontinental,

dominada por distintos tipos de corrientes (Sánchez, 1994). Si bien el depósito se desarrolló bajo condiciones de buen tiempo, frecuentemente la sedimentación fue alterada por olas de tormenta.

Relaciones estratigráficas

Esta Formación apoya en discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana.

Formación Campanario (6)

Areniscas silicificadas y pelitas

Litología y espesor

Está integrada por areniscas con intercalaciones de lutitas y con tubos de skolithos. Es una unidad granodecreciente de coloración verde-morada. En la mitad inferior predominan las areniscas medianas (70-80%), quedando subordinadas las areniscas finas y pelitas (30-20%). En la mitad superior de la formación, la litología dominante es pelítica (60-80%). Los bancos arenosos están compuestos por cuarzarenita y cuarzawacke (Sánchez, 1994).

Russo (1948; 1954), Nesossi (1950) y Moya (1988) reconocen informalmente en la parte inferior de la Formación Campanario, un miembro verde - K2 verde-, que diferencian del resto de la unidad de color morado. Sánchez y Salfity (1990) distinguen dos secciones: un Miembro Verde (inferior) y un Miembro Morado (superior). El primero está representado por cuarcitas medianas y pelitas verde-grisáceas a verde amarillentas. El segundo está compuesto por pelitas y cuarcitas moradas. Turner (1960a) le asigna 1000 m de espesor.

Ambiente de depositación

La Formación Campanario está formada por una sucesión de estratos arenosos y pelíticos que representan la alternancia de eventos traccionales y de decantación. La bioturbación es abundante, ya que los períodos de baja energía posibilitaron la colonización del fondo por organismos vivos. De acuerdo con las características sedimentológicas e icnofaunísticas, esta unidad constituye un depósito de planicie de marea (Sánchez, 1994).

Paleontología

La Formación Campanario es portadora de trazas fósiles (género *Skolithos* sp.). En la parte media

del Miembro Verde aflorante en el río Reyes (quebrada de Humahuaca, fuera de la Hoja), se recolectaron restos de *Lingulepis* (Sánchez y Herrera, 1994).

Formación Chalhualmayoc (7)

Areniscas silicificadas

Litología, espesor y ambiente de depositación

Está compuesta por cuarcitas (subarcosa y cuarzarenita) de colores rosado a rosado-blancuecino en corte fresco y con tonalidades moradas en superficie, similares a las de la Formación Lizoite. Turner (1960a) le otorga 1100 m de espesor.

El ambiente de depositación es similar al de la Formación Lizoite (Sánchez, 1994).

Esta unidad presenta una relación estratigráfica concordante con la subyacente Formación Campanario.

2.2.3. CÁMBRICO SUPERIOR - ORDOVÍCICO

GRUPO SANTA VICTORIA (8)

Areniscas lutíticas, lutitas, lutitas margosas, conglomerados

Antecedentes

Las sedimentitas del Grupo Santa Victoria tienen una amplia distribución en la Hoja, tanto en la Cordillera Oriental como en la Puna. Nesossi (1950) realiza para YPF un informe geológico y recolecta más de 2500 muestras fósiles. Más tarde, Harrington y Leanza (1957) describen el material paleontológico. Turner (1960a) define el grupo en la quebrada del río homónimo y divide la sucesión en dos formaciones, a las que denominó, de abajo hacia arriba, Formación Santa Rosita (Tremadociano) y Formación Acoite (Arenigiano-Llanvirniano). Este grupo equivale, en Bolivia, a las Formaciones Iscayachi, Cienaguillas y Obispo (Rivas *et al.*, 1969), las que abarcan el intervalo que va del Cámbrico superior al Ordovícico superior. Moya (1988) realiza un exhaustivo estudio del Ordovícico de la Cordillera Oriental y Moya *et al.* (1994) estudian las asociaciones graptolíticas características.

En esta Hoja se utiliza la nomenclatura de Turner (1960a, 1964a) y se ha mapeado como Grupo Santa Victoria indiferenciado a todos aquellos afloramientos en los que no se cuenta aún con suficiente información para definir una formación específica.

Distribución areal

El perfil característico del Grupo Santa Victoria se ubica a lo largo del río Santa Victoria, por unos 20 km (Nesossi, 1950; Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1960a, 1964a).

Litología

Se trata de sedimentitas marinas predominantemente pelíticas con conglomerados en su base. Mayor detalle se presenta en las descripciones litológicas de las formaciones que constituyen el grupo.

Ambiente de sedimentación

Si bien la información sedimentológica y estratigráfica de esta unidad en el ámbito de la Hoja es aún escasa, se puede postular que estos depósitos se originaron en una extensa plataforma marina estable a sublitoral (Turner, 1964a; Moya, 1988).

Moya (1988) estudia de manera integral las secuencias del Ordovícico inferior del sector austral de la Cordillera Oriental (en áreas abarcadas por las Hojas a escala 1:250.000 Salta y Ciudad de Libertador General San Martín). Propone un esquema paleoambiental en el que distingue un área occidental, que correspondería a una zona restringida, y un área oriental como sector de plataforma mejor oxigenada, la cual se habría prolongado hacia el este en el ámbito subandino. Juárez y Boso (1993) identifican depósitos costeros dominados por olas y tormentas.

Relaciones estratigráficas

La base de la sucesión ordovícica se observa en algunas localidades de la sierra de Santa Victoria (Chiyuyoc, cerca de Iruya, Cañaní, Nazareno, entre otras). Los bancos basales descansan en discordancia regional sobre las areniscas cuarcíticas del Grupo Mesón, aunque localmente se advierta una aparente concordancia entre ambas unidades.

Formación Santa Rosita (9)

Lutitas, limolitas, areniscas finas, conglomerados, cuarcitas, calizas

Antecedentes

Turner (1964a) es quien le asigna nombre formacional. Harrington y Leanza (1957) y Fernández (1983) describen en la comarca de Iturbe,

al sur de la Hoja, la Formación Casayoc como equivalente de la Formación Santa Rosita.

Distribución areal

Sus afloramientos se ubican en la sierra de Santa Victoria y se distribuyen en fajas alargadas de rumbo NNE-SSO. La secuencia está bien expuesta a lo largo del río Santa Victoria, al este del pueblo homónimo (Turner, 1964a; Méndez *et al.*, 1979).

Litología

Esta formación está integrada por una potente sucesión de lutitas. Comienza con un conglomerado basal formado por una arenisca cuarcítica de color violado pardusco, con guijarros diseminados de 1 a 2 cm de diámetro, de cuarzo, areniscas cuarcíticas, pizarras, filitas y granodioritas. Son característicos los guijarros achatados de arcilitas de color gris claro. El conglomerado tiene un espesor de 30 a 40 metros. Lateralmente, el conglomerado puede pasar a una arenisca de grano grueso. A continuación se presenta un paquete de unos 10 m constituido por areniscas verdosas de grano fino, cubierto por lutitas verdosas a gris oscuro, con algunas intercalaciones de areniscas y lutitas areniscosas. Es común la existencia de potentes bancos (1,5 a 2 m) de cuarcitas claras blanco-grisáceas, con ondulitas, tubos de vermes y laminación entrecruzada.

En la sucesión continúan lutitas, en parte margosas, con intercalaciones abundantes de areniscas lutíticas y escasas calizas fosilíferas. Este paquete es seguido por lutitas de color gris oscuro con estratificación fina, escasas intercalaciones de areniscas lutíticas verdosas, margas y calizas oscuras, gris-azuladas.

En la parte inferior del perfil, la relación arenisca-lutita es alrededor de 1:1; el contenido de lutita aumenta hacia arriba rápidamente llegando a 1:2 en la mayor parte de la columna. Las lutitas son muy oscuras y a veces contienen pirita. En ocasiones, se encuentran bancos de coquina, integrados por restos de braquiópodos (Méndez *et al.*, 1979).

Es característica la presencia de vetas de cuarzo lechoso, las que en parte tienen rumbo paralelo a la estratificación. Asimismo, la formación aparece atravesada por diques y filones-capa de rocas básicas y ácidas.

Espesor

Nesossi (1950) y Turner (1964a) asignan, para la sierra de Santa Victoria, un espesor aproximado de 2300 metros.

Ambiente de sedimentación

Esta unidad litológica del Ordovícico se interpreta como depositada en un régimen de plataforma marina estable a sublitoral (Turner, 1964a; Moya, 1988).

Relaciones estratigráficas

La Formación Santa Rosita yace en discordancia regional sobre el Grupo Mesón; la misma se observa en las quebradas de los ríos Santa Rosa, Santa Victoria, Mesón y Cañaní, al este de la mina La Niquelina y al SE de Cajas (Turner, 1964a).

Paleontología

El contenido fosilífero consiste en una rica fauna de trilobites, braquiópodos, graptolitos, gastrópodos, bivalvos, cefalópodos y equinodermos (Beder, 1928; Nesossi, 1950; Russo, 1954; Harrington y Leanza, 1957; Tortello, 1996). Entre las especies citadas más importantes se transcriben aquí *Jujuyaspis keidelli*, *Parabolina argentina*, *Kainella meridionalis*, *Parabolinoopsis mariana*, *Apatokephalus serratus*, *Pseudokainella lata*, *Basiliella carinata* y *Rossaspis rossi*.

Manca (1992) da a conocer una asociación de macro y microfauna de la Formación Santa Rosita en la localidad de Nazareno.

Edad

Basándose en los fósiles, Turner (1964a) asigna esta formación al Tremadociano. Moya *et al.* (1994) consideran que comprende el intervalo Cámbrico cuspidal -Tremadociano. Tortello (1996) registra en los niveles superiores de la Formación Santa Rosita, especies de trilobites agnóstidos correspondientes a los géneros *Arthrorhachis* y *Geragnostus*, que forman parte de la fauna de *Ceratopyge* y permiten acotar el techo de esta unidad al Tremadociano superior tardío (Biozona de *Notopeltis orthometopa*).

Formación Acoite (10)

Limolitas, areniscas y lutitas

Antecedentes

Esta formación fue definida por Turner (1960a), en la quebrada del río Santa Victoria. Harrington y

Leanza (1957) y Fernández (1983) describen para la comarca de Iturbe, al sur de la Hoja, la Formación Azul Pampa como equivalente.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se extienden con rumbo general N-S y NNE-SSO. En la sierra de Santa Victoria la exposición más septentrional se ubica al oeste de la localidad de Mecoyita. Otro asomo, más al sur, se orienta con rumbo NNE-SSO, hasta la localidad de Trigo Huayco. Un buen perfil se observa sobre el río Santa Victoria, entre San Felipe y la localidad de Acoite (Turner, 1964a).

En la Puna aflora al oeste de Yavi, en La Quiaca, en la serranía de Pumahuasi y en el extremo norte de la sierra de Aguilar (Turner, 1964b; Coira, 1979).

Litología

Está representada mayoritariamente por sucesiones sedimentarias epiclásticas, integradas por pelitas, en las que se identifican fangolitas y limolitas con estratificación fina e interestratificadas con areniscas de colores gris verdoso a pardo verdoso.

Los afloramientos de la sierra de Santa Victoria están constituidos por lutitas verdoso grisáceas, con estratificación muy marcada, con intercalaciones de bancos delgados de areniscas micáceas blanquecinas y areniscas silicificadas de color gris claro en bancos de hasta dos metros de espesor. En las pelitas se observa a veces pirita diseminada y concreciones calcáreas elipsoidales.

En la localidad de Yavi la unidad está integrada por lutitas de coloración gris verdosa, con intercalaciones de areniscas cuarcíticas macizas.

Es común la presencia de vetas de cuarzo lechoso de espesores, longitudes y forma de yacencia variables. Méndez *et al.* (1979) consideran que en la comarca de Pumahuasi las vetas estarían relacionadas con la mineralización de plomo, plata y cinc.

Espesor

En el río Santa Victoria esta unidad alcanza un espesor de 1440 metros (Nesossi, 1950), en tanto que Turner (1964a) adiciona 800 m más correspondientes al afloramiento de la localidad de Mecoyita, con lo cual se estima un total de 2240 m para la sierra de Santa Victoria. En Yavi presenta un espesor de 220 metros (Méndez *et al.*, 1979).

Ambiente de sedimentación

Si bien la información sedimentológica y estratigráfica de esta unidad en el ámbito de la Hoja es aún escasa, se puede postular que estos depósitos se originaron en una extensa plataforma marina. Se considera una progresiva ampliación de los depocentros de la cuenca ordovícica (Turner, 1964a; Moya, 1988).

Relaciones estratigráficas

La base de esta unidad descansa sobre sedimentitas de la Formación Santa Rosita. A su vez, le sobreyace en discordancia regional la Formación Mecoyita.

Paleontología y edad

Nesossi (1950), Harrington y Leanza (1957) y Turner (1964 a y b) citan y describen una abundante fauna de trilobites, braquiópodos y graptolitos, cuyo estudio permitió asignar a la Formación Acoite una edad arenigiana. Entre los fósiles se pueden citar: *Didymograptus-v-deflexus*, *Thysanopyge argentina* y *Hoekaspis schlagintweiti*, entre otros. Waisfeld y Toro (1997) dan a conocer nuevas asociaciones de trilobites y graptolitos para la localidad de Santa Victoria. En el tramo superior de la formación, la fauna de *Thysanopyge* se encuentra vinculada a graptolitos de edad arenigiana inferior. Los estratos cuspidales de esta unidad son portadores de la fauna de *Famatinolithus*, cuya edad arenigiana media está verificada por los graptolitos asociados.

2.2.4. ORDOVÍCICO

COMPLEJO MAGMÁTICO- SEDIMENTARIO COCHINOCA - ESCAYA (11a, 11b).

Se hace extensiva la denominación de Complejo Magmático-Sedimentario CochinoCa - Escaya, definido por Coira *et al.* (1998) en la Hoja Geológica Mina Pirquitas, para el conjunto de rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas de edad ordovícica que afloran en la sierra de CochinoCa y en el cordón de Escaya. El complejo de referencia agrupa potentes sucesiones siliciclásticas arenopelíticas a las que se asocian volcanitas y rocas subvolcánicas dacíticas, espiliticas y básicas alcalinas sinsedimentarias.

En el mapa se diferencia una facies predominantemente sedimentaria, con participación volcánica subordinada, y una facies magmática representada principalmente por cuerpos subvolcánicos dómicos, lavas y brechas hialoclásticas de composición dacítica, lavas espilíticas, sills y diques básicos alcalinos.

Antecedentes

Originalmente Turner (1964b) homologó las secuencias sedimentarias de este complejo con la Formación Acoite (Harrington y Leanza, 1957), mientras que a las rocas ígneas las consideró separadamente y las asignó al Carbonífero-Pérmico y al Silúrico. Coira (1979), en la región de Abra Pampa, estimando el carácter sinsedimentario de dichas secuencias magmáticas, las incluyó en la Formación Acoite.

Algunos autores como Schwab (1973), Méndez *et al.* (1973), Omarini *et al.* (1979) y Bahlburg (1990) conceptúan a las rocas magmáticas como pórfidos riódacíticos y granodioritas de edad silúrica, intrusivos en la secuencia siliciclástica ordovícica. Por el contrario, las mismas rocas han sido reconocidas por otros investigadores como lavas espilíticas y niveles piroclásticos dacítico-riolíticos submarinos, contemporáneos con la sedimentación ordovícica (Coira, 1973, 1975, 1979; Koukharsky y Mirré, 1974; Coira *et al.*, 1982).

Dicho magmatismo fue reanalizado e interpretado en el sector de Puna norte como una sucesión de lavas espilíticas en almohadillas y macizas, que pasa gradualmente a un complejo volcánico lávico-dómico silíceo sinsedimentario, con brechas autoclásticas, hialoclastitas y criptodomas asociados (Coira y Koukharsky, 1991; Rapela *et al.*, 1992; Coira y Koukharsky, 1994; Coira, 1996).

Distribución areal

El complejo se extiende con arrumbamiento submeridiano a lo largo del cordón de Escaya y de la sierra de Cochinoa prolongándose al sur, fuera del ámbito de la Hoja, en las sierras de Quichagua y Queta.

Relaciones estratigráficas

La base del complejo es desconocida y sobre él se apoyan, mediando discordancia, secuencias del

Subgrupo Pirgua y sedimentitas clásticas y volcánicas del Mioceno.

Litología

A los fines de mapeo se representaron dos facies: una sedimentaria con participación volcánica subordinada y otra magmática.

Facies sedimentaria con participación volcánica subordinada (11a)

Areniscas, limolitas, arcilitas, lavas espilíticas, brechas hialoclásticas, lavas y rocas volcánicas dacíticas

Esta unidad de mapeo consiste esencialmente en areniscas cuarzo-feldespáticas de grano medio a fino, limolitas y arcilitas micáceas laminadas y macizas e incluye escasos niveles volcánicos (Foto 1), los que no pueden ser discriminados por razones de escala y son tratados en mayor detalle al describir la facies magmática (11b).

Las areniscas tienen una coloración verde grisácea clara en superficies frescas, y tonos amarillentos en superficies alteradas. Conforman estratos de geometría tabular y en menor medida lenticular, de bases usualmente netas y techos frecuentemente ondulados y gradacionales a limolitas. Sus bancos, decimétricos, suelen amalgamarse con espesores de 5-10 metros. Es común observar en ellos laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y laminación ondulada. Petrográficamente se diferencian niveles de parasubcuarcitas y en menor proporción ortosubcuarcitas.

Las limolitas y arcilitas tienen colores negruzcos y verdosos, son finamente laminadas y se asocian en relación de alternancia. También presentan delgadas intercalaciones de areniscas muy finas, laminadas. Los niveles limolíticos suelen exhibir bases netas y techos transicionales. En los niveles lutíticos abundan los cristales de pirita diseminados, lo cual puede generar pátinas pardo-amarillentas por meteorización del sulfuro.

Ambiente

Las características litológicas, estructuras sedimentarias y relaciones de facies de estas secuencias indican interacción de eventos turbidíticos de cuenca distal-talud y tempestíticos bajo un régimen de plataforma externa a media, con aporte volcánico.



Foto 1: Contacto entre rocas magmáticas y sedimentarias ordovícicas del Complejo Magmático-Sedimentario Cochinoca – Escaya, sierra de Cochinoca.

Estructura

La secuencia sedimentaria está afectada por un plegamiento de longitud de onda variable (métrica a decamétrica) con buen desarrollo de clivaje axial, de rumbo general NNE-SSO y vergencia no definida, atribuido a la fase Oclóyica (Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1994).

Paleontología y edad

Para la sierra de Cochinoca y el cordón de Escaya, Aceñolaza y Toselli (1986) establecieron una edad arenigiana, de acuerdo al registro de graptolitos *Didymograptus nitidus*, *D. protobifichus* y *Tetragraptus fruticosus*. Bahlburg *et al.* (1990) reconocen en el cordón de Escaya *Isograptus caduceus* cf. *nanus*, *Tetragraptus quadribra-chiatus* sl., *Corimbograptus* cf. *vacillans* y *Aerograptus filiformis*, y asignan dicha secuencia al Arenigiano inferior, mientras que en la sierra de Cochinoca, basándose en la presencia de *Dicellograptus* sp., indican una edad probablemente llandeilliana. Por otra parte, en el extremo norte del cordón de Escaya (cuesta del Toquero), Gutiérrez Marco *et al.* (1996) describen la biozona *Undolograptus austrodentatus*, indicativa del límite arenigiano-llanvirniano.

Facies magmática (11b)

Cuerpos dómicos subvolcánicos, lavas y brechas hialoclasticas dacíticas, lavas espilíticas, sills y diques básicos alcalinos

Las magmatitas que constituyen esta unidad incluyen cuerpos subvolcánicos, lavas, hialoclastitas y brechas de composición dacítica, junto a lavas espilíticas, sills y diques básicos alcalinos.

El volcanismo silíceo es el de mayor representación en el complejo y forma gran parte de los núcleos de la sierra de Cochinoca y del cordón de Escaya. Se compone de domos extrusivos, criptodomas, facies lávicas masivas, autobrechadas, hialoclastitas y sills. En el flanco oriental del cordón de Escaya se reconocen muy buenos ejemplos de lavas y hialoclastitas dacíticas con potencias de 10 a 25 m, estas últimas son frecuentes hacia los techos de las secuencias lávicas. Así también se observa desarrollo de niveles peperíticos globulares, de 5 a 10 cm de potencia, en los techos de sills dacíticos, evidenciando la naturaleza sinsedimentaria de los mismos.

Coira y Koukharsky (1994) y Coira (1996) reconocen características texturales en estas rocas que indican efusiones esencialmente no explosivas con fenómenos de fragmentación por enfriamiento por el agua de mar. Las facies lávico-dómicas son porfíricas

(20-35%), con fenocristales de feldespatos alcalinos de hasta 5 cm, acompañados por oligoclasa, cuarzo y biotita, en una matriz microcristalina desvitrificada y alterada (Coira y Koukharsky, 1994). Éstas presentan signatura calcoalcalina moderada a débil, con contenidos de SiO₂ entre 67 y 72% y Na₂O+K₂O entre 5,1 y 7,2% (Koukharsky *et al.*, 1988).

Conforman también este complejo lavas espiliticas intercaladas en las sedimentitas, con espesores de hasta 25 metros, macizas o con estructura en almohadilla. Son rocas de color gris verdoso, microporfiricas, con fenocristales de plagioclasa (albita-oligoclasa), ocasionalmente tremolita-actinolita, ilmenita y augita, inmersos en una matriz clorítica fina con carbonatos. Un buen afloramiento de lavas espiliticas en almohadilla está en el río Chocoite, a 17 km de la localidad La Intermedia (km 1397 - F.C.N.G.B.), sobre el camino que une esta última población con Cerrillos. Allí se advierten almohadillas con ordenamiento zonal concéntrico y diámetros mayores de 1-3 m (Coira y Koukharsky, 1991).

Geoquímicamente, estas rocas se caracterizan por contenidos en SiO₂ entre 48-51%, altos tenores de TiO₂ (1,2 -2 %) y relaciones FeO*/MgO entre 1,3-2,3%.

Escasos sills y diques sinvolcánicos de basaltos alcalinos de 1-2 m han sido reconocidos en la sierra de Cochino. Son afiricos a pobremente porfiricos con augita, kersutita y biotita como minerales máficos. Corresponden a rocas con 42-45% de SiO₂, ricas en TiO₂ (2,5-4%) y con contenidos de K₂O de 0,8-2%, que se encuadran en el campo subalcalino a alcalino por sus elementos mayoritarios y cuyos elementos traza permiten asignarlas, junto a las espilitas, a asociaciones alcalinas de intraplaca (Coira *et al.*, 1998).

Ambiente

Los representantes magmáticos tienen características composicionales, estructurales y de emplazamiento que permiten asignarlos a un volcanismo bimodal, esencialmente no explosivo, cercano a su zona de emisión (Coira *et al.*, 1998). La geoquímica de las dacitas, composicionalmente homogéneas a lo largo de más de 200 km, con signatura de arco débil, junto al carácter alcalino de intraplaca de los componentes máficos, apoyan la asociación de dicho magmatismo a un régimen extensional, como ha sido postulado por Coira *et al.* (1998).

Estructura

El Complejo Magmático - Sedimentario Cochino - Escaya forma parte de una faja de deformación regional denominada Frente Tectónico Occidental u Oclóyico (Salfity *et al.*, 1975; Mon y Hongn, 1991). Los contactos entre las rocas ígneas y las sedimentarias se vieron localmente modificados debido a las diferentes competencias (Hongn, 1994). La fase Oclóyica, del Ordovícico superior, afectó con mayor intensidad a las rocas de este complejo que a las de la Formación Acoite *s.s.*, que afloran más al este, en las sierras de Pumahuasi, Aguilar y Tres Cruces.

Las volcanitas presentan desarrollo de un clivaje irregular y espaciado de similar orientación que el de las sedimentitas. La facies porfirica suele exhibir alternancia de fajas protomiloníticas dentro de rocas con menor deformación (Hongn, 1995). El tectonismo sobreimpuesto ha modificado en gran medida las texturas originales de estas secuencias magmáticas, dificultando la interpretación de su génesis.

Edad

Una datación por el método U/Pb en monacitas de magmatitas de la comarca de Cochino señala una edad mínima de cristalización de 467±1 Ma (Ordovícico medio, Lork y Bahlburg, 1993). Otros valores obtenidos por el método Rb/Sr indican un evento devónico de 374±7 Ma (Omarini *et al.*, 1979) y son interpretadas como edades del último cierre del sistema isotópico.

Formación Mecoyita (12)

Diamictitas, areniscas conglomerádicas, intercalaciones de areniscas cuarcíticas y lutíticas

Antecedentes

Schlagintweit (1942) considera a las rocas de esta unidad como tillitas y las denomina "Horizonte Glacial de Zapla" (sinónimo de la Formación Zapla). Turner (1960a) sigue este concepto y la denomina Formación Mecoyita. Más tarde, Turner (1964a) las interpreta como producto de corrientes de densidad.

Las sedimentitas que integran el ciclo que abarca desde el Ordovícico superior al Devónico, en el ámbito subandino, conforman el denominado "Ciclo Cordillerano" de los geólogos bolivianos. En Bolivia se la conoce como Formación Cancañiri. En general se trata de una alternancia de secciones pelíticas y arenosas depositadas en un ambiente de plataforma.

En territorio argentino, Starck *et al.* (1992a) realizan un ordenamiento estratigráfico-secuencial, identificando tres supersecuencias a las que designaron como Supersecuencia Cinco Picachos (Formaciones Mecoyita, Lipeón, Baritú y Porongal), Supersecuencia Las Pavas (Formación Pescado o sus equivalentes de subsuelo, Formaciones Icla y Huamapampa, según Acevedo, 1986) y Supersecuencia Aguarañe (Formación Los Monos).

Las supersecuencias citadas presentan un arreglo grano y estratocreciente dado por la superposición de secciones con asociaciones de facies más proximales sobre otras más distales, en una configuración netamente progradante.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja se identifican dos estrechas fajas de afloramientos correspondientes a esta formación.

La primera se halla en la sierra de Santa Victoria, entre abra Sepulturas y Mecoyita (departamento Santa Victoria). Este asomo se continúa en territorio boliviano, donde forma la base de una gran estructura sinclinal (Sinclinal Mecoyita-Cabildo).

La segunda faja de afloramientos, de rumbo NNE-SSO, se ubica en las estribaciones orientales de la sierra de Santa Victoria y al poniente de la sierra de los Cinco Pinachos. En esta serranía, sobre los ríos Pescado, Porongal, Baritú y Lipeo se presentan buenas exposiciones de la Formación Mecoyita.

Litología

Está compuesta por diamictitas oscuras con intercalaciones de areniscas cuarcíticas blancas y lutitas negras. La secuencia tiene en general color gris oscuro, en parte gris verdoso o gris amarillento. La matriz es limosa, compuesta casi exclusivamente de granos de cuarzo, redondeados a subesféricos. En forma subordinada aparecen granos líticos finos. Dispersos caóticamente en la masa tilítica se observan escasos rodados de hasta 10 cm de cuarzo, areniscas, cuarcitas y granito. En el río Alisal, cabecera del río Pescado, pudo verse un bloque de roca ordovícica que alcanza un metro de diámetro, así como también un bloque de granito de similar tamaño en el río Lipeo.

A las areniscas arcillosas se asocian areniscas de color gris verdoso, medianas, silíceas, muy consolidadas.

En el perfil de Mecoyita, la unidad se torna más estratificada hacia el techo, donde también comienzan a aparecer nódulos ferruginosos que son característicos de la sobreyacente Formación Lipeón.

En la sierra de Zapla, fuera de la Hoja, Boso (1994) identifica facies de arenitas cuarzosas, de vaques cuarzosas hasta feldespáticas (diamictitas), de pelitas negras y de orto y paraconglomerados.

Espesor

La Formación Mecoyita no excede los 50 m de espesor, mientras que en Bolivia la equivalente Formación Cancañiri puede sobrepasar los 1000 m (Crowell *et al.*, 1980; en Starck *et al.*, 1992c).

Ambiente de sedimentación

Esta unidad, con su equivalente Formación Cancañiri en Bolivia y Formación Zapla más al sur, presenta entre sus características una diversidad de facies con ambientes típicos de plataforma, escaso espesor en nuestro país y gran distribución areal.

Los primeros trabajos realizados en esta formación plantearon un origen glacial o glacialmarino, basados en la existencia de clastos estriados y facetados (Schlagintweit, 1943; Nieniewski y Wleklinski, 1950; Harrington y Leanza, 1957).

Turner (1964a, 1972) y Cuerda y Antelo (1973) interpretan a la Formación Mecoyita como diamictitas originadas por corrientes de gravedad subácueas de magnitudes excepcionales. Serraiotto (1977) considera probable que en la depositación de esta unidad hayan participado sedimentos glaciarios cuyos aportes fueron *a posteriori* desplazados por corrientes de densidad dentro de un ambiente marino de aguas someras.

Boso (1994) postula un paleoambiente de sedimentación marina de plataforma siliciclástica equivalente a un paleodelta. Este autor reconoce fauna bentónica, efectos de tormentas, estructuras sedimentarias originadas por mecanismos de deslizamientos, así como flujos de detritos y turbidez subácueas.

Los mecanismos responsables para la generación de los movimientos podrían ser sobrecarga por alta tasa de sedimentación, tormentas e impulso tectónico atribuido a la fase Oclóyica. Boso (1994) descarta la instauración de una glaciación durante el tiempo de depósito de las sedimentitas de esta formación.

Durante la fase Oclóyica también se produjo un levantamiento y plegamiento de las áreas de aporte ubicadas al oeste (actual Puna y Cordillera Oriental), creando un aumento de la pendiente regional. Consecuencia de ello sería la relación discordante existente entre la Formación Mecoyita y las unidades del Ordovícico inferior, en la sierra de Santa Victoria.

Relaciones estratigráficas

En el afloramiento de la sierra de Santa Victoria (en Mecoyita y abra Sepultura) esta unidad descansa sobre las lutitas de la Formación Santa Rosita, mientras que algo más al sur lo hace sobre areniscas lutíticas de la Formación Acoite, cubriendo de norte a sur sucesivamente estratos más jóvenes (Turner, 1964a). De este hecho se infiere la existencia de una discordancia en la base de la Formación Mecoyita. Más al sur, fuera de la Hoja, en la localidad de Caspalá, es claramente observable la angularidad de esta discordancia (Starck *et al.*, 1992a). En la comarca de Lipeo, la Formación Mecoyita se apoya sobre las sedimentitas plegadas de la Formación Santa Rosita (Turner, 1964a).

La relación estratigráfica con la suprayacente Formación Lipeón es concordante y transicional (Serraiotto, 1977).

Paleontología y edad

El contenido faunístico es escaso. Monaldi y Boso (1987) y Boso (1994) ubican la equivalente Formación Zapla en el Ashgilliano superior por el hallazgo de trilobites (*Dalmanitina subandina*).

No obstante, su edad fue discutida por diferentes autores. Schlagintweit (1942) y Turner (1960a, 1964a) la consideran de edad silúrica en función de su posición estratigráfica. Nieniewski y Wleklinski (1950) la atribuyen al Ordovícico. Baldis *et al.* (1976) le asignan edad wenlockiana.

2.2.5. ORDOVÍCICO SUPERIOR A DEVÓNICO INFERIOR

Formación Lipeón (13)

Lutitas micáceas, limolitas, arcilitas y areniscas váquicas. Mantos ferríferos oolíticos y concrecionales

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida en la sierra de Zapla, fuera del ámbito de la Hoja, y descrita por

Hagermann (1933), Schlagintweit (1937; 1942) y Nieniewski y Wleklinski (1950). Turner (1960a) le da nombre formacional.

La Formación Lipeón es conocida por ser portadora de los horizontes o mantos ferríferos, que han sido objeto de explotación minera en otras localidades, como en las sierras de Puesto Viejo (mina Puesto Viejo), Zapla (mina 9 de Octubre) y del Gallo (mina Unchimé), fuera del ámbito de la Hoja.

Distribución areal

En general acompaña a la subyacente Formación Mecoyita. Un afloramiento se extiende desde el límite norte de la Hoja hasta poco más al sur del abra Sepultura (departamento Santa Victoria). Una fractura inversa limita este afloramiento por su borde occidental, provocando el cabalgamiento de los depósitos ordovícicos.

Una extensa faja de esta formación contornea las estribaciones orientales de la sierra de Santa Victoria y conforma el piso de un valle longitudinal entre esta última y la sierra de los Cinco Pinachos.

Litología

En líneas generales se trata de un potente conjunto de limolitas y lutitas micáceas de color gris verdoso con intercalaciones arenosas.

La formación comienza con areniscas de grano fino, micáceas, de color gris verdoso, donde se intercalan dos bancos ferríferos de uno a cuatro metros de espesor. A continuación se dispone una sucesión monótona de lutitas y areniscas.

Entre las características de esta unidad debe mencionarse: el llamativo brillo, producto de la abundante participación de minerales micáceos; la estructura interna corrugada; la deformación intraestratal; el denso diaclasamiento y el intenso repliegue de sus bancos. Son comunes los niveles con concreciones de arcilla ferruginosa.

En la localidad de Mecoyita Turner (1964a) reconoce tres miembros. El inferior, integrado por areniscas de grano fino y lutitas de coloración oscura, estratificadas en bancos de 3 a 4 cm de espesor; el miembro intermedio, que se compone de areniscas de grano muy fino, lutitas grises y pardo castañas oscuras, sumamente micáceas, y el superior, conformado por lutitas de colores gris claro y rojizo, que persisten hasta el techo.

En las limolitas arcillosas son frecuentes las concreciones elipsoidales, con tamaños que varían en-

tre 1 y 20 cm de diámetro, las que portan frecuentemente fauna de trilobites, braquiópodos, bivalvos, conuláridos, nautiloideos y corales.

En líneas generales la Formación Lipeón sufre un enarenamiento paulatino a partir de su sección media, donde las lutitas y limolitas arcillosas de la sección inferior van pasando a limolitas arenosas de tonalidades más claras (Serraiotto, 1977).

Pequeñas lentes y nódulos de areniscas ferruginosas de formas muy irregulares se asocian frecuentemente a las secuencias pelíticas, especialmente en la mitad inferior de la columna.

Boso (1994), en la sierra de Zapla, señala en la porción basal estructuras de tipo "lenticular", que demuestran la acción de oleaje, presumiblemente de tormenta, mientras que en el resto de la unidad abunda la bioturbación.

En la faja que aflora desde Mecoyita hasta el abra Sepultura participan dos bancos ferruginosos en la base de la formación. Por otra parte, en la extensa faja oriental, Serraiotto (1977) destaca la presencia de cuatro bancos hematíticos. En el río Pescado uno de estos bancos alcanza 0,40 m de espesor.

La posición de los mantos e intercalaciones lentiformes ferríferas ha sido objeto de trabajos de prospección minera. Los compuestos de hierro más comunes son chamosita, hematita y siderita. Según Boso (1994) las leyes de los mantos ferríferos son bajas (alrededor de 30 %).

Espesor

Por lo general, al tratarse de una unidad incompetente, se presenta con plegamientos internos del orden de decenas de metros lo que dificulta la medición de los espesores, hecho éste agravado por la ausencia de niveles guía.

Turner (1964a) determina en la quebrada de Mecoyita un espesor aproximado de 1600 metros. Serraiotto (1977) mide espesores parciales en los ríos Porongal (700 m), Pescado (885 m), Iruya (100 m), Astillero (310 m) y Cañas (620 m). Starck *et al.* (1992c) estiman en el río Pescado una potencia de 650 m y la consideran como representativa para las Sierras Subandinas Occidentales. Los mismos autores midieron al sur (fuera de la Hoja), 605m en el abra de Caspalá y 280m en el abra de Zenta.

Ambiente de sedimentación

Según Starck *et al.* (1992c), el ambiente de sedimentación está representado por una asociación de

facies de plataforma distal. La composición litológica indica cierta madurez en las áreas de aporte y condiciones euxínicas dominantes (Serraiotto, 1977).

Boso (1994) sugiere un ambiente de plataforma marina basándose en las características de las facies, en el contenido paleontológico y en las particularidades del depósito ferrífero asociado. Discrimina subambientes de *foreshore*, *lagoon* de plataforma, barras de *shoreface* a plataforma externa proximal y zonas más profundas de plataforma externa distal. No advierte procesos relacionados a la actividad de tormentas, donde más bien existió influencia por la acción de mareas en un clima cálido y húmedo tropical. Además, interpreta que los mantos ferríferos corresponden a barras de plataforma marina (*shelf-ridge*) que se habrían generado en el *shoreface* hasta plataforma proximal. Estas inundaciones mayores -por lo menos dos- favorecieron la generación de las rocas ferríferas chamosíticas, las que fueron transportadas por corrientes presumiblemente mareales.

El aumento de las intercalaciones de tempestitas hacia la parte superior de la formación marca el pasaje transicional a la asociación de facies de plataforma proximal que caracteriza a la sobreyacente Formación Baritú.

Paleontología

Turner (1964a) cita *Conularia* sp., *Tentaculites* sp., *Nuculites* sp., *Lingula* sp., gasterópodos y trilobites.

El contenido fosilífero de la Formación Lipeón es muy abundante en los niveles superiores y escaso en los inferiores (Baldis *et al.*, 1976).

Relaciones estratigráficas

Presenta relaciones concordantes en la base y techo con las formaciones supra y subyacentes (Serraiotto, 1977). El pase a la Formación Baritú es transicional observándose en dicho intervalo el aumento hacia arriba de areniscas silicificadas.

Edad y correlaciones

Sobre la base de la macro y micro fauna contenida en esta formación en la sierra de Zapla, la edad abarca el lapso que va del Hirnantiano muy tardío al Llandoveryano temprano (Baldis *et al.*, 1976; Monteros *et al.*, 1993).

No obstante, diferentes autores discutieron su edad ubicándola predominantemente en el Silúrico.

Schlagintweit (1942) la asigna parte al Ordovícico y parte al Devónico. Nieniewski y Wleklinski (1950) y Turner (1964a) la ubican en el Wenlockiano, considerando la sección superior como devónica. Mingramm y Russo (1972) y Turner (1972) aceptan una edad wenlockiana superior a ludloviana. Boso (1994) señala un pico transgresivo marcado por facies pelíticas en el Wenlockiano.

La Formación Lipeón se correlaciona con la Formación Cachipunco de la sierra de Santa Bárbara, con la Formación Unchimé de la sierra del Gallo, con la Formación Kirusillas de Bolivia y con la Formación Copo del subsuelo de las provincias de Salta y Santiago del Estero.

2.2.6. DEVÓNICO

2.2.6.1. Devónico inferior

Formaciones Baritú y Porongal (14)

Areniscas finas y areniscas conglomerádicas silicificadas

En el mapa se agruparon ambas formaciones en una sola unidad. En el ámbito de las Sierras Subandinas Orientales, equivalen a la Formación Santa Rosa portadora de hidrocarburos. A continuación se describen las Formaciones Baritú y Porongal por separado, siguiendo a Serraiotto (1977).

Formación Baritú

Antecedentes

Schlagintweit (1937) incorpora el término “arenisca de Baritú”. Padula *et al.* (1967) le otorgan nombre formacional. Russo (1954) y posteriormente Mingramm y Russo (1972) subdividen a la Formación Baritú en los siguientes miembros, de abajo hacia arriba: Areniscas Baritú, Conglomerado del río Porongal, Areniscas del Pescado y Lutitas del Cerro Piedras y Alto Río Bermejo. Serraiotto (1977) diferencia las Formaciones Porongal, Pescado y Cerro Piedras; el miembro Alto Río Bermejo equivaldría aquí a la Formación Los Monos.

Distribución areal

Esta potente serie compuesta predominantemente por areniscas cuarcíticas duras domina una extensa faja en la sierra de los Cinco Pinachos, desde el río Iruya hasta Bolivia. Buenas exposiciones se

observan en los ríos Pescado, Cidras (curso superior del río Porongal), Baritú, Lipeo, Toldos y Bermejo, todos ellos transversales a la estructura principal. Además, ocupa el núcleo del anticlinal de la serranía de Las Pavas.

Litología

Predominan en la secuencia areniscas cuarzosas con coloración gris verdosa. Especialmente en la parte superior de la columna se asocian areniscas algo arcillosas color pardo grisáceo a rosado. Junto al cuarzo, como componente esencial, se advierten líticos y minerales micáceos. La granulometría es fundamentalmente fina a mediana. Dentro de la columna dominan los estratos tabulares medianos a gruesos, con entrecruzamiento.

La estructura interna es comúnmente laminar y fácilmente visible por la concentración de minerales micáceos en los planos de laminación.

En forma muy subordinada, especialmente en la sección inferior suelen intercalarse finos bancos lenticulares de limolitas de color verde oliva claro. Las asociaciones de facies se ordenan en una sucesión progradante.

En los perfiles del angosto de Alarache (río Bermejo) y del río Lipeo se observa gran participación de facies de plataforma proximal, las que constituyen importantes espesores en sus tramos basales (Starck *et al.*, 1992c). Sobre las mismas yace una asociación de facies de plataforma costanera, representada principalmente por areniscas entrecruzadas indicadoras de influencia mareal.

Espesor

Serraiotto (1977) mide espesores totales en los ríos que atraviesan la sierra de los Cinco Pinachos: río Porongal (700 m), río Pescado (980 m), río Iruya (610 m), río Astillero (310 m) y río Cañas (790 m).

Ambiente de depositación

Se trata de asociaciones de facies de plataforma proximal y costanera en secuencias progradantes (Starck *et al.*, 1992c).

Relaciones estratigráficas

El pase con la unidad infrayacente se opera a través de una “zona de transición”, que vincula rocas eminentemente pelíticas de la Formación Lipeón

con las areniscas silicificadas típicas de la Formación Baritú (Serraiotto, 1977). La aparición de finos niveles conglomerádicos en el techo de la Formación Baritú indica el pase a la Formación Porongal, que le sobreyace concordantemente.

Edad

Se asigna una edad devónica inferior sobre la base de su posición estratigráfica con la Formación Río Pescado.

Formación Porongal

Antecedentes

Russo (1954) y Mingramm y Russo (1972) consideran a esta unidad como miembro integrante de las Areniscas Baritú. Serraiotto (1977) la eleva al rango de formación.

Distribución areal

Su área de distribución es similar a la infrayacente Formación Baritú: ocupa una extensa faja a lo largo de la sierra de los Cinco Pinachos y el núcleo del anticlinal de la serranía de Las Pavas.

Litología

Componen la secuencia gruesos bancos de areniscas conglomerádicas y niveles frecuentemente lenticulares de conglomerados oligomícticos. Se asocian areniscas muy micáceas de color gris amarillento, laminadas, de aspecto sacaroide y en forma muy subordinada bancos muy finos de pelitas de tonalidad gris oscura.

El tipo litológico predominante es una arenisca cuarzosa, conglomerádica, gris verdoso-amarillenta, micácea, con matriz limoarenosa y escaso cemento silíceo. Dominan los estratos medianos a gruesos con marcado entrecruzamiento.

Facies conglomerádicas en las areniscas muestran un fuerte incremento de la granulometría hacia el sudoeste. Al sur, en el abra de Zenta, los clastos de la Formación Porongal alcanzan hasta 10 centímetros. En el norte, en el angosto de Alarache, sólo se reconocen niveles de areniscas conglomerádicas y en territorio boliviano los conglomerados están completamente ausentes (Starck *et al.*, 1992c).

Espesores

Serraiotto (1977) mide espesores con secciones completas en los ríos Porongal (260 m), Pescado (480 m) e Iruya (330 m).

Ambiente de sedimentación

Un leve rejuvenecimiento en las áreas de aporte, con el consiguiente incremento energético en las condiciones de sedimentación, es señalado por Serraiotto (1977). Para Starck *et al.* (1992c) esta formación corresponde a asociaciones de facies de plataforma continental y mixta. La presencia de ciclos granodecrecientes de origen fluvial y el neto predominio de formas continentales de palinomorfos (Arrondo, 1990 en Starck *et al.*, 1992c) indican una continentalización en los términos cuspidales de esta formación.

Relaciones estratigráficas

Se halla en concordancia con las Formaciones Baritú y Pescado infra y suprayacentes. La desaparición de los bancos conglomerádicos indican el pase a la Formación Pescado.

2.2.6.2. Devónico inferior a medio

Formación Pescado (15)

Areniscas finas a medianas

Antecedentes

Russo (1954) y Mingramm y Russo (1972) consideran a esta unidad como miembro integrante de las Areniscas Baritú. Serraiotto (1977) la eleva al rango de formación. Starck *et al.* (1992a) la denominan Supersecuencia Las Pavas, donde identifican cinco ciclos menores a los que les asignan la jerarquía de secuencias depositacionales, que muestran un ordenamiento interno grano y estratocreciente.

Distribución areal

Esta formación aflora en las Sierras Subandinas. Con respecto a las unidades devónicas que la infrayacen, su área de distribución en la sierra de los Cinco Pinachos es algo más restringida, debido a que al sur del río Iruya comienza a faltar por erosión. En cambio, buena parte de su sección superior

está bien expuesta en el angosto del Pescado, conformando el núcleo y flancos de la estructura anticlinal de la serranía de Las Pavas.

Al sur (fuera de la Hoja), en las abras de Zenta y Caspalá, esta unidad aflora parcialmente, ya que la discordancia precarbonífera eliminó la parte superior de la sección.

Litología

Se trata fundamentalmente de vaques y areniscas gris verdoso claras, micáceas y líticas, de grano fino, con abundante matriz limosa. Predominan los bancos medianos a gruesos. Es frecuente la estructura interna laminar paralela y entrecruzada. En varios niveles se observaron ondulitas. La característica general de la formación es granocreciente (Starck *et al.*, 1992c).

A las areniscas se asocian también limolitas arenosas grises, micáceas, laminadas, muy semejantes a las de la Formación Lipeón.

Espesor

Serraiotto (1977) presenta espesores medidos en los siguientes ríos: Porongal (670 m, total), Pescado (790 m, parcial) e Iruya (860 m, total). En general, los niveles superiores han sufrido el efecto de la discordancia precarbonífera (fase Chánica), la que en el río Astillero provocó la eliminación total de esta formación.

Starck *et al.* (1992c) señalan espesores relativamente constantes de 800 a 900 metros.

Ambiente de sedimentación

Serraiotto (1977) y Starck *et al.* (1992c) interpretan un ambiente de plataforma proximal, de aguas tranquilas, que permitió generar pequeños ciclos sedimentarios en condiciones euxínicas y que en forma progresiva alcanzó un nivel energético similar al de la Formación Baritú.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones de base y techo son de concordancia con las formaciones infra y suprayacentes (Formaciones Baritú, Porongal y Río Pescado y Formación Los Monos, respectivamente). No obstante, la Formación Pescado está limitada por sendas inundaciones representadas por una disminución granulométrica (depósitos pelíticos) que denotan un contacto neto (Starck *et al.*, 1992c).

Paleontología

En el angosto del río Porongal, Feruglio (1931; en Serraiotto, 1977) cita la presencia de *Mesocomularia* aff *M. ulrichana*, *Schellwienella inca* (d'Orb) y *Australospirifer kayserianus*; en tanto, en el angosto del Pescado, Clavijo (1948; en Serraiotto, 1977) señala *Pleurodictyum* sp., *Conularia* sp., *Schellwienella inca*, *Australospirifer kayserianus*, *Orthoceras* sp., *Tentaculites* sp. y *Crinoidea*. Starck *et al.* (1992c) hallan restos de plantas licópsidas, así como braquiópodos y bivalvos no determinables. En el angosto de San Ignacio, sobre el río Iruya, Antelo (1978) cita fósiles.

Los vaques, areniscas bioturbadas y ocasionalmente pelitas que se ubican en la base de las secuencias grano y estratocrecientes han aportado abundante material fosilífero (conularias, braquiópodos, bivalvos, trilobites y crinoideos).

Edad

Las faunas encontradas sólo permiten aproximar una edad emsiana a givetiana (Antelo, 1990; en Starck *et al.*, 1992c).

Correlación

En Bolivia es equivalente a la Formación Icla (predominantemente pelítica) y a la Formación Huamapampa (preponderantemente areniscosa). La Formación Huamapampa es también reconocida en el subsuelo de las sierras de Ramos y Aguaragüe y alberga los yacimientos de hidrocarburos más importantes del noroeste argentino.

La sección pelítica basal de la Formación Pescado es conocida más al sur, en la Cordillera Oriental (en el abra de Zenta), como Lutitas del Cerro Piedras (Starck *et al.*, 1992a).

2.2.6.3. Devónico medio a superior

Formación Los Monos (16)

Alternancia rítmica de lutitas, limolitas y areniscas finas

Antecedentes

Esta unidad fue definida originalmente en el subsuelo del noroeste argentino. En el ámbito de la Hoja se verifican afloramientos en las Sierras Subandinas Occidentales (Donato *et al.*, 1990; Starck *et al.*, 1992c).

Esta formación corresponde a lo que Starck *et al.* (1992a) denominan Supersecuencia Aguarañe.

Distribución areal

Se halla escasamente representada en el ámbito de la Hoja, ya que sólo aflora en el extremo norte de la sierra de los Cinco Pinachos y esporádicamente en la serranía de Las Pavas.

Litología

La unidad de referencia está compuesta esencialmente por litología clástica fina. Se trata de una alternancia de secciones pelíticas y arenosas finamente estratificadas (Foto 2).

Espesor

La erosión precarbonífera la afectó fuertemente, razón por la cual su espesor parcial no sobrepasa los 240 metros.

Ambiente de sedimentación

Corresponde a una asociación de facies de plataforma distal (Starck *et al.*, 1992c).

Relaciones estratigráficas

Se apoya sobre la Formación Pescado en concordancia, mediando un neto cambio litológico, con predominancia de pelitas, que indican una importante inundación de la cuenca. Le sobreyace en discordancia el Grupo Machareti.

Paleontología y edad

Starck *et al.* (1992) le asignan una edad givetiana a probablemente frasniana. En el perfil de Balapuca, sobre el río Bermejo, se recolectaron pedúnculos de crinoideos e improntas de licófitas indeterminables. Un análisis palinológico del material fue realizado por la Dra. Silvia Césari, quien determinó las especies *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus* Menéndez y Pöthe de Baldi, *Emphanisporites annulatus* Mc Gregor, *Dibolisporites* cf. *D. echinaceus* (Eisenack) Richardson, *Apiculiretusispora* cf. *A. plicata* (Allen) Strel y *Convolutispora* sp. Se trata de una biozona de edad devónica media (Palinozona *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus*) equivalente a la mencionada en Bolivia para la misma formación (Suárez Soruco y Lobo Boneta, 1983; Lobo Boneta, 1989).



Foto 2: Depósitos pelíticos oscuros de la Formación Los Monos sobre el río Bermejo.

2.2.7. CARBONÍFERO

Los depósitos neopaleozoicos integran, junto con los eomesozoicos, la denominada cuenca de Tarija, un extenso dominio de sedimentación conformado principalmente en Bolivia. El extremo austral de esta cuenca ingresa en el borde oriental de la Hoja, en el ámbito subandino. Las sucesiones han sido ordenadas por medio de una nomenclatura litoestratigráfica trasladada desde Bolivia, donde están muy bien desarrolladas.

En particular, los depósitos carboníferos fueron divididos en dos grupos: Macharetí, el inferior y Mandiyutí, el superior. Originalmente, Schlagintweit (1937) denominó Gondwana al conjunto, incluyendo además a las Areniscas Inferiores. Ahlfeld y Branisa (1960) lo llamaron Serie de Gondwana.

GRUPO MACHARETÍ (17)

Areniscas y diamictitas con intercalaciones de pelitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados

Antecedentes

Mather (1922) nombra "*Machareti beds*" al referirse a los estratos expuestos en la quebrada de Macharetí (Bolivia). Equivale al Gondwana inferior de Ahlfeld y Branisa (1960). En el ámbito de la Hoja se reconocen las Formaciones Tupambi y Tarija. A los fines de representación en la escala de la Hoja se ha agrupado a ambas unidades.

Distribución areal

Sus afloramientos aparecen sobre la falda oriental de la sierra de los Cinco Pinachos, sobre el río Bermejo, en el angosto de Alarache y a lo largo de los ríos Negro, Simbolar, Sábalo e Iruya. Este grupo también se observa en ambos flancos del anticlinal de la serranía de Las Pavas y a lo largo del río Pescado que atraviesa dicha estructura.

Formación Tupambi

Areniscas finas y conglomerádicas, cuarzosas y en parte micáceas, pelitas, conglomerados.

Antecedentes

Esta denominación fue asignada en Bolivia. Corresponde a las "Areniscas basales de Gondwana" (White, 1923; en Serraiotto, 1977).

Litología

Se trata de una unidad esencialmente arenosa, de tonalidades blanquecinas. Está integrada por areniscas y areniscas conglomerádicas de grano fino a mediano, de color gris verdoso claro, cuarzosas, en parte micáceas, de aspecto sacaroide, con escasa matriz limosa. La coloración está dada por el cemento que une los granos de cuarzo. Las areniscas están compuestas por granos de tamaños homogéneos con muy buen redondeamiento.

En el angosto del Pescado se observan paraconglomerados de espesores variables entre 0,30 y 0,70 m, entre los cuales se intercalan estratos de areniscas con estratificación entrecruzada. Hacia el techo hay una mayor selección en el tamaño de los granos, predominando las limolitas.

Los estratos son gruesos, compactos y tienen estructura interna entrecruzada diagonal de bajo ángulo. En forma subordinada se intercalan diamictitas y niveles delgados de arcilitas gris oscuro.

Muy cerca de su base se asocian niveles de conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas. Los elementos clásticos predominantes pertenecen a cuarcitas, areniscas, cuarzo, pelitas, metamorfitas, granitos y pórfidos rojizos. Existen rodados aislados, de hasta 0,4 m de diámetro. Los bancos psefíticos son preferentemente de hábito lenticular y rara vez superan el metro de espesor. Las areniscas conglomerádicas, en cambio, constituyen secuencias más espesas.

En los perfiles donde esta formación está bien desarrollada (ubicados en los paleovalles) está compuesta por ciclos arenosos levemente granocrecientes. En los mismos también se advierte una transición desde areniscas con ondulitas de corriente en las secciones basales a areniscas con entrecruzamiento en la parte cuspidal, indicando un aumento de la energía hacia arriba. También las areniscas pueden presentarse con laminaciones, aparentemente de baja inclinación. Es muy común la existencia de deformaciones sinsedimentarias, desde centímetros a metros, especialmente en la parte inferior y media. En la base de algunos ciclos se desarrollan delgados espesores de pelitas o diamictitas. En general, presenta pocos niveles de conglomerados (Starck *et al.*, 1992b).

En los afloramientos del río Bermejo se reconoce, en el techo de la Formación Tupambi, bancos de lutitas negras duras equiparables con la Formación Itacuami.

Espesor

La Formación Tupambi muestra fuertes cambios de espesor, el que varía entre pocos metros y algunos centenares de metros. Al este, en ámbito de la Hoja Tartagal alcanza 400 m en subsuelo. Estas variaciones se deben a la presencia de paleovalles labrados en el sustrato devónico y rellenados por la Formación Tupambi (Starck *et al.*, 1992b).

Serraiotto (1977) mide espesores de 140 m en el angosto del Pescado. En el río Porongal la Formación Tupambi, junto con la Formación Tarija, alcanzan un total de 510 m, en el río Alisal 100 m (parcial) y en el río Iruya 170 m (parcial). En el río Simbolar, al sur del angosto del Pescado, se observan más de 200 m de potencia sin base visible (Starck, comunicación personal).

Ambiente de sedimentación

Starck *et al.* (1992b) indican un ambiente constituido por ciclos deltaicos y barras de desembocadura para la parte inferior y media de la Formación Tupambi. La parte superior corresponde a areniscas entrecruzadas en artesa de ambiente fluvial, lo que indica un aumento de energía.

En el pie de algunas barras de desembocadura se manifiestan influencias glaciales. Las deformaciones sinsedimentarias se ubican preferentemente en la parte basal y media de la formación. Las mismas corresponden a *slumps* causados por altas tasas de sedimentación.

Relaciones estratigráficas

Un rápido análisis del contacto entre las rocas devónicas y carboníferas en el ámbito subandino permite comprobar la existencia de una discontinuidad estratigráfica que corta distintos niveles de la columna devónica. Se trata de una discordancia regionalmente angular, aunque localmente se la vea como discordancia erosiva. En términos generales esta discordancia presenta una componente regional que provoca el biselamiento de los niveles siluro-devónicos con una angularidad muy suave, mostrando mayor grado de erosión en dirección suroeste (Starck *et al.*, 1992b). Sobreimpuesta a esta componente regional se observan anomalías locales en las que están erosionados importantes espesores de rocas devónicas en distancias de pocos kilómetros.

Starck *et al.* (1992b) analizan las secuencias carboníferas que se superponen a la discordancia,

advirtiendo que, en coincidencia con los sectores donde el Devónico está más erosionado, hay mayores espesores de la suprayacente Formación Tupambi. De esta manera, el espesor faltante de la columna devónica es compensado en parte por un aumento de espesor en la unidad basal del Carbonífero. Para Starck *et al.* (1992b), estas anomalías erosivas locales están indicando una superficie discordante con irregularidades que representan paleorreliques. Así identifican un paleovalle desarrollado entre los perfiles de los ríos Lipeo y Porongal, denominándolo "Paleovalle de Baritú". Un aumento de espesor de esta formación en el río Simbolar registraría también la existencia de un paleovalle (Starck, comunicación personal). Hacia el techo, el pasaje a la Formación Tarija es transicional.

Edad

Por estudios palinológicos se la ubica en el Carbonífero superior (Arrondo, 1990; en Starck *et al.*, 1992b). Anteriormente otros autores (Ahlfeld y Branisa, 1960; Míngramm y Russo, 1972; Schlatter y Nederloff, 1966) la señalaron con una edad carbonífera.

La discordancia que separa esta formación de los depósitos devónicos podría abarcar parte del Devónico superior y el Carbonífero inferior a medio (un intervalo de aproximadamente 50 Ma). Se asume que la angularidad que manifiesta la discordancia se debe a la acción de la fase Cháñica.

Formación Tarija

Diamictitas y areniscas

Antecedentes

White (1923; en Serraiotto, 1977) denomina con este nombre a los sedimentos glaciales que se asientan sobre la Formación Tupambi -cuando las pelitas negras de la Formación Itacuami están ausentes- y que se encuentran bien desarrolladas en el río homónimo, en Bolivia. Estos depósitos fueron citados como Estratos de Tarija, Gondwana Medio, Gondwana Inferior o Gondwana gris negruzco (Padula y Reyes, 1958).

Litología

Los dos tipos litológicos predominantes son diamictitas oscuras y lentes areniscos, los que no presentan una variación distintiva en la secuen-

cia. La coloración grisácea con tonos plomizos sólo se ve alterada por los tonos blanquecinos de los lentes de areniscas que aparecen irregularmente. Los lentes areniscos alcanzan la decena de metros de espesor y decenas a centenas de metros de longitud.

Las diamictitas consisten en rocas arcillosas con abundante componente psamítico y en general bien consolidadas. No hay selección ni orientación definida. Inmersos en la matriz se hallan clastos de diferente granulometría. Algunos clastos mayores de 2 cm se muestran generalmente facetados, pulidos y estriados, tendiendo a concentrarse en determinados niveles.

Una columna completa de esta formación puede observarse en el angosto del Pescado. Allí el tipo litológico dominante es una limolita arenosa de color gris oscuro, sin estratificación.

Se intercalan en la secuencia estratos lenticulares de conglomerados polimícticos de tonalidades grisáceas claras. Puede considerarse como la unidad diamictítica más característica del Carbonífero en el noroeste argentino.

Una de estas intercalaciones pelíticas, ubicadas en la base de la formación, corresponde a la denominada Formación Itacuami. En la Argentina, esta intercalación basal no sobrepasa los 70 m de espesor (en el angosto de Alarache 60 m y en el río Toldos 20 m) y está constituida principalmente por pelitas negras laminadas. En el perfil de Alarache, estas pelitas contienen cadilitos (*drop-stones*).

Espesor

Serraioto (1977) y Starck *et al.* (1992b) señalan un espesor de 600 metros.

Ambiente de sedimentación

Serraiotto (1977) propone un ambiente nerítico para las secciones típicas. Reconoce que la influencia continental estaría dada por el arrastre de clastos mayores por acción glacial. Asimismo, señala que dicho arrastre se habría hecho efectivo en aguas muy someras.

Starck *et al.* (1992) asignan procesos vinculados a glaciaciones; de esta forma, las diamictitas corresponderían a verdaderas tillitas, con orientaciones del flujo glacial hacia el noroeste; citan la presencia de un pavimento estriado. El aumento en la proporción de las unidades arenosas probablemente se deba a la entrada a la cuenca de aportes fluviales.

Por otra parte, Salfity *et al.* (1986) desestiman un directo origen glacial y consideran a las diamictitas

de esta formación como depositadas por flujos gravitacionales vinculados a altas de tasas de sedimentación e indican que la existencia de clastos estriados se debe a un aporte de material glaciario.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en forma neta sobre la Formación Tupambi, siempre y cuando estén ausentes las pelitas de la Formación Itacuami. El contacto con la suprayacente Formación Las Peñas es por discordancia erosiva. En los niveles superiores de la Formación Tarija se manifiesta un cambio de coloración de gris oscuro a tonalidades rojizas, debido probablemente a fenómenos de paleometeorización.

Edad

Por palinología se considera a esta unidad de edad carbonífera superior (Mingramm y Russo, 1972).

GRUPO MANDIYUTÍ (18)

Areniscas y diamictitas con intercalaciones de pelitas y conglomerados

Antecedentes

El término proviene de “*Mandiyuti Sandstones*” (Madgwich y Romanes, 1913; en Bonarelli, 1921). La localidad tipo es la quebrada Mandiyutí, en la serranía de Cuevo, Bolivia (Padula y Reyes, 1958). Este grupo se compone de las Formaciones Las Peñas y San Telmo.

Distribución areal

La distribución areal de estas formaciones está restringida a la sierra de los Cinco Pinachos y al flanco occidental del anticlinal de Las Pavas. Sus afloramientos acompañan en general a los del subyacente Grupo Macharetí, pero hacia el sur el Grupo Mandiyutí está afectado por erosión precenozoica.

Formación Las Peñas

Areniscas finas, compactas, de color gris claro a blanco-amarillentas

Antecedentes

Como esta unidad tiende a presentar escarpas y peñas en el paisaje, White (1923; en Serraiotto, 1977) la denominó “*Escarpment Sandstone*”

Litología

Es una unidad esencialmente arenosa hasta areno-conglomerádica. Está constituida por areniscas finas, compactas, de color gris claro, blanquecino a veces amarillento. Pequeñas manchas de óxido de hierro y manganeso dan a estas rocas un aspecto moteado. Se intercalan areniscas conglomerádicas y conglomerados de un espesor máximo de 2 metros. Todo el conjunto exhibe poca estratificación, mostrándose como areniscas macizas en bancos gruesos. Se han observado algunos niveles de diamictitas grises como también de lutitas negras, no mayores de 2 m de espesor.

Se ordena en ciclos tanto granocrecientes como granodecrecientes. Presenta deformaciones sin sedimentarias de distintas escalas.

Espesor

El espesor es variable, generalmente tiene mayor potencia en las localidades con mayor erosión del sustrato. El máximo espesor medido es de 400 m sobre río Lipeo (Starck *et al.*, 1992b).

Ambiente de sedimentación

Corresponde al relleno psamítico de los paleovalles labrados en el Grupo Macharetí.

Los ciclos granocrecientes y granodecrecientes representan barras de desembocadura y ciclos fluviales respectivamente. La discordancia que separa el Grupo Mandiyutí del subyacente Macharetí, parece haber sido causada por una importante caída eustática (Starck *et al.*, 1992b).

Relaciones estratigráficas

Se desarrolla sobre el Grupo Macharetí mediante una importante discordancia erosiva, la cual ha labrado paleovalles en rocas del grupo precedente. La relación de techo con la Formación San Telmo se considera tentativamente como concordante neto (Starck *et al.*, 1992b).

Edad

A partir de estudios palinológicos, Mingramm y Russo (1972) señalan una edad carbonífera superior.

Formación San Telmo

Areniscas muy finas, lutitas y diamictitas de tonalidades rojizas

Antecedentes

White (1923; en Serraiotto, 1977) asignó el nombre “*San Telmo Shales*” a las sedimentitas más altas del ciclo carbonífero. La localidad tipo está en Bolivia, sobre el río Tarija.

Litología

Se compone de una alternancia de areniscas muy finas, lutitas y diamictitas de grano fino, de tonalidades rojizas. A su vez, las diamictitas contienen algunas intercalaciones de areniscas medianas entrecruzadas con bases erosivas. En las areniscas muy finas las estructuras sedimentarias más comunes corresponden a ondulitas de corriente del tipo *climbing ripples* y laminación.

Hacia el techo las diamictitas toman coloración gris verdosa y rojiza, poseen escasos rodados estriados, niveles de areniscas rojizas, areniscas gris claras y bancos conglomerádicos con rodados de hasta 5 cm de diámetro (ocasionalmente hasta 20 cm) de rocas graníticas.

Espesor

Starck *et al.* (1992b) señalan espesores entre 250 y 300 metros.

Ambiente de sedimentación

Starck *et al.* (1992b) señalan una importante caída en los parámetros energéticos de los ambientes sedimentarios involucrados. Los mismos autores asumen un origen glacial para las diamictitas, mientras que las areniscas con *climbing ripples* parecen corresponder a depósitos lacustres no muy profundos. Los cuerpos de areniscas de mayor energía intercalados entre las diamictitas y las areniscas pertenecen a facies fluviales y probablemente playas, que indicarían importantes variaciones ambientales.

Relaciones estratigráficas

Aunque con difícil precisión aún, se considera tentativamente concordante su relación de base con la subyacente Formación Las Peñas. Por otra parte, en su techo se asienta el Grupo Cuevo mediante discordancia erosiva.

Paleontología y edad

En la localidad de Balapuca (pocos kilómetros al este del borde oriental de la Hoja, sobre el río Bermejo) se recolectaron gasterópodos que fueron clasificados por la Dra. N. Sabbatini como *Mourlonia balapucense*. Este fósil forma parte de una asociación faunística de edad namuriana-westfaliana, descrita en Bolivia por Rocha Campos *et al.* (1977).

2.3. PALEOZOICO A MESOZOICO

2.3.1. DEVÓNICO A CRETÁCICO INFERIOR

Depósitos continentales y marinos indiferenciados (19)

Areniscas y pelitas

Hacia la esquina SE de la Hoja, más precisamente al suroeste de Isla de Cañas, sobre los ríos Astillero, Cañas y Piedras se delimita un sector aproximadamente triangular donde se identificaron areniscas y pelitas que podrían pertenecer a formaciones de edad devónica hasta cretácica. Se considera tentativamente que estarían representadas las Formaciones Baritú, Porongal, Pescado y Los Monos y los Grupos Macharetí, Mandiyutí, Cuevo y Tacurú. La inaccesibilidad de esta comarca, la densa vegetación selvática y la discontinuidad de los afloramientos impide efectuar la separación de estas unidades y su mapeo. Este afloramiento se interpreta estructuralmente como un bloque descendido durante la formación del rift cretácico, quedando de esta forma el paquete sedimentario resguardado de los procesos erosivos durante el Cenozoico.

2.3.2. PÉRMICO A TRIÁSICO

GRUPO CUEVO (20)

Limolitas, arcilitas, areniscas finas, bancos de yeso y calizas silicificadas

Antecedentes

Mather (1922) describe aquí el horizonte calcáreo "*Vitiacua Limestone and Chert*" y lo asigna al Triásico. Ahlfeld y Branisa (1960) utilizan la denominación Vitiacua para referirse a todo el grupo.

Bonarelli (1914) señala a esta unidad como equivalente al Grupo Salta, y la ubica en el Cretácico.

Reyes (1971; en Serraiotto, 1977) considera al Grupo Cuevo de edad triásica (Noriano), a partir de datos paleontológicos registrados en Bolivia.

El grupo se compone de las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazu. Tomezzoli (1996) reseña la estratigrafía del Grupo Cuevo sobre el río Bermejo.

Distribución areal

Las sedimentitas correspondientes al Grupo Cuevo están restringidas a los extremos septentrionales de la sierra de los Cinco Pinachos, conformando el núcleo del anticlinal de Peña Blanca y la ladera occidental de la serranía de Las Pavas. Starck *et al.* (1992b) señalan afloramientos asignados a este grupo en los ríos Astillero y Cañas, en el extremo sureste de la Hoja, en una zona de aún difícil acceso y poco conocimiento de su geología.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Cuevo está separado de las unidades infra y suprayacentes (Grupo Mandiyutí y Grupo Tacurú respectivamente) mediante sendas discordancias.

Edad

La edad de este grupo es todavía discutida. Schlatter y Nederloff (1966) lo ubican entre el Pérmico superior y el Triásico inferior, basándose en datos palinológicos. Sempere (1990a y b) señala las similitudes que existen entre la Formación Vitiacua y la Formación Copacabana del Pérmico y estima una edad similar para el Grupo Cuevo. Bonarelli (1913, 1921) lo considera equivalente al Grupo Salta (Cretácico). Sobre la base de su contenido fosilífero fue estimado como del Triásico (Beltan *et al.* 1987; en Sempere, 1990 a y b).

Formación Cangapi

Areniscas y arcilitas

Antecedentes

Esta unidad fue denominada "*Cangapi Sandstones*" y su localidad tipo se halla en el río Cangapi en Bolivia (Mauri *et al.*, 1956; en Tomezzoli, 1996).

Litología

Corresponde a un paquete psamítico que muestra características homogéneas. En los perfiles de

los ríos Lipeo y Baritú comienza con un delgado conglomerado basal sobre el que se disponen areniscas con estratificación entrecruzada con intercalaciones de arcilitas que distinguen a esta formación (Starck *et al.*, 1992b). De acuerdo al color, se puede diferenciar en esta unidad una sección basal de tonalidades rojizas y otra superior más clara. En la parte superior se incorporan intercalaciones y niveles con nódulos silíceos y carbonáticos, marcando el pase transicional a la Formación Vitiacua.

Espesor

Sobre el río Bermejo, en las localidades de Balapuca y Nogalito, alcanza un espesor de 132 m y 68 m respectivamente (Tomezzoli, 1996).

Ambiente de sedimentación

El ambiente corresponde a un campo de dunas. Las concreciones silíceas y carbonáticas que presenta indican un nivel freático alto, probablemente vinculado a un cuerpo de agua (Starck *et al.*, 1992b).

Relaciones estratigráficas

Conforma un ciclo depositacional en discordancia erosiva con las unidades infrayacentes. Su techo es transicional con la Formación Vitiacua.

Edad

Sempere (1990b) considera la Formación Cangapi de edad pérmica inferior, basándose en correlaciones litoestratigráficas.

Formación Vitiacua

Calizas silicificadas e intercalaciones pelíticas y arenosas

Antecedentes

Corresponde al “*Vitiacua limestones and chert*” (Mather, 1922), descrito en la quebrada de Vitiacua, sierra de San Antonio (Bolivia).

Distribución areal

Buenos afloramientos se observan sobre el río Bermejo, en el angosto de Alarache, en Balapuca y en Nogalito.

Litología

Es una unidad esencialmente carbonática que se dispone transicionalmente sobre la formación anterior. Tiene un espesor que varía entre 30 y 90 metros. Se compone de varios paquetes de calizas silicificadas separados por intercalaciones pelíticas o arenosas.

Las calizas exhiben un arreglo cíclico, del orden del metro de espesor. Cada uno de estos ciclos muestra el techo fuertemente afectado por procesos diagenéticos, donde es común la existencia de nódulos de pedernal. Las calizas características de esta formación son de color blanco a gris, silicificadas, duras, compactas, con estratificación paralela e intercalaciones finas de capas de arcilita gris verdosa; se presentan nódulos y lentes de pedernal dispuestos en forma paralela a la estratificación (Foto 3).

Las intercalaciones pelíticas pueden alcanzar varios metros de espesor y poseen tonalidades verdes o moradas. Entre las intercalaciones arenosas hay algunas con litologías similares a las de la Formación Cangapi. Es común observar estructuras de entrecruzamiento en espina de pescado (*hering bone*) (Foto 4).

Una buena exposición de esta unidad puede verse en Nogalito, sobre el río Bermejo. De abajo hacia arriba despliega la siguiente litología:

Transicionalmente se pasa de las areniscas calcáreas rojizas (Formación Cangapi) a calizas blanquecinas muy compactas en bancos de 1,20 m de potencia, formando un conjunto de 4,20 m de espesor. Luego de un tramo de 2,80 m cubierto aparecen:

5,60 m de areniscas calcáreas grises de grano fino, con entrecruzamiento, muy compactas. Continúan areniscas de color gris claro, de grano fino entrecruzadas.

2,20 m de calizas silicificadas con nódulos de pedernal.

4,20 m cubiertos; corresponderían a lutitas verdosas.

5,00 m de calizas silicificadas, de color gris blanquecino, con lentes de pedernal, muy compactas y masivas, en bancos de 0,3 m de espesor.

5,00 m de calizas silicificadas que hacia la base exhiben coloración verdosa y hacia el techo gris blanquecino.

8,00 m de areniscas, de grano mediano, muy calcáreas, rojizas, donde se intercalan margas, que corresponderían a la sobreyacente Formación Ipaguazu.

Espesor

Los afloramientos de Balapuca y Nogalito presentan un espesor de 25 m y 32 m, respectivamente (Tomezzoli, 1996).

Ambiente de sedimentación

Las características que posee esta unidad indican que fue depositada en un cuerpo de agua somero. Probablemente se trate o bien de un cuerpo lacustre con influencia mareal o bien de una plataforma carbonática marina. Los ciclos que componen las partes calcáreas corresponden a secuencias de somerización, separados por marcadas superficies de inundación (Starck *et al.*, 1992 b).

Relaciones estratigráficas

Esta formación se apoya concordantemente sobre la Formación Cangapi. En los asomos observados, el contacto en su techo está cubierto y por ello no es posible apreciar su relación con la suprayacente Formación Ipaguazu.

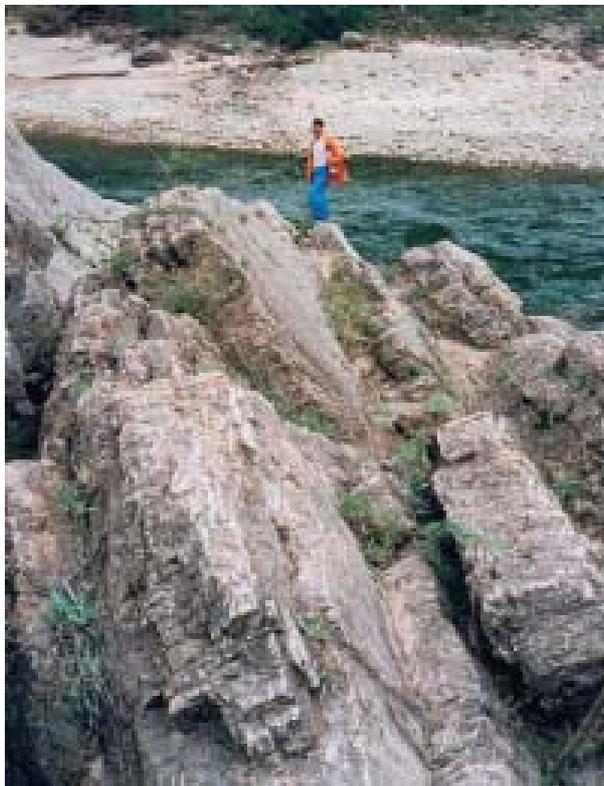


Foto 3: Calizas silicificadas de la Formación Vitiacua (Grupo Cuevo) en el río Bermejo.

Edad y correlaciones

Los afloramientos indicados en la Hoja no presentan material paleontológico que permita asignarles una edad. Sempere (1990b) y Starck (1995) consideran a la Formación Vitiacua de edad pérmica superior a triásica inferior, por correlación litoestratigráfica con las sedimentitas marinas de la Formación Copacabana en comarcas del lago Titicaca.

Por otra parte Beltan *et al.* (1987; en Sempere 1990 a y b) le asignaron, en Bolivia, una edad triásica (Noriano) sobre la base de hallazgos de polen de coníferas del género *Pytesporites* y pelecípodos (*Monotia* sp. affin. subcirculares Gabb.) - fósil guía del Noriano marino sudamericano-, respectivamente.

Formación Ipaguazu

Limolitas y areniscas rojas

Antecedentes

Esta denominación fue propuesta por Padula y Reyes (1958). La localidad tipo es la quebrada homónima en Bolivia.

Litología

Está compuesta principalmente por limolitas rojas con algunas intercalaciones de pelitas y areniscas muy finas también de tonalidades rojizas. Las estructuras sedimentarias más comunes son las ondulitas. Algunas capas presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*. En el perfil del angosto de Alarache se observaron algunos bancos de yeso en su parte basal (Reyes, 1971; en Serraiotto, 1977; Starck *et al.*, 1992b).

Espesor

En territorio argentino alcanza de 60 a 90 m de espesor, mientras que en Bolivia llega hasta 400 metros (Starck *et al.*, 1992b).

Ambiente de sedimentación

Probablemente se depositó en un ambiente lacustre bajo condiciones climáticas áridas. Esta aridez está indicada por su coloración rojiza y por la existencia de yeso. Según Oller y Sempere (1990), esta unidad se depositó en un ambiente geotectónico distensivo similar a un rift intracratónico.



Foto 4: Estructura sedimentaria tipo «heringbone» en areniscas de la Formación Vitiacua (Grupo Cuevo), río Bermejo.

Relaciones estratigráficas

La base está representada por una brecha cárstica elaborada a expensas de la subyacente Formación Vitiacua, mediando una superficie irregular, fuertemente afectada por disolución.

El techo está señalado por una discordancia con el Grupo Tacurú (Starck *et al.*, 1992b).

Edad

No se han encontrado fósiles, pero se la asigna al Triásico (¿superior?) por estar íntimamente relacionada con las calizas de la Formación Vitiacua.

2.3.3. PÉRMICO A CRETÁCICO INFERIOR

Depósitos continentales indiferenciados (21)

Areniscas finas

Hacia la esquina SE de la Hoja, a aproximadamente 13 km al oeste y suroeste de Isla de Cañas, se identificaron, respectivamente, dos afloramientos de dudosa ubicación en la columna estratigráfica. Se trata de areniscas rojas, eólicas, que podrían pertenecer al Grupo Cuevo (Formación Cangapi) o al Grupo Tacurú.

Esta unidad se halló en una comarca de difícil acceso, densa vegetación selvática y deficiente exposición de los asomos.

2.4. MESOZOICO

2.4.1. TRIÁSICO MEDIO A SUPERIOR

Aillikitas y diabasas (22)

En la ladera occidental del cerro Santa Cruz, próximo a la frontera con Bolivia, en la sierra de Santa Victoria (departamento homónimo), se han observado diques de aillikitas (lamprófiro ultramáficos alcalinos) y diques de diabasas toleíticas (Rubiolo, 1992).

Se reconocieron dos diques de aillikitas, los que se orientan con rumbo N-S y NE-SO, son subverticales y presentan potencias entre 2 y 5 metros. En la comarca también se hallaron diques de diabasas de hasta 4 m de potencia y algunas decenas de metros de longitud. Todas estas rocas filonianas intruyen a la Formación Puncoviscana.

Las aillikitas son rocas melanocráticas, color pardo oscuro verdoso, compactas, densas, de aspecto moteado debido a los cristales de flogopita poikilítica de hasta 2 milímetros. Están formadas

Muestra	Coordenadas	Roca	Concentración de potasio	Concentración ^{40}K	Concentración $^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$	^{40}Ar atmosférico	Error porcentual	Edad
2366-II-SG-DR - 0001	O 65° 00' S 22° 06'	Aillikita	1,37%	4,089 * E-08 mol/g	5,666 * E-10 mol/g	8,90%	3,60%	224 ± 08 Ma
2366-II-SG-DR - 0011	O 64° 59' S 22° 05'	Diabasa	1,21%	3,597 * E-10 mol/g	5,013 * E-10 mol/g	12,40%	12,40%	224 ± 12 Ma

Cuadro 1. Dataciones radimétricas K/Ar en roca total (INGEIS), sobre muestras de rocas básicas y ultrabásicas de la localidad Abra de Santa Cruz.

por fenocristales de olivina en parte serpentinizados, flogopita, diópsido, perovskita, ilmenita y calcita. Estas rocas poseen características geoquímicas similares a las de las kimberlitas (Rubiolo, 1992), mostrando una composición similar a las descritas por Méndez y Villar (1977), Meyer y Villar (1984) y Villar *et al.* (1985) en el río Piedras (Sierras Subandinas), próximo al límite sur de la Hoja.

Las diabasas son rocas de composición basáltica con textura ofítica. Sus componentes son augita, plagioclasa y olivina y como minerales accesorios ilmenita y magnetita; los minerales secundarios están representados por sericita, albita, epidoto, clorita, serpentina y calcita.

Edad

De acuerdo a dataciones radimétricas se las asigna al Triásico medio a superior. En el cuadro 1 se presentan los resultados de dataciones por método K/Ar realizadas en el INGEIS.

2.4.2. TRIÁSICO SUPERIOR A CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO TACURÚ (23)

Areniscas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Tradicionalmente la secuencia precretácica-eocretácica en el ámbito subandino se halla comprendida dentro de lo que se conoce como Grupo Tacurú. Esta nominación fue dada por Mather (1922) con el rango de Formación. Padula y Reyes (1958) redefinen la unidad e involucran aquí a las sedimentitas incluídas entre las discordancias que las separa de las sedimentitas del Grupo Cuevo en su base y de las unidades cenozoicas en el techo. Reyes (1971; en Serraiotto, 1977) eleva esta unidad al rango de Grupo y define en territorio boliviano, de abajo hacia arriba, las Formaciones Tapehua, Castellón e Ichoa.

En el ámbito de la Hoja, las sedimentitas correspondientes a este grupo fueron designadas como "Areniscas Superiores" (Jakulica, 1951); y, por otra parte, como pertenecientes al Grupo Salta de edad cretácica (Serraiotto, 1977). Starck *et al.* (1992 b) reconocen la presencia de las areniscas del Grupo Tacurú en las Sierras Subandinas Occidentales en territorio argentino.

Distribución areal

El grupo está restringido al extremo nororiental de la Hoja; afloramientos del mismo son visibles en la sierra de los Cinco Pinachos sobre los ríos Baritú, Lipeo, Lipeito y Toldos, sobre el río Bermejo en el angosto de Alarache y en ambos flancos del anticlinal de Peña Blanca. Buenas exposiciones son observables sobre el río Bermejo en el borde oriental de la Hoja, en las localidades de Nogalito y Balapuca. Este grupo está extensamente desarrollado en Bolivia.

Litología

Se trata de areniscas rojizas y anaranjadas de grano fino a mediano, de aspecto sacaroide y bien seleccionadas, en las que se intercalan areniscas arcillosas (vaques) laminadas. El conjunto presenta entrecruzamientos a gran escala. En el angosto de Alarache afloran algunas intercalaciones de pelitas y conglomerados finos (Starck *et al.*, 1992b).

Serraiotto (1977) destaca que estas rocas se muestran con menor compactación y son más masivas que las areniscas carboníferas, característica que hace que contengan altos porcentajes de humedad y se constituyan en afloramientos sumamente friables y semicubiertos por vegetación. Tomezzoli (1996) describe sus litofacies.

Espesor

Su espesor es variable, puesto que el grupo está afectado en el techo por una importante discordancia.

En los ríos Lipeo, Baritú, Lipeito y Toldos presenta espesores que varían entre 100 y 350 m

(Tomezzoli, 1996). En el angosto de Alarache muestra 660 m de potencia y en territorio boliviano alcanza 800 m (Starck *et al.*, 1992b).

Ambiente de sedimentación

Representa un importante campo de dunas, el cual debió ser de gran extensión areal como también temporal. Esta unidad indicaría condiciones climáticas de extrema aridez sobre vastas regiones del Gondwana durante el Jurásico. Bajo estas condiciones se instalaron importantes desiertos a modo de mares de arena (Starck *et al.*, 1992b).

Las intercalaciones pelíticas representarían episodios lacustres. Éstos habrían alcanzado, junto con depósitos fluviales, mayor desarrollo en Bolivia (areniscas pelíticas y vaques de la Formación Castellón).

Relaciones estratigráficas

Este grupo se dispone en relación discordante tanto en su base como en el techo. En general la discontinuidad de los afloramientos impide observar claramente su relación con las unidades infra y suprayacentes.

Edad y correlaciones

La edad del grupo es aún incierta. Basándose en características litoestratigráficas, Oller y Sempere (1990) y Starck (1995) correlacionan el Grupo Tacurú con sedimentitas fluvio-eólicas que yacen por debajo del Grupo Puca (equivalente del Grupo Salta) mediante discordancia erosiva en la Cordillera Oriental boliviana. Sempere *et al.* (1988) consideran dicha discordancia como consecuencia de la fase Araucana (Kimmeridgiano). Asumiendo estos conceptos, la sedimentación del Grupo Tacurú debió extenderse en tiempo desde el Triásico superior hasta el Jurásico superior.

Starck *et al.* (1992b) confirman en territorio argentino (al sur de la Hoja, en la zona del abra de Zenta) que estas sedimentitas eólicas conforman el sustrato del Grupo Salta, discordancia mediante. Asimismo, correlacionan las areniscas del Grupo Tacurú con las de la Formación Tacuarembó de la cuenca Chacoparanaense. Oller y Sempere (1990) homologan las areniscas eólicas del Grupo Tacurú con la Formación Botucatu en la cuenca paranense brasileña.

Por otra parte, estudios paleontológicos en territorio boliviano señalan edad cretácica (Reyes, 1971; en Serraioto, 1977; Pinto y Sanguinetti, 1987; Cirbian, 1992, en Kley, 1993). Sanjinés-Saucedo (1982) lo

asigna al Senoniano por el hallazgo de peces fósiles (*Gasteroclupea branisai*).

2.5. MESOZOICO A CENOZOICO

2.5.1. CRETÁCICO A PALEOCENO

Formación Hornillos (24)

Sienitas, monzonitas, pulaskitas, lamprófiros alcalinos y tinguaitas

Antecedentes

Beder (1928) y Hausen (1925, 1930) citan la presencia de rocas alcalinas en la sierra de Santa Victoria, en la comarca de Hornillos. Nesossi (1950) reconoce diques que atraviesan las areniscas rojas del Grupo Salta. Turner (1960a, 1964a) da nombre formacional al complejo y le asigna primero una edad permo-carbonífera y más tarde silúrica. Galliski y Viramonte (1988) proponen su posible correspondencia con el rift cretácico. Rubiolo (1992, 1998) estudia la petrología de las diferentes facies de la formación y determina su asociación alcalina relacionándola con la tectónica distensiva de intraplaca durante el Mesozoico.

Dentro de la Formación Hornillos se enmarcan aquí a las rocas alcalinas de la Cordillera Oriental. De acuerdo a los escasos datos radiométricos quedan exceptuadas las aillikitas descriptas previamente.

Distribución areal

El complejo de Hornillos se compone de un intrusivo lacolítico de forma elongada en sentido NNE-SSO, con una superficie cercana a los 6 km cuadrados. Abundantes diques afloran en un área cercana al cuerpo intrusivo, en una superficie de aproximadamente 30 km cuadrados. A lo largo de la sierra de Santa Victoria se han hallado diques pertenecientes a esta formación, en particular al sudoeste de Maiguasi.

Litología

Se reconocieron siete variedades petrográficas del cuerpo lacolítico (Rubiolo, 1992), a saber:

Sienitas. Estas rocas contienen menos del 5% vol. de cuarzo. Son las rocas arealmente más representativas. Intruyen a areniscas silicificadas del Grupo Mesón y es común encontrar en la roca

magmática pequeños xenolitos cuarcíticos de pocos centímetros. En fractura fresca muestra color rosa pardusco a gris. Exhibe típica estructura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino de hasta 1 cm de diámetro. Como mafitos se presentan augita, biotita y hornblenda.

Sienitas de grano grueso. Composicionalmente son similares a las sienitas, pero con estructura gruesa y masiva. Son rocas mesocráticas de color rosa debido a los individuos de feldespato alcalino micropertítico. El mafito predominante es un anfíbol de color verde oliva. Al microscopio se ve una textura hipidiomórfica, en la cual los mafitos de contornos anhedrales crecen entre los feldespatos subhedrales.

Nordmarkitas. Se trata de sienitas cuarzosas con feldespato alcalino. Esta variedad de sienita alcalifeldespática con cuarzo, se compone casi exclusivamente de feldespato alcalino mesopertítico, biotita y anfíbol. Se trata de una roca de estructura masiva, leucocrática, de color verde amarillento. Al microscopio muestra textura hipidiomórfica a panalotriomórfica. Es notorio el contacto en sutura de los individuos minerales. El tamaño medio de los cristales es de aproximadamente 2 milímetros. Los mafitos forman en general estructuras glomerofíricas.

Monzosienitas y monzogabros. De acuerdo al contenido anortítico en las plagioclasas, se reconocieron variedades que van desde monzosienitas a monzodioritas. Los mafitos característicos son biotita y clinopiroxeno. La hornblenda se reconoce en poca

cantidad (menos del 1,5% vol.). Es común la formación de cumulatos.

Pulaskitas. Son sienitas hornblendíferas con hasta el 5% vol. de feldespatoides. Son rocas leuco a mesocráticas de color rosado y estructura masiva. El mafito predominante es hornblenda, que aparece por lo general formando agregados glomerofíricos, lo que le otorga un aspecto moteado a la roca. Al microscopio se advierte una textura hipidiomórfica. El mineral esencial es feldespato alcalino y lo acompañan oligoclasa, nefelina, hornblenda parda, biotita y clinopiroxeno. Como minerales accesorios son frecuentes titanita, apatita y opacos y como secundarios analcima, sericita, caolín y clorita.

Pórfidos sieníticos. Se trata de sienitas leucocráticas de grano fino y estructura fluidal. Éstas conforman la parte central del complejo a modo de domo subvolcánico. Son rocas hololeucocráticas de color blanco amarillento. Al microscopio muestran textura porfírica, donde los fenocristales idiomorfos de feldespato son rodeados por una mesostasis de feldespato alcalino con textura fluidal pilotaxítica.

Junto a las rocas intrusivas y subvolcánicas que componen el cuerpo lacolítico, se agrupan dentro de la misma formación los diques leucocráticos, mesocráticos y melanocráticos. Éstos corresponden en su composición a las variedades reconocidas en el lacolito (Rubiolo, 1992).

Como diques de composición leucocrática se encuentran bostonitas, pórfidos rómbicos y aplitas sieníticas. En el complejo también se observaron restos de chi-

Muestra	Localidad	Coordenadas	Roca	Material analizado	Concentración de Potasio	Concentración ⁴⁰ K	Concentración ⁴⁰ Ar _{TRAD}	⁴⁰ Ar atmosférico	Error porcentual	Edad
MD-73	Co. Boyal (Santa Victoria)	O 65° 03' S 22° 20'	Sienita	Anfíbol + biotita	1,18%	3,507 * E-08 mol/g	1,586 * E-10 mol/g	54,20%	3,70%	73 ± 03 Ma
MD-141	Co. Campamento (Santa Victoria)	O 65° 00' S 22° 20'	Sienita	Anfíbol + biotita	3,98%	11,880 * E-08 mol/g	4,671 * E-10 mol/g	43,40%	3,30%	66 ± 03 Ma
MD-136	Co. Punta Alta (Santa Victoria)	O 65° 06' S 22° 06'	Pulaskita	Anfíbol	1,06%	3,164 * E-08 mol/g	1,365 * E-10 mol/g	33,40%	6,10%	73 ± 04 Ma
MD-140	Co Punta Alta (Santa Victoria)	O 65° 06' S 22° 06'	Pulaskita	Anfíbol	1,79%	5,343 * E-08 mol/g	2,418 * E-10 mol/g	58,80%	3,60%	76 ± 03 Ma
TL-3	Maiguasi (Abra Casillas)	O 65° 20' S 22° 33'	Sanaíta	Roca total	2,90%	8,657 * E-08 mol/g	3,010 * E-10 mol/g	26,50%	7,60%	59 ± 04 Ma
TL-4	Maiguasi (Abra Casillas)	O 65° 20' S 22° 34'	Sanaíta	Anfíbol + biotita	2,60%	7,761 * E-08 mol/g	3,263 * E-10 mol/g	22,00%	13,10%	71 ± 09 Ma
SM-90	San Marcos (Trigo Huaico)	O 65° 08' S 22° 20'	Basanita	Roca total	0,85%	2,537 * E-08 mol/g	1,484 * E-10 mol/g	57,20%	4,00%	98 ± 04 Ma

Cuadro 2. Dataciones radimétricas K/Ar (INGEIS), sobre muestras de la Formación Hornillos provenientes del cuerpo de la localidad homónima, de diques de la localidad de Maiguasi y de volcanitas concomitantes con las sedimentitas del Subgrupo Pirgua de San Marcos de Trigo Huaico.



Foto 5: Diques de sannaítas (lamprófiros alcalinos) y tinguaitas (fonolitas) del Cretácico superior que intruyen leptometamorfitas de la Formación Puncoviscana (Vendiano-Cámbrico inferior). Los diques se intruyeron aprovechando planos de clivaje de la Formación Puncoviscana, se acuñan y alcanzan potencias variables de hasta 6 metros. Quebrada de Maiguasi, próximo a Abra de Casillas, departamento Iruya.

meneas de brechas traquíticas. Entre los diques de rocas mesocráticas se incluye aquí a las tinguaitas (rocas filonianas de composición fonolítica). Estas últimas se reconocieron en el complejo Hornillos (Santa Victoria) y en la localidad de Maiguasi (Iruya) (Foto 5).

Entre los diques melanocráticos se distinguieron malignitas (diques traquíticos con abundantes mafitos que confieren a la roca un color oscuro), diques de latiandesitas, teschenitas, limburgitas y diabasas. Aquí también se incluyen diques de lamprófiros alcalinos como las sannaítas de la localidad de Maiguasi, que aparecen asociados con tinguaitas (Rubiolo *et al.*, 1994).

Es difícil observar en el campo la relación existente entre los diferentes tipos de rocas filonianas. Los pórfidos rómbicos y tinguaitas alcanzan hasta 20 m de potencia. Por el contrario, los diques melanocráticos no superan el metro espesor.

Ambiente geotectónico

Las rocas alcalinas de la sierra de Santa Victoria, en particular las de la Formación Hornillos, no muestran una génesis directamente relacionada con la subducción. Por el contrario, su origen se explica

por procesos de extensión y adelgazamiento de la corteza continental. Esto podría ser resultado de la formación de un rift intracratónico o de un régimen distensivo en la zona de trasarco (Galliski y Viramonte, 1988; Rubiolo, 1992, 1997; Rubiolo *et al.*, 1996).

Relaciones estratigráficas

El lacolito compuesto de Hornillos intruye rocas de la Formación Puncoviscana, del Grupo Mesón y del Grupo Santa Victoria. Algunos diques traquíticos atraviesan areniscas asignadas al Grupo Salta en las cercanías del cuerpo lacolítico.

Las diferentes variedades petrográficas del intrusivo se disponen aproximadamente en forma concéntrica, reflejando una zonación anular del lacolito, que por otra parte está muy afectado por fallas.

Edad

De acuerdo a dataciones radimétricas se asigna a esta unidad una edad cretácica a paleocena inferior (Rubiolo, 1998). En el cuadro 2 se presentan los resultados de dataciones por método K/Ar realizadas en el INGEIS.

GRUPO SALTA

Esta clásica unidad del noroeste argentino está integrada por un potente complejo sedimentario predominantemente clástico, en menor grado carbonático, con escasos niveles de volcanitas de distribución muy localizada. Son depósitos continentales y en menor proporción subácuos salobres con influencia marina.

Antecedentes

Brackebusch (1883) lo denomina Formación Petrolífera y luego Sistema de Salta (Brackebusch, 1891). Bonarelli (1913, 1921), Hagermann (1933) y Schlagintweit (1941) lo subdividen en diferentes entidades. Schlagintweit (1937) describe los afloramientos del cordón de Siete Hermanos.

La cuenca del Grupo Salta fue subdividida en depocentros o subcuencas (Reyes y Salfity, 1972; Salfity, 1978; Salfity y Marquillas, 1994). En el ámbito de la Hoja se localiza parcialmente la denominada subcuenca de Tres Cruces (Foto 6). Este depocentro alcanza aproximadamente hasta 2000 m de espesor y fue objeto de relevamientos geológicos para la exploración petrolera (Campillo y Donato, 1982; Boll y Hernández, 1985, 1986; Gómez Omil *et al.*, 1989).

La columna estratigráfica del Grupo Salta ha sido dividida en tres Subgrupos (Moreno, 1970), los que de abajo hacia arriba son: Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951; Reyes y Salfity, 1972), Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970) y Subgrupo Santa Bárbara (Moreno, 1970).

Subgrupo Pirgua (25)

Areniscas rojizas, limoarcilitas y conglomerados

Antecedentes

Corresponde a lo que Bonarelli (1914) denominó Areniscas Inferiores "Y". Vilela (1951) y Reyes y Salfity (1972) definen el Subgrupo Pirgua, al sur de la provincia de Salta, en la subcuenca de Alemania. Allí diferencian de abajo hacia arriba tres formaciones: La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos. Para la Hoja, en la subcuenca de Tres Cruces sólo está representada la Formación Los Blanquitos (Reyes y Salfity, 1972).

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se caracterizan por una fuerte expresión morfológica, relieve ru-

goso e irregular. Representa la mayor extensión areal del Grupo Salta.

En general, las fajas de exposiciones se ubican en el labio hundido de corrimientos o fracturas de gran rechazo. Las rocas del Subgrupo Pirgua afloran en la serranía al norte de Tres Cruces, desde el cerro Colorado de Cobre hasta la localidad de Cangrejillos, en una faja de rumbo norte-sur y conforma aquí una gran estructura anticlinal. Esta faja continúa hacia el norte en el cordón de los Siete Hermanos hasta la frontera con Bolivia. Al sur de Abra Pampa constituye los cerros Huancar, Catarí y Ramada, los que emergen en medio de la altiplanicie.

También aflora en varios sectores del sur de la sierra de Santa Victoria, como al oeste de Casillas, en los alrededores de Las Cuevas, al este del cerro Corral Blanco y al suroeste de Iruya.

Litología y facies

En el ámbito de la Hoja el Subgrupo Pirgua está caracterizado por sedimentitas clásticas rojas, predominantemente psamíticas (Foto 7), con marcadas variaciones granulométricas en sentido vertical y lateral.

Participan en esta unidad areniscas cuarcíticas muy tenaces, de coloraciones rosadas, rojizas y moradas; areniscas conglomerádicas; conglomerados; vaques; areniscas finas; fangolitas y areniscas calcáreas nodulares bioturbadas.

Se identifica en la secuencia una facies aluvial y una facies eólica. La primera comprende aglomerados fango-sostén y brechas conglomerádicas con bloques de hasta 50 cm de diámetro con intercalaciones de areniscas sabulíticas. Hacia posiciones de centro de cuenca se incorporan facies clásticas finas como vaques y limoarcilitas laminadas (Boll y Hernández, 1985). La facies eólica está integrada por areniscas cuarcíticas medianas, limpias, maduras, con megaentrecruzamiento planar. Se intercalan escasos niveles de conglomerados con clastos medianos redondeados con superficies brillantes (barniz del desierto), los que habrían sido concentrados por deflación del material fino (Boll y Hernández, 1985).

Espesor

El espesor es variable, en promedio alcanza 450 m (Boll y Hernández, 1985). En la quebrada Sapagua (límite sur de la Hoja) se observa un acuñaamiento desde 1500 m hasta 600 m en una distancia menor a

4 kilómetros. En general el espesor de la unidad disminuye notablemente hacia el este.

En Cangrejillos, sobre el curso del río Colorado, los afloramientos presentan un espesor de 1600 metros. En el arroyo Cóndor 550 m, en el anticlinal de Tres Cruces 750 m, en el arroyo de las Cuevas 100 m, en Potrero de la Puna 425 m, en el cordón de los Siete Hermanos 30 m y en el abra de Cóndor (sobre el camino de Iturbe a Iruya) no excede los 30 metros. Sobre los ríos San Isidro e Iruya (cercano a la localidad homónima) alcanza sólo 6 m de potencia (Russo, 1954).

Ambiente de sedimentación

Esta unidad presenta un desarrollo de facies de abanico aluvial proximal, flujos densos no encauzados, sistemas fluviales entrelazados, planicies de fango asociadas a cuerpos de agua muy someros, playa distal y campos de dunas eólicas (Boll y Hernández, 1985). Las notables variaciones del espesor manifiestan un neto control del fallamiento normal que modeló la cubeta (Bianucci y Homovc, 1982).

El Subgrupo Pirgua corresponde a un depósito de sinrift. Se trata del relleno inicial de una cuenca distensiva intracontinental, donde al pie de las fallas directas ocurrieron erupciones volcánicas.

Relaciones estratigráficas y estructurales

La relación de base con las sedimentitas del Paleozoico inferior es en discordancia angular con valores angulares generalmente bajos, en algunos casos mediante un conglomerado de base. Este último es observable en el cordón de los Siete Hermanos.

La relación de techo con el Subgrupo Balbuena es concordante y queda señalada por la aparición de areniscas calcáreas de la Formación Lecho (Turner, 1959).

Edad y correlaciones

Valencio *et al.* (1976) asignan al Subgrupo Pirgua una edad cretácica inferior a superior (Campaniano).



Foto 6: Vista hacia el NE en el flanco occidental del mega-anticlinal de Tres Cruces (localidad de Tres Cruces, provincia de Jujuy).

En la parte más alta de la sierra se observan las areniscas rojas del Subgrupo Pirgua (unidad más antigua del Grupo Salta). Por encima yacen las areniscas claras de la Formación Lecho y las calizas y margas de la Formación Yacoraité (Subgrupo Balbuena). En la parte más próxima de la fotografía se observan los niveles pelíticos rojos intercalados con bancos amarillentos de la Formación Mealla (Subgrupo Santa Bárbara).

Se correlaciona en Bolivia con la Formación Airofilla del Grupo Puca (Russo y Rodrigo, 1965; Reyes y Salfity, 1972).

Subgrupo Pirgua con volcanitas y flujos piroclásticos (26)

Areniscas, limoarcilitas, conglomerados, basaltos, basanitas, traquiandesitas, flujos piroclásticos y brechas volcánicas

Esta unidad de mapeo corresponde a sedimentitas continentales del Subgrupo Pirgua que muestran además volcanitas y flujos piroclásticos intercalados en las mismas. Las rocas volcánicas y piroclásticas que se intercalan en la base del Subgrupo Pirgua, y en forma localizada, consisten en basaltos, basanitas, traquiandesitas y tufitas).

Esta unidad fue observada en varias localidades. En Tacanaite, en la vertiente oriental de la sierra de Cochinoa, se intercalan coladas basálticas y niveles tufíticos en las areniscas rojas; en el cerro Ramada, al sur de Abra Pampa, se reconoció un episodio volcánico traquiandesítico concomitante con las sedimentitas del Subgrupo Pirgua. La secuencia presenta un espesor máximo de 100 m, culminando con una brecha volcánica de hasta 10 m (Coira, 1979).

En San Marcos de Trigo Huaico se intercalan en las areniscas rojas, coladas basálticas y flujos piroclásticos (Foto 8) (Rubiolo, 1992). Diques de basanitas y traquitas atraviesan las areniscas rojas.

Al norte de Cangrejillos, Turner (1964b) describe algunos diques de composición andesítica que atraviesan las areniscas del Subgrupo Pirgua.

Edad

La única datación que se cuenta hasta el momento en el ámbito de la Hoja, corresponde a una colada basanítica de la localidad de San Marcos de Trigo Huaico (Rubiolo, 1992; 1998). Esta datación por el método K/Ar señala una edad de 98 ± 4 Ma (Albiano) (ver cuadro 2, muestra SM-90). Estas efusiones podrían corresponder al primer ciclo magmático del Cretácico inferior, según Marquillas y Salfity (1988).

Subgrupo Balbuena (27)

Areniscas calcáreas, calizas oolíticas y estromatolíticas, margas y pelitas

Esta unidad del Grupo Salta comprende un intervalo clástico inferior (Formación Lecho) que



Foto 7: Areniscas rojas del Subgrupo Pirgua en la localidad de Romi Cruz. Al fondo vista de la sierra de Santa Victoria. Obsérvese la superficie de erosión (pedimento), de probable edad pliocena, labrada en las areniscas cretácicas del Subgrupo Pirgua.

pasa hacia arriba a un intervalo carbonático-pelítico (Formación Yacoraite). El Subgrupo Balbuena alcanza aproximadamente 600 m de espesor.

Formación Lecho

Areniscas cuarcíticas

Antecedentes

Corresponde a lo que Hagermann (1933) denominó Capas Xi y Schlagintweit (1941) Areniscas Calcáreas. Turner (1959) le da nombre formacional.

Distribución areal y expresión morfológica

La Formación Lecho aflora acompañada por las unidades infra y suprayacentes, conformando cuchillas o lomadas abruptas.

Se observan buenas exposiciones en el cordón de los Siete Hermanos, en Tres Cruces, en el arroyo de las Cuevas y sobre el camino a Iruya, en las abras de Cóndor y Pucaloma.

Sus afloramientos están localizados en el cuadrante central sur de la Hoja (Tres Cruces) y en el norte, en la frontera con Bolivia (cordón de los Siete Hermanos).

Litología y litofacies

Está representada por areniscas cuarcíticas de colores gris blanquecino y gris rosado, con intercalaciones subordinadas de conglomerados finos, brechas intraclásticas y calizas micríticas nodulares.

Como en la unidad subyacente, se destacan en esta formación dos facies clásticas, una de origen fluvial y otra eólica. Subordinada a éstas se suma una tercera facies de composición carbonática relacionada con procesos diagenéticos (Boll y Hernández, 1985).

La facies fluvial comprende brechas conglomerádicas y areniscas calcáreas, similares a las del Subgrupo Pirgua, pero con mayor predominio psamítico. Le siguen en forma subordinada areniscas muy finas, vaques, vaques calcáreos y limoarcilitas en secuencias granodecrecientes, laminadas y microentrecruzadas. Se observa intensa bioturbación (tubos de vermes y raíces) con formación de paleosuelos incipientes (Boll y Hernández, 1985).

La facies eólica está representada por espesas secuencias de areniscas cuarcíticas blanquecinas, limpias, maduras, con megaentrecruzamiento planar y cuneiforme (Foto 9). La gran persistencia lateral y vertical de estas estructuras permite asignar estos



Foto 8: Areniscas del Subgrupo Pirgua (Cretácico superior) con coladas basálticas y brechas volcánicas intercaladas. San Marcos de Trigo Huaico, departamento Santa Victoria Oeste, provincia de Salta.

depósitos a campos de dunas eólicas (Boll y Hernández, 1985).

La facies carbonática está compuesta por calizas micríticas nodulares-arenosas, constituidas a partir de precipitación diagenética. Esta facies es típica del tramo basal de la unidad, tiene amplia distribución regional y constituye un nivel de referencia y posiblemente una línea de tiempo (Boll y Hernández, 1985).

Espesor

Los espesores oscilan entre los 200 m a 400 metros. En Esquinas Blancas (ruta 9, km 1319) se midió un espesor de 74 m; en el arroyo Cóndor 70 m; en Tres Cruces 100 m; en Barro Negro 200 m; en el arroyo de las Cuevas 5 a 20 m (Boll y Hernández, 1985); en el cerro Tres Tornos 65 m; en la quebrada Ugchará 40 m y en Barro Negro 30 m (Coira, 1979).

Ambiente de sedimentación

Se trata de depósitos de tipo fluvial distal y campos de dunas eólicas.

El modelo sedimentario se inició con un sistema fluvial de tipo entrelazado distal asociado a facies de planicie aluvial y lagunar. Hacia arriba, la secuencia es paulatinamente invadida por depósitos eólicos, que conforman extensos y potentes campos de dunas. Ambos sistemas han estado afectados por procesos pedogenéticos, con intensa bioturbación y concentración carbonática, formación de lagunas pandas y extensas, posiblemente relacionadas a un ascenso del nivel del mar. Este último proceso habría culminado con la inundación de la cuenca durante la Formación Yacoraite (Boll y Hernández, 1985).

Relaciones estratigráficas

Se considera aquí que la Formación Lecho yace en concordancia sobre el Subgrupo Pírgua. No obstante, Boll y Hernández (1985) observan un contacto neto erosivo sobre las sedimentitas eólicas del Subgrupo Pírgua.

La relación con la suprayacente Formación Yacoraite es de marcada interdigitación lateral de facies. El deslinde entre ambas formaciones queda señalado por la aparición de sedimentación subácuea, exteriorizada por estructuras sedimentarias, composición litológica y contenido fosilífero.

Edad

Boll y Hernández (1985) proponen una edad cretácica superior (Campaniano) y consideran que el inicio del depósito responde a los movimientos intersenonianos de la fase Peruana.

Formación Yacoraite

Calizas y pelitas

Antecedentes

Una variada terminología fue utilizada para designar a esta unidad. Hagermann (1933) la denominó Xs y Bonarelli (1921) y Schlagintweit (1941) Horizonte Calcáreo Dolomítico. Turner (1959) le otorga nombre formacional.

Distribución areal y expresión morfológica

Su distribución es similar a la descrita para la unidad infrayacente, caracterizándose por una fuerte expresión morfológica. Constituye crestas o filos abruptos con excelentes afloramientos, como por ejemplo en el cordón de Siete Hermanos, en el anticlinal de Tres Cruces, en Esquinas Blancas y en el arroyo las Cuevas, entre otros.

La consistencia de los bancos de caliza es tenaz, pero los estratos intercalados de areniscas son más débiles y por consiguiente más erodables. De la erosión desigual resulta una morfología de crestas.

Litología

Característica de esta formación es la sucesión de carbonatos de color gris oliva claro en fractura fresca, a gris amarillento en superficie meteorizada. En menor proporción participan pelitas y vaques finas de colores gris verdoso, gris oliva oscuro, negro y rojo violáceo y areniscas calcáreas grises con tonos amarillentos.

La composición litológica a primera vista, resulta monótona y homogénea. Boll y Hernández (1985) identifican una variedad de cuatro facies principales.

La facies basal "A" generalmente delgada o ausente, de energía media-alta, comprende areniscas calcáreas, oolíticas, litoclásticas, de base neta ondulada a erosiva, con estructura laminada a entrecruzada diagonal; representa el evento de inundación.

La facies "B", potente y conspicua, está formada por una amplia gama de carbonatos, desde

mudstone a grainstone de variada composición (oolitos, litoclastos, ostrácodos, gastrópodos, pelecípodos, foraminíferos, peces, etc.). Se presenta en bancos tabulares finos a gruesos con laminación paralela, ondulitas de ola y moderada bioturbación. Alternan niveles pelíticos calcáreos, de color gris oliva a gris oscuro, laminados, con contenido de materia orgánica. Se trata de depósitos sublitorales por encima del nivel de acción de olas (Boll y Hernández, 1985).

La facies “C” está compuesta por *grainstone*, oolitas, litoclastos gruesos y *boundstone* criptoalgáceo, culminando con brechas litoclásticas. Hay grietas de desecación en niveles pelíticos.

La facies “D” conforma una superficie de erosión o no depositación (*hardground*). Es una zona de exposición subaérea intertidal o supralitoral.

La facies “E” representa un tramo pelítico, con neto predominio de arcilitas del tipo montmorillonita e illita y pobre contenido en materia orgánica.

A partir de dos espesas secuencias pelíticas de tipo “E” se reconocen, en la Formación Yacoraité, tres miembros de distribución regional: Inferior, Medio y Superior (Boll y Hernández, 1985).

Espesor

El espesor promedio de esta formación es de aproximadamente 210 metros. En el cerro Colorado (Tres Cruces) se midió 280 m, en el cerro Tres Tornos 190 m (Coira, 1979), en la quebrada Ugchará 60 m y en el cordón de Siete Hermanos entre 160 m a 260 metros (Boll y Hernández, 1985).

En el curso superior del río Iruya, la Formación Yacoraité pierde notablemente su espesor en sentido norte - sur, hasta desaparecer totalmente. En el abra de Cóndor muestra 60 m de potencia, en la quebrada San Isidro 20 m y en las abras de Pucaloma y Tacupampa 50 metros.

Ambiente de sedimentación

Básicamente comprende un tramo inferior carbonático con mayor influencia marina y un tramo pelítico generalmente más delgado depositado en ambiente de albuferas.

Boll y Hernández (1985) postulan una cuenca intracontinental muy extensa, panda, donde evolucionó un cuerpo de agua extremadamente somero y de baja energía, con profundidades generalmente inferiores al nivel crítico de acción de ola y sujeta a

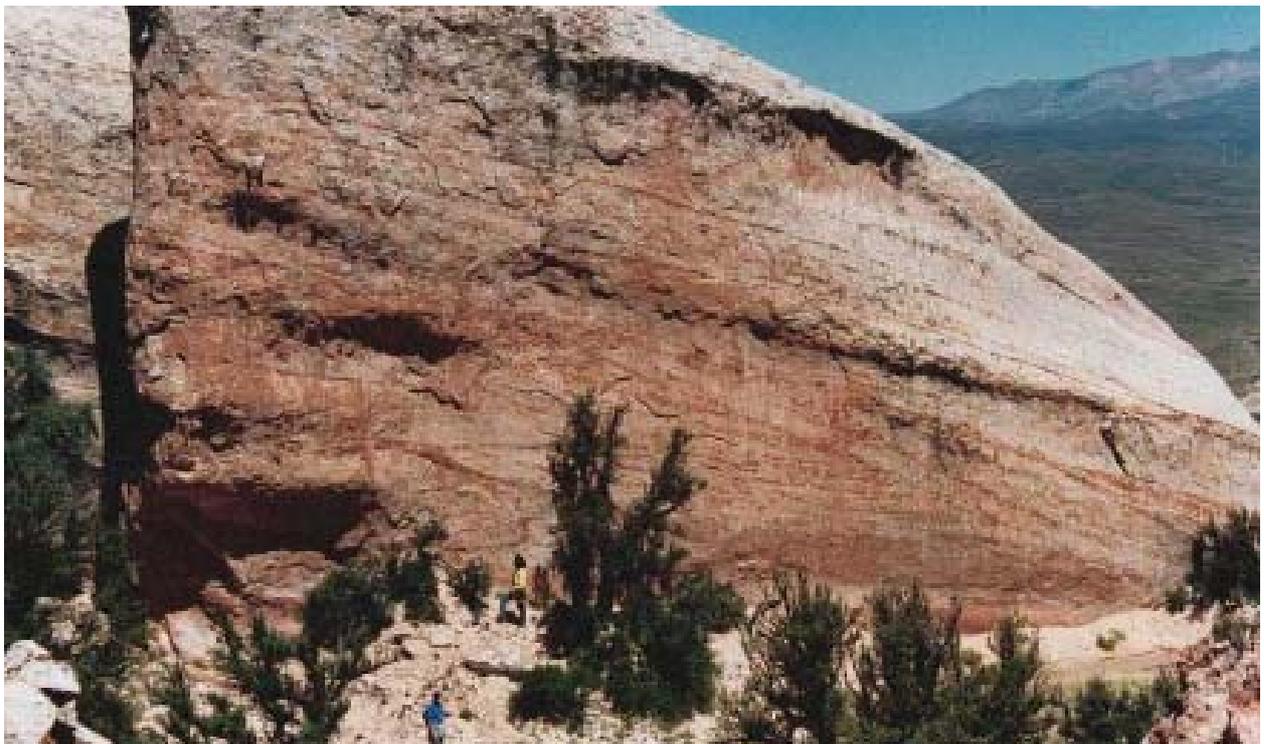


Foto 9: Depósitos eólicos con estructura cruzada en areniscas de la Formación Lecho (Puente del Diablo, Tres Cruces).

variaciones periódicas de nivel hasta la total o casi total desecación, por períodos de tiempo aparentemente breves. Dicho cuerpo de agua debió tener cierta influencia marina durante los pulsos de inundación, representada generalmente por facies carbonáticas (facies tipo “B”), y también continental de agua dulce para los tramos pelíticos, posteriores a los eventos de exposición subácea (facies tipo “D” y “E”).

Relaciones estratigráficas

La Formación Yacoraite presenta relaciones concordantes con la unidad subyacente Formación Lecho y con la suprayacente Formación Olmedo.

Edad y paleontología

La edad de esta formación es maastrichtiana a paleocena inferior. Entre los fósiles se reconocen invertebrados, restos de peces, trazas fósiles, niveles estromatolíticos, charófitas. Foraminíferos del género *Lingulogavelinella* sp. y ostrácodos del género *Ilypris* sugieren un ambiente marino de salinidad reducida (Boll y Hernández, 1985).

Subgrupo Santa Bárbara (28)

Areniscas, limolitas, arcilitas y margas

Este subgrupo comprende un intervalo clástico que alcanza hasta 600 m de espesor. Está constituido esencialmente por rocas pelíticas y margas de coloraciones rojizas a verdosas. Sus límites temporales resultan aún ambiguos, por falta de datos cronológicos precisos.

Antecedentes

Fue inicialmente conocido como “Margas Multicolores” (Bonarelli, 1913; Schlagintweit, 1937). Hagermann (1933) la agrupa con las denominaciones Wi, Ws y V, para lo que luego Moreno (1970) llama Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbreira. De Spirito (1980) incluye a la Formación Olmedo en la base del Subgrupo Santa Bárbara.

Distribución areal

Esta unidad está bien expuesta y desarrollada, al igual que el Subgrupo Balbuena, en las cercanías de Tres Cruces y Yavi. Buenas secciones se pueden observar sobre las vías del ferrocarril (FCGB)

en el tramo que va desde Esquinas Blancas al puesto de Vialidad Provincial, al sur de Tres Cruces y, en el extremo norte del cordón de los Siete Hermanos, frente a la localidad de Yavi Chico, donde una sucesión de sedimentitas muy abigarradas de la Formación Mealla sobreyacen a la Formación Yacoraite.

Litología

Las sedimentitas que componen el Subgrupo Santa Bárbara no presentan en todos los lugares iguales características litológicas, ni el mismo espesor. En los afloramientos más orientales (sierra de Santa Victoria, Nazareno e Iruya) este subgrupo está integrado por areniscas y conglomerados con algunas intercalaciones arcillosas. Allí, a los fines del mapeo, se lo identificó conjuntamente con las rocas de la Formación Casa Grande. En el área de Tres Cruces disminuyen las areniscas y conglomerados, a la vez que aumentan los bancos arcillosos y margosos con buena expresión de las Formaciones Olmedo, Mealla, Maíz Gordo y Lumbreira.

En el abra de Pucaloma las areniscas margosas del Subgrupo Santa Bárbara y de la Formación Casa Grande presentan en su base bancos conglomerádicos de 3 a 4 m de espesor, los mismos contienen rodados de hasta 10 cm de diámetro de rocas calcáreas provenientes de la Formación Yacoraite. Los afloramientos continúan hacia el norte.

En la quebrada del río San Isidro las areniscas del Subgrupo Santa Bárbara y/o Formación Casa Grande se apoyan sobre rocas del Subgrupo Balbuena, pero hacia el norte, en la quebrada del río San Juan lo hacen directamente sobre rocas ordovícicas. Tanto aquí como en Nazareno suelen tener conglomerados en su base, que se intercalan con areniscas rojas. Hacia los niveles más altos desaparecen los conglomerados y se intercalan entre las areniscas bancos gruesos de arcilitas arenosas y margosas de color rojo.

En el arroyo de las Cuevas, el Subgrupo Santa Bárbara y/o Formación Casa Grande está formado por areniscas y conglomerados. Se reconocen 25 m de areniscas de grano grueso, algo friables, de color morado, con intercalaciones conglomerádicas finas en bancos de 3 a 5 metros. Continúan luego areniscas rojas algo calcáreas, estratificadas en bancos de 2 a 4 metros. Los términos más altos están caracterizados por intercalaciones de areniscas y arcilitas margosas de color rojo.

En general es difícil diferenciar las sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara de las de la Formación

Casa Grande, debido a la similitud litológica entre ambas. El pase entre ambas unidades se ha colocado donde finaliza la preponderancia de arcilitas y aumenta la proporción de areniscas (Boll y Hernández, 1985). En cambio, en las zonas de borde de cuenca, los niveles medios del Subgrupo Santa Bárbara están representados por una alternancia de areniscas de tonalidades grises y moradas (Russo, 1954).

En el curso superior del río Iruya y en el río Poscaya aparecen areniscas margosas y conglomerádicas con intercalaciones arcillosas asignadas al Subgrupo Santa Bárbara (Russo, 1954; Zanettini, 1973).

En la quebrada Colorada, sobre el curso superior del río Hornillos, junto al camino a Monoabra, afloran 200 a 250 m de areniscas rojas, que tentativamente se equiparan con facies de borde de la Formación Maíz Gordo. La secuencia comienza con un conglomerado basal de coloración rojiza con rodados y bloques angulosos de cuarcita de hasta 0,30 m de diámetro. Sobre el conglomerado se asientan areniscas rojas de grano grueso, macizas, con lentes conglomerádicos y rodados aislados en su masa. Continúan areniscas calcáreas, cavernosas, de estratificación muy irregular, con venas y pequeñas concreciones de yeso. Luego de un trecho sin afloramientos se presentan 3 m de areniscas rojo violáceas, conglomerádicas, con rodados aislados de cuarzo, cuarcitas y areniscas rojas de grano fino hasta 0,05 m, muy yesíferas y 2 m de areniscas calcáreas rojas, con numerosas concreciones de calcáreo duro, que dan a la roca un aspecto general rugoso. Hacia arriba continúan alternando areniscas calcáreas rojas, con arcilitas violáceas de aspecto macizo. La sucesión se interrumpe en una falla que pone en contacto a la sucesión con areniscas silicificadas cámbricas de la Formación Campanario.

Relaciones estratigráficas

Los límites con las unidades infra y suprayacentes corresponden a discontinuidades estratigráficas regionales (Hernández y Disalvo, 1989).

Las sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara sobreyacen a las del Subgrupo Balbuena mediante una discordancia erosiva de poca magnitud. La misma se observa al sur, en el sinclinal de Cianzo. A 6 km al oeste de la localidad de Iturbe se observa la relación transicional con la Formación Casa Grande, suprayacente.

Formación Olmedo

Fangolitas, arcilitas, pelitas, brechas intraclásticas

Antecedentes

De Spirito (1980) y Boll y Hernández (1985) plantean la existencia en la región de un delgado y localizado cuerpo sedimentario, que por su posición estratigráfica, composición litológica y relación de base y techo, consideran equivalente a la Formación Olmedo y que debido a su posición en la secuencia la incluyen dentro del Subgrupo Santa Bárbara.

Distribución areal

Su distribución está restringida a la comarca de Tres Cruces, correspondiendo al sector central y más profundo de la subcuenca. Su expresión morfológica es moderada, confundándose en general con la infrayacente Formación Yacoraite.

Litología y espesor

Es una secuencia alternante rítmica de *mudstone*, *boundstone* criptoalgáceo, arcilitas y brechas intraclásticas de colores gris oscuro a negro. Hacia los bordes de cuenca la secuencia es reemplazada paulatinamente por pelitas rojas.

La Formación Olmedo presenta aproximadamente sólo hasta 10 m de espesor, disminuyendo hasta acunarse totalmente fuera del área de Tres Cruces.

Ambiente de sedimentación

Corresponde a un medio lagunar restringido, reductor, de baja energía, instalado en el sector más profundo de la subcuenca de Tres Cruces, como cuenca interior, centrípeta, sin influencia marina y alimentada por aguas meteóricas (Boll y Hernández, 1985).

Relaciones estratigráficas

Se presenta paraconcordante con la Formación Yacoraite. De acuerdo a De Spirito (1980) y Boll y Hernández (1985), esta unidad se interdigita lateralmente con la Formación Mealla.

Paleontología y edad

Pascual *et al.* (1978) hallan restos de mamíferos (*Notoungulata*, *Hericosborniidae*, *Simposonotus*

mayor sp. nov., *Simpsonotus praecursor* sp. nov.). Estos restos fósiles se encontraron entre las localidades de Pisungo y Río Grande (al sur de la Hoja), sobre la ruta que une Tres Cruces con Mina Aguilar. Boll y Hernández (1985) y Boll *et al.* (1989) le asignan una edad paleocena superior.

Formación Mealla

Pelitas calcáreas y areniscas finas

Litología

Consiste en una secuencia monótona de pelitas calcáreas rojas, con escasas intercalaciones de areniscas finas, carbonatos y tobas.

Se trata de arcilitas y limolitas calcáreas de color rojo, en bancos gruesos, sin estructura sedimentaria. Se intercalan en forma subordinada vaques calcáreas finas, areniscas, areniscas conglomerádicas y carbonatos. Hacia el techo se presentan intercalaciones esporádicas de bancos de calizas, las que aparecen inmersas en pelitas rojas con ondulitas de ola y grietas de desecación. Completan el esquema facies arenosas conglomerádicas de origen fluvial.

Al norte del cordón de Siete Hermanos la sucesión se inicia con margas rojizas a violáceas, en las que se intercalan bancos calcáreos oolíticos, de color gris azulado. La secuencia continúa con areniscas calcáreas rojizas y moradas.

Espesor

Boll y Hernández (1985) señalan un espesor de 270 metros. En el cerro Colorado de Tres Cruces alcanza 300 m, en la localidad de Tres Cruces 200 m y en la quebrada de Ugchará 65 m (Coira, 1979).

Ambiente de sedimentación

La facies arenoso-conglomerádica representa un ambiente fluvial, la facies clástica roja corresponde a ambientes de barreal y la facies de pelitas calcáreas se interpreta como depósitos de llanuras de fango salino (*mud flat*).

Se estima que esta unidad litológica corresponde a una cuenca interior centrípeta, con un cuerpo de agua lagunar en su parte central arealmente restringido.

Relaciones estratigráficas

La relación de base con la infrayacente Formación Yacoraite es por contacto neto, mediando entre

ambas un hiato no depositacional. Se interdigita lateralmente con la Formación Olmedo.

La relación de techo es transicional por interdigitación lateral de facies con la Formación Maíz Gordo.

Edad

La edad determinada para esta formación es paleocena superior a eocena inferior (Pascual *et al.*, 1978).

Formación Maíz Gordo

Arcilitas, fangolitas, intercalaciones calcáreas y areniscas

Distribución areal

Aflora acompañando a las unidades anteriores, pero en menor proporción, emergiendo suavemente entre las pelitas rojas de las unidades limitantes.

Las secciones más completas se observan a un km de la localidad de Tres Cruces y en la quebrada de Ugchará.

Litología

En el área de Tres Cruces esta formación es predominantemente pelítica. Está integrada principalmente por arcilitas y fangolitas calcáreas de color gris verdoso a gris oliva, en menor proporción rojo violáceo, con intercalaciones subordinadas de bancos carbonáticos.

Las pelitas se presentan en bancos tabulares masivos o con laminación poco marcada. Los bancos carbonáticos están compuestos por *mudstone*, areniscas calcáreas, *packstone* litoclástico, *boundstone* algáceo y brechas litoclásticas.

Areniscas rojas atribuidas a esta unidad se localizan en el curso superior de la quebrada de Hornillos.

Entre las estructuras, se advierten laminación ondulada, grietas de desecación, bioturbación por raíces, nódulos carbonáticos y brechas intraclásticas calcáreas que denotan la generación de paleosuelos.

Espesor

Boll y Hernández (1985) señalan espesores que oscilan entre 30 m y 100 metros. En el cerro Colorado de Tres Cruces se observan 50 m de espesor; en la quebrada Ugchará 14 m y en la localidad de Tres Cruces 35 m (Coira, 1979).

Ambiente de sedimentación

Corresponde a una progresiva inundación de la cuenca con facies de llanura de fango, llanura carbonática, lacustre estratificado, barras de oleaje, etc. Los depósitos psamíticos pertenecen a un sistema aluvial en los bordes de cuenca (Boll y Hernández, 1985).

Relaciones estratigráficas

A los fines del levantamiento de la Hoja se consideraron sus relaciones estratigráficas como concordantes. Por otra parte, al sur de la provincia de Salta, Del Papa (1994) remarca discontinuidades estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes.

Edad y paleontología

La edad paleocena superior a eocena inferior (Pascual *et al.*, 1978) fue definida sobre la base de restos de mamíferos hallados en las formaciones lindantes. En el cerro Colorado de Tres Cruces, Scocco (1948) informa el hallazgo de placas de caparzones de tortugas, gasterópodos y restos de un supuesto cocodrilo.

Del Papa (1994) señala, al sur de la provincia de Salta, que el inicio del depósito estaría marcado en 55 Ma, mientras que su límite superior en 49,5 Ma, correspondiendo, por lo tanto, al Eoceno inferior.

Formación Lumbrera

Arcilitas, limolitas y fangolitas calcáreas

Distribución areal

Aflora acompañando al resto de las unidades del Grupo Salta. En algunos casos, por efecto de fallas inversas, está en contacto sobre secuencias del Grupo Orán, como se observa en Colanzulí, Lomas de Tejada y Tabladitas, en estos dos casos acompañada por tramos parciales por la Formación Maíz Gordo.

La expresión morfológica es pobre; a pesar de ello, en las cercanías de Tres Cruces tiene buena exposición.

Litología

Se trata de una monótona sucesión de arcilitas, limolitas y fangolitas calcáreas de color rojo intenso, con delgadas intercalaciones de areniscas finas a medianas y esporádicos niveles de conglomerados o brechas intraclásticas calcáreas de color gris verdoso. Hacia el techo se incrementan las areniscas finas.

Si bien la composición litológica es muy similar a la de la Formación Mealla, se diferencia de ésta por una menor participación de facies carbonáticas. Por otra parte, se destacan aquí algunos niveles de conglomerados, brechas y *packstone* litoclastico calcáreo de color gris verdoso.

Espesor

Boll y Hernández (1985) señalan espesores entre 130 m y 240 m, predominando las potencias de 200 metros. Debido a la plasticidad de esta unidad, los espesores pueden estar engrosados o adelgazados por fenómenos de flujo tectónico y fallamiento interestratal.

Ambiente de sedimentación

El ambiente de sedimentación es una combinación de procesos fluviales distales y de barreal en una cuenca centrípeta (Boll y Hernández, 1985).

Hacia el tope de la unidad aumenta la participación de la facies arenosa fluvial, evidenciando una reactivación de la cuenca.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad está en contacto neto con la infrayacente Formación Maíz Gordo. El incremento de la facies arenosa en la sección superior establece el pase a las areniscas de la Formación Casa Grande, la cual sobreyace en concordancia.

Paleontología

Fernández *et al.* (1973) citan restos de quelonios y de *Lepidosiren paradoxa* (*Osteichthyes, Dipnoi*).

Edad

La edad eocena es señalada por Fernández *et al.* (1973) y Carabajal *et al.* (1977).

2.6. CENOZOICO

2.6.1. PALEÓGENO

Generalidades y antecedentes

Schlagintweit (1938), Méndez *et al.* (1979) y Coira (1979) denominan Grupo Chaco a un potente conjunto de depósitos clásticos continentales, acumulados en ambiente de alta y baja energía. Russo (1972) propone el

nombre de Grupo Orán e incluye aquí a todas las sedimentitas depositadas entre el primero y el último movimiento tectónico cenozoico. En este trabajo se restringe el uso de Grupo Orán sólo para unidades neógenas y como equivalente del llamado Terciario Subandino.

Los depósitos predominantemente paleógenos de la subcuenca de Tres Cruces se separan en dos formaciones, limitadas cada una de ellas por discordancias erosivas o de leve angularidad (Russo 1972, 1975). Estos depósitos se acumularon en una cuenca de antepaís como consecuencia del levantamiento del arco andino. Los mismos ocupan fajas de rumbo aproximado N-S y NNE-SSO. Afloran en comarcas cercanas a Tres Cruces y Barro Negro, sobre el camino que une Tres Cruces con Mina Aguilar; en Lomas de Tejada, donde constituyen un sinclinal; en Tabladitas, a 11 km al este de Abra Pampa, formando un anticlinal dislocado u ocupando los labios hundidos de fallas inversas de gran rechazo, como por ejemplo al pie de la sierra de Aguilar y en el cerro Casayoc, en Coranzulí (Salta), Iruya y Nazareno.

Sus exposiciones se presentan con moderada expresión morfológica, generalmente en forma de lomadas cubiertas por material cuaternario, donde los afloramientos son sólo observables en las quebradas. Es común la repetición por fallas inversas.

2.6.1.1. Eoceno

Formación Casa Grande (29)

Areniscas, limolitas y arcilitas margosas

Antecedentes

Bonarelli (1921) agrupa los distintos términos litológicos de estas sedimentitas bajo la denominación "Areniscas Superiores". Al sur, en la quebrada de Humahuaca, suceden sobre el Subgrupo Santa Bárbara un conjunto de areniscas y arcilitas rojizas de 300 a 600 m de espesor, con características litológicas propias a las cuales Russo (1954) llama "Areniscas de Casa Grande" y Coira (1979) Formación Candado. Fernández *et al.* (1973) le confieren el nombre de Formación Casa Grande.

Distribución areal

Esta unidad está bien expuesta en comarcas cercanas a Tres Cruces: cerro Casayoc, La Cueva, Tabladitas, Colanzulí y Lomas de Tejada. En esta última, al sureste de Tres Cruces, se observan buenos afloramientos de rumbo aproximado N-S.

Litología

Se trata de areniscas cuarzosas de grano medio a fino, arcilitas arenosas y pelitas calcáreas de colores rojizos, con muy escasos lentes delgados de conglomerados finos y areniscas conglomerádicas de color gris rojizo claro. La secuencia se torna progradante hacia el techo. Los colores rojizos son mucho más intensos en las arcilitas que en las areniscas.

La estratofábrica es tabular gruesa a muy gruesa, varía desde 0,5 hasta 3 metros. Las areniscas suelen presentar entrecruzamientos.

Espesor

En Lomas de Tejada alcanza un espesor de 500 m (Boll y Hernández, 1985). En general, el espesor de esta formación aumenta hacia el sur. Fuera de la Hoja, en la localidad de Casa Grande supera los 800 m, sin que aflore el techo de la misma; sobre el río Grande sólo muestra 106 m de espesor (Boll y Hernández, 1985). Las notables variaciones de espesores podrían deberse a un plegamiento suave y posterior erosión de su techo.

Ambiente de sedimentación

El ambiente es de depósitos de abanicos aluviales de posición distal, conformados por ríos efímeros desarrollados en una cuenca endorreica muy panda (Boll y Hernández, 1985).

Paleontología

Pascual y Odreman Rivas (1973) mencionan restos mandibulares de un mamífero; se trata de *Isotennidae* (Notoungulata) que asignan al Eoceno inferior. Este hallazgo se cita en niveles pelíticos basales de la Formación Casa Grande, en el extremo sur del sinclinal de Mal Paso, a pocos kilómetros del límite sur de la Hoja.

Relaciones estratigráficas

El límite inferior con las sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara es concordante. Como criterio de división se adopta la disminución de niveles de limolitas y arcilitas margosas y el aumento de areniscas rojas.

Es común observar contactos por fallas inversas, donde rocas más antiguas cabalgan sobre sedimentitas de la Formación Casa Grande.

Edad y correlaciones

Pascual y Odreman Rivas (1973) y Russo (1975) asignan esta unidad al Eoceno inferior a Eoceno superior. Boll *et al.* (1989) interpretan a la Formación Casa Grande como participante del mismo ciclo sedimentario de la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara).

2.6.1.2. Oligoceno

Formación Río Grande (30)

Areniscas conglomerádicas y limolitas

Antecedentes

Tanto esta formación como la que la sobreyace integran lo que Russo (1948) denominara Terciario Subandino Medio y Superior, en el curso superior del río Iruya. Aquí se reserva el uso de Terciario Subandino sólo para los depósitos neógenos de las Sierras Subandinas. Pascual *et al.* (1978) le asignan nombre formacional.

Distribución areal

Su distribución areal es similar a la de la unidad subyacente. Ocupa una faja de dirección N-S, con afloramientos esporádicos entre depósitos cuaternarios que se extienden desde la localidad de Tabladitas hacia el sur, pasando por Ugchará, Tres Cruces, Barro Negro, Lomas de Tejada y Colanzulí.

Su expresión morfológica es moderada, reflejo de su escasa consolidación y conformando lomadas bajas.

Litología

Caracteriza a esta unidad una espesa secuencia de areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados y escasos niveles pelíticos de color rojo grisáceo claro, en bancos lenticulares y tabulares gruesos a finos.

Los niveles conglomerádicos presentan rodados de calizas y volcanitas provenientes del Grupo Salta. Las areniscas gruesas forman bancos lenticulares a tabulares con estratificación entrecruzada diagonal, artesa y planar. En forma subordinada se intercalan facies de textura fina: pelitas, vaques y areniscas finas laminadas a masivas.

La unidad muestra una tendencia granocreciente, en la que Boll y Hernández (1985) identifican tres pulsos. Por otra parte, destacan, en la sierra de Aguilar, la presencia de filones-capa de composición dacítica en la Formación Río Grande. Se trata de filones que

no superan los 10 m de espesor y longitud de hasta 1500 metros. Son rocas porfíricas grisáceas y rosadas con fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm, cuarzo y biotita en una pasta afanítica.

Espesor

El espesor varía en distancias relativamente cortas. Boll y Hernández (1985) miden 1786 m en Lomas de Tejada, 1100 m en Barro Negro, 500 m en Colanzulí y 153 m (parcial) en Palta Loma.

Ambiente de sedimentación

El ambiente de sedimentación es fluvial anastomosado distal a meandroso o mixto para el tramo inferior de la Formación Río Grande, con predominio de la facies arenosa (Boll y Hernández, 1985).

Relaciones estratigráficas

En general las relaciones estratigráficas son difíciles de observar, en parte debido a los escasos afloramientos. La relación de base es erosiva, pero en algunas secciones llega a mostrar una aparente concordancia e inclusive aspecto transicional. La relación de techo, en cambio, es paraconcordante a ligeramente angular (10°) con la Formación Pisungo, visible en la localidad de Palta Loma.

Boll y Hernández (1985) relacionan el contacto erosivo de base con la fase Incaica II o Primer Movimiento del Oligoceno inferior (Russo, 1975), en tanto que la leve angularidad en el techo la vinculan con la fase Pehuenche (Yrigoyen, 1969) del límite Oligoceno-Mioceno.

Edad

Se la ubica en el Oligoceno, justificada por la edad eocena de la formación subyacente.

2.6.2. PALEÓGENO A NEÓGENO

2.6.2.1. Oligoceno a Mioceno inferior

Formación Moreta (31 y 31a)

Areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y tufitas; (a) areniscas, andesitas, tobas, brechas volcánicas

Antecedentes

Turner (1964 b) considera a las rocas de esta unidad como pertenecientes al Subgrupo Pirgua y

cita diques de andesitas y basaltos de 1 a 5 m de potencia y varios kilómetros de longitud. Coira (1979) le da nombre formacional y levanta un perfil en el río Chipaite (sierra de Cochinoca). En la sierra de Piruruya, Soler (1996) describe los niveles piroclásticos y brechas volcánicas intercaladas en esta formación.

Distribución areal

Sus afloramientos están restringidos a la faja de rumbo N-S que se extiende en la vertiente occidental de las sierras de Escaya y Cochinoca. Al este de la localidad de Rodeo conforma la sierra de Piruruya, continuando hacia el sur por el abra de Moreta y por la quebrada del río Chipaite. A lo largo de esta quebrada, sobre la ruta provincial 7, la Formación Moreta aflora en un graben limitado por rocas ordovícicas.

Litología y espesor

Está compuesta principalmente por conglomerados polimícticos de color rojizo. Participan predominantemente bloques y guijarros de rocas sedimentarias y volcánicas ordovícicas y cretácicas.

El espesor total de esta formación oscila entre 1600 m y 1300 m (Turner, 1964b y Coira, 1979). Coira (1979) diferencia tres miembros:

El inferior se compone de areniscas y areniscas tufticas pardo grisáceas a pardo rojizas con un espesor de 740 metros. Se presenta en bancos de 10 a 30 cm donde se intercalan niveles piroclásticos de composición andesítica. Hacia el techo abundan limolitas calcáreas.

El miembro medio está formado por areniscas con marcada participación volcánica de composición andesítica, identificándose en el mapa, como 31a. Hay numerosos niveles de tobas y brechas volcánicas con bloques de hasta 25 cm de diámetro. Esta sección posee una coloración gris verdosa y un espesor de 460 m en el río Chipaite, aumentando su potencia hacia el norte en la localidad de Cerrillos.

La disminución del espesor hacia el sur conjuntamente con la disminución de la granulometría indicaría un mayor alejamiento del centro volcánico.

El miembro superior consiste en conglomerados polimícticos y areniscas, de coloración pardo morada. El aporte de material volcánico está subordinado a las sedimentitas. El espesor de este miembro alcanza 110 metros (Coira, 1979).

Ambiente de sedimentación

Son sedimentitas continentales de ambiente fluvial, acompañadas en parte por emisión de lavas andesíticas y basálticas. La disminución de niveles piroclásticos hacia el sur presupone un alejamiento del centro volcánico, que posiblemente debió estar implantado en actual territorio boliviano.

Relaciones estratigráficas

En las cercanías del abra Moreta, la unidad yace en discordancia angular sobre rocas ordovícicas. Al sur de la quebrada Chipaite estas sedimentitas están cubiertas en discordancia por la Formación Cara-Cara.

Edad y correlaciones

Dataciones K/Ar en volcanitas arrojan valores de 28 Ma \pm 3 Ma y 20 Ma \pm 2 Ma (Méndez *et al.*, 1979; Linares y González, 1990) que las ubican en el Oligoceno a Mioceno inferior.

Por las características litológicas y la edad de las rocas volcánicas, se considera equivalente a la Formación Tupiza (Claire, 1969) y a la Formación Rondal en Bolivia (Coira y Kay, 1993). Tentativamente se correlaciona con la Formación Río Grande (donde se han reconocido filones-capa andesíticos, Boll y Hernández, 1985) y con la Formación Pisungo de la comarca de Tres Cruces.

2.6.3. NEÓGENO

2.6.3.1. Mioceno

Formación Pisungo (32)

Conglomerados y areniscas conglomerádicas

Antecedentes

Esta formación corresponde a lo que Coira (1979) denomina Formación Chaco en el sentido de Schlagintweit (1937). Pascual *et al.* (1978) le asignan el nombre del epígrafe.

Distribución areal

Se caracteriza por mostrar afloramientos pobres, debido a su baja consolidación, generalmente semicubiertos por derrubio cuaternario.

La distribución areal es similar a la subyacente Formación Río Grande, pero en forma más restrin-

gida. Aflora en fajas de rumbo N-S, como relictos en los ejes sinclinales de Tres Cruces, Ugchará y Colanzulí.

Litología

Está formada por conglomerados y aglomerados escasamente consolidados. La facies aglomerádica es fango-sostén sin estructuras internas.

Espesor

En Palta Loma presenta un espesor total de 117 m (Boll y Hernández, 1985). En Lomas de Tejada muestra un espesor parcial de 753 m, faltando el tramo superior.

Ambiente de sedimentación

El ambiente es de depósitos fluviales entrelazados proximales conformando dos ciclos granodecrecientes. La facies aglomerádica corresponde a flujos densos de detritos y en manto.

Boll y Hernández (1985) postulan un sistema de abanicos aluviales proximales que evolucionan a planicies aluviales o bajadas con cursos entrelazados hacia posiciones distales.

Estos depósitos están íntimamente vinculados a procesos tectónicos muy intensos, generadores de un relieve marcado pre y sinsedimentario. Esto se verifica por los cambios de espesor entre las zonas estructuralmente altas (anticlinales y bloques altos) y bajas (sinclinales y bloques bajos), en general coincidentes con la estructura actual, funcionando las primeras como zonas de aporte, como por ejemplo las sierras de Aguilar y de Tres Cruces y las segundas como depocentros (sinclinales de Tres Cruces y Ugchará).

Relaciones estratigráficas

La base tiene relación paraconcordante a discordante con leve angularidad sobre la Formación Río Grande. En el techo hay una marcada discordancia angular con la Formación Cara-Cara, observable en la localidad de Palta Loma y al sur de Tabladitas (Boll y Hernández, 1985). Son comunes los contactos por fallas inversas.

El espesor variable evidencia una orogenia previa y sinsedimentaria. Se estima que pudo superar los 2500 m en algunos depocentros ubicados inmediatamente al sur de la Hoja.

Edad

La discordancia angular cuspidal se atribuye a la fase Quechua inicial del Mioceno medio, quedando así la Formación Pisungo restringida al Mioceno inferior, sobre la base de relaciones estratigráficas regionales (Boll y Hernández, 1985).

Formación Cara Cara (33)

Areniscas sabulíticas, conglomerados, calizas, tufitas y tobas dacíticas

Antecedentes

Coira (1979) detalla estos depósitos en la sierra de Cochinoca y los asigna originalmente a la Formación Sijes, siguiendo el esquema de Turner (1964b). Boll y Hernández (1985) describen litologías similares en la localidad de Palta Loma, cerca de la localidad de Tres Cruces. Cladouhos (1993) y Cladouhos *et al.* (1994) ubican a estos depósitos en el Mioceno medio y los denominan Estratos de Cara-Cara. En el presente trabajo se le da el rango formacional.

Distribución areal

Esta formación aflora en la sierra de Cochinoca, ocupando el relleno de fosas tectónicas de rumbo norte-sur. Presenta en el paisaje la morfología de crestas de color blanco amarillento. En forma muy restringida asoma también en la localidad de Palta Loma con pobre expresión morfológica, apoyada en discordancia sobre las Formaciones Río Grande y Pisungo.

Litología

Se trata de un conjunto de conglomerados y areniscas sabulíticas de colores pardo-rosado claro a grisáceo (Foto 10) en los que se intercalan niveles de tufitas y tobas dacíticas. Abundan también los bancos de calizas y diatomitas, de coloración blanco grisácea. Las tobas, en proximidad a los bancos de calizas, presentan reemplazo carbonático y en algunos casos opalización. Las calizas se hallan en bancos de 10 a 30 cm y se clasifican como esparitas intraclásticas terrígenas (Coira, 1979).

Una característica de esta formación es la inmadurez textural, evidenciada por la falta de redondeamiento de sus componentes y pobre selección granulométrica.

Perfiles de la unidad se ven en el extremo septentrional del filo Yaretayoc, en el abra de Moreta, en Cara-Cara (Coira, 1979) y en Palta Loma (Boll y Hernández, 1985).

Espesor

La Formación Cara-Cara presenta un espesor máximo de 1318 m en la sierra de Cochino (Coira, 1979). Se observan diferentes espesores de acuerdo a las localidades: en el filo Yaretayoc 310 m, en el abra de Moreta 1001 m, en Cara-Cara 115 m, en el río Totay 1318 m (Coira, 1979) y en Palta Loma 112 m parciales (Boll y Hernández, 1985).

Ambiente de sedimentación

Se trata de depósitos fluviales (tipo anastomosado distal), en los que se intercalan niveles piroclásticos, producto de vulcanismo ácido.

Relaciones estratigráficas

La relación con las rocas subyacentes es generalmente por falla. En la quebrada del río Chipaita y en la localidad de Palta Loma, se advierte que esta unidad yace en discordancia angular sobre las Formaciones Moreta y Pisungo, respectivamente.

Edad y correlaciones

Una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, de un nivel de toba, señala una edad de $14,26 \pm 0,19$ Ma (Cladouhos *et al.*, 1994), correspondiente al Mioceno medio.

Si se considera que la sedimentación sinorogénica durante el Mioceno estuvo restringida a angostas cuencas intramontanas, es probable que dichas cuencas hayan estado separadas entre sí por bloques serranos limitados por fallas.

Los depósitos de la Formación Cara-Cara podrían ser tentativamente equivalentes a la Formación Oplaca (Claire, 1969) en territorio boliviano. Por otra parte, los niveles piroclásticos corresponderían al vulcanismo dacítico de la Formación Pan de Azúcar (Coira, 1979). Cladouhos *et al.* (1994) asocian los depósitos piroclásticos intercalados en esta formación con los debris volcánicos de la Formación Doncellas e ignimbritas de la Formación Alto Laguna.

Formación Doncellas (34)

Tobas brechosas, brechas y aglomerados volcánicos andesíticos

La Formación Doncellas (Coira 1979) aflora en el extremo SO de la Hoja y constituye la serranía de Alto Tinaite y las lomadas que se levantan al oeste de la localidad de Tambillos.

Consiste en tobas brechosas, brechas y aglomerados volcánicos de composición andesítica, los que alcanzan un espesor de 350 m (Coira, 1979). Se apoya en discordancia sobre la Formación Moreta en la sierra de Cochino y sobre la Formación Pisungo en la comarca de Tres Cruces. Generalmente las relaciones con otras unidades son por falla.

Las tobas que se intercalan en esta formación muestran similar composición a los debris volcánicos de la Formación Cara Cara, por lo que Cladouhos *et al.* (1994) postulan una equivalencia entre ambas unidades.

Formación Alto Laguna (35)

Ignimbritas dacíticas y riolíticas, areniscas y tufitas

Esta formación definida por Coira (1979) aflora en el extremo SO de la Hoja. La integran areniscas sabulíticas, tufitas, tufitas conglomerádicas, escasos y delgados niveles de pumicita andesítica y tobas dacíticas brechosas. Coira (1979) identifica una reducida emisión ignimbrítica dacítica que presenta amplios pliegues y se intercala en la Formación Doncellas, señalando una equivalencia temporal entre ambas unidades.

Presenta un espesor de 200 metros. En parte pasa lateralmente a las brechas y tobas de la Formación Doncellas o se apoya encima de éstas. La Formación Alto Laguna está cubierta por las coladas de fenoandesitas de la Formación Vicuña huasi.

Formación Tranquitas (36)

Areniscas calcáreas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Bonarelli (1913) designa primeramente bajo el nombre "Areniscas Superiores" a todas las psamitas de tonos grises, amarillentos y blanquecinos que, en las proximidades de Orán, se ubican entre las calizas de la Formación Vitiacua y el Terciario Subandino. A los mismos niveles, White (1923) los llamó "Areniscas de Candado", pero los consideró como equi-



Foto 10: Depósitos conglomerádicos de la Formación Cara Cara (borde occidental de la sierra de Cochino).

valente lateral de la Formación Cangapi. Hagermann (1933) las nominó “U” y Schlagintweit (1937) “Tranquitas”. El nombre deriva de la quebrada de Tranquitas en la sierra de Aguarañe.

Distribución areal

Las sedimentitas de esta formación se distribuyen a lo largo del flanco occidental del anticlinal de la quebrada Las Pavas, en la sierra de los Cinco Pinachos y en el anticlinal de Peña Blanca.

Un perfil de esta unidad se observa sobre el camino carretero que bordea el río Bermejo por territorio boliviano.

Litología y facies

La Formación Tranquitas se divide en dos miembros: Serie Gris Neta y Serie Gris de Transición (Zunino, 1944 b).

El miembro Serie Gris Neta se apoya sobre el Grupo Machareti con un conglomerado (Conglomerado Galarza), polimítico, constituido por rodados de cuarzo, líticos y pedernal, matriz arenosa y cementado por sílice y carbonatos. Presenta abundantes nódulos calcáreos, producto de formación de paleosuelos. La columna restante del miembro conforma un ciclo granodecreciente, formado por

areniscas calcáreas, intercalaciones de pelitas verdes, areniscas masivas con estratificación entrecruzada de gran escala y paleosuelos en su techo.

El miembro Serie Gris de Transición está compuesto por areniscas color rojo ladrillo y amarillas con intercalaciones de pelitas rojas, verdes y gris-azuladas, en bancos macizos de 5 a 10 m de potencia.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad está limitada en su base por una discordancia erosiva y en su techo por un contacto neto, pasando a facies pelíticas.

En los cortes de los ríos Sábalo y Negro y del arroyo Simbolar se observa la discordancia basal, la cual está representada por el Conglomerado Galarza, depositado sobre sedimentitas paleozoicas y mesozoicas (Russo, 1954).

No siempre es fácil distinguir el límite superior, debido a que a veces la Formación Tranquitas finaliza con facies de barreal similares al suprayacente Terciario Subandino Inferior (Russo, 1972). El pase a este último es neto y se opera mediante la desaparición de los niveles psamolíticos verdosos y psamitas amarillentas, característicos de la Formación Tranquitas, para entrar en un neto predominio de limolitas y arcilitas rojizas del Terciario Subandino.

Espesor

Serraiotto (1977) señala un espesor de 300 a 600 metros.

Ambiente de sedimentación

Se trata de sedimentos depositados en ambiente lagunar, fluvial efímero y eólico. En general corresponde a un cuerpo de aguas someras, con una planicie arenosa (*sand flat*) muy extensa en sus bordes. El cuerpo lacustre sufrió variaciones periódicas, posiblemente relacionadas a factores climáticos, donde el nivel de agua osciló desde lago somero a profundo. La presencia de niveles con dinoflagelados, descritos en pozos en las Sierras Subandinas Orientales (Azcuy, 1996), registra influencia marina de la ingresión paranense. Esta unidad conforma una figura de proximalización desde la Serie Gris Neta hasta la Serie Gris de Transición.

Edad y correlaciones

Hernández *et al.* (1996) asignan a la Formación Tranquitas, basándose en magnetoestratigrafía, una edad miocena media (entre 16 y 12 Ma) y la correlacionan con la Formación Río Seco y con las Areniscas Garganta.

Serraiotto (1977) homologa el Conglomerado Galarza con el Subgrupo Santa Bárbara del Eoceno.

Reyes (1971; en Serraiotto, 1977) y Marshall *et al.* (1993) la correlacionan con las Formaciones Petaca y Yecua de Bolivia y estiman una edad oligocena a miocena. Cazau *et al.*, (1975) consideran que parte de la Formación Tranquitas corresponde a una facies enarenada del Subgrupo Santa Bárbara y la asimilan con la Formación El Madrejón.

TERCIARIO SUBANDINO (GRUPO ORÁN)

Generalidades y antecedentes

El Neógeno subandino está constituido por un potente conjunto de pelitas, areniscas y conglomerados, de ambiente predominantemente continental, estratificado en bancos gruesos, de color pardo rojizo, en una columna granocreciente que alcanza los 7.500 m de espesor.

El término "Terciario Subandino" (Bonarelli, 1913) quedó reservado originalmente a las

sedimentitas clásticas que yacían sobre las "Areniscas Superiores" (Formación Tranquitas) y a la vez quedaban cubiertas por potentes conglomerados, a los que Bonarelli (1913) denomina "Jujeño". Uno de los rasgos característicos del Terciario Subandino es la existencia de niveles piroclásticos. Zunino (1944a y b) lo subdivide en Inferior y Superior según el contenido tobáceo. Russo (1952) modifica este concepto de acuerdo a la presencia de conglomerados e identifica cuatro grupos de "tobas grises" y cuatro grupos de "tobas blancas" y denomina Inferior, Medio y Superior a las distintas secciones del Terciario Subandino. Es posible que la coloración de las tobas se deba a diferentes condiciones de meteorización. En general, las tobas de esta secuencia no representan niveles guía razonables, ya que cambian sus características litológicas en poco espacio.

Una excelente exposición del Terciario Subandino se observa en el cañón del río Iruya. En esta localidad el río ha labrado, durante el último siglo, barrancas de 100 m, permitiendo así una extraordinaria exhibición de los estratos. Hernández *et al.* (1996) presentan un análisis tectosedimentario del Terciario Subandino en estas comarcas.

Estas sedimentitas corresponden al relleno de una cuenca de antepaís. Se identifican facies de abanico aluvial proximal, planicie entrelazada, abanico distal y planicie de inundación. Se observa una distalización regional de oeste a este, aunque también existen cambios de facies en sentido norte-sur. La procedencia de los sedimentos fue desde el oeste y noroeste (Hernández *et al.*, 1996). Los niveles tobáceos en la secuencia sedimentaria denotan actividad de arco volcánico que acompañó a la movilidad tectónica en el desarrollo de la cuenca.

Terciario Subandino Inferior (37)

Areniscas limosas y fangolitas

Distribución areal

Se observa en el flanco oriental de las lomas Coloradas y en la parte central de las lomas de San Ignacio. Ocupa junto con el Terciario Subandino Medio la mayor parte del sinclinal de Emborozú desarrollado entre la serranía de Las Pavas y la sierra de los Cinco Pinachos. Se observa una excelente sección en el cañón del río Iruya.

Litología

En la secuencia predominan areniscas pardo amarillentas, cuarzosas y líticas, que alternan rítmicamente con limolitas, arcilitas y fangolitas pardo-oscuros a rojo ladrillo. Las rocas se presentan bien consolidadas, estratificadas en bancos gruesos, masivas o con frecuente estructura interna laminar entrecruzada de bajo ángulo.

Característica de esta unidad es la ausencia de niveles conglomerádicos. En cambio, es común la existencia de finas camadas lenticulares de areniscas con *clay galls*.

En el río Iruya se reconoce una sección de neto predominio arenoso en ciclos granodecrecientes, conformada por areniscas rojas y amarillentas, niveles de carbón y facies de barreal con pelitas grises muy bioturbadas. Esta sección se conoce con el nombre de "Estratos de La Maroma" (Hernández *et al.*, 1996). Además, en esta sección se ubica el pase al Terciario Subandino Medio, donde comienzan los depósitos residuales conglomerádicos (Russo, 1952).

Relaciones estratigráficas

Se halla en contacto neto sobre la Formación Tranquitas (Clavijo, 1948; en Serraioto, 1977). La base del Terciario Subandino Inferior está indicada por la presencia de arcilitas y limolitas pardas, así como por la desaparición de bancos de areniscas duras y compactas de la subyacente Formación Tranquitas.

El pase al Terciario Subandino Medio, suprayacente, se inicia con la aparición de los primeros niveles conglomerádicos (Russo, 1952).

Espesor

Difiere de acuerdo a los límites asignados por diferentes autores. En el río Iruya se estima un espesor aproximado de 2.400 m (Hernández *et al.*, 1996)

Ambiente de sedimentación

El Terciario Subandino Inferior conforma dos ciclos granocrecientes (Hernández *et al.*, 1996) constituidos por facies finas de barreales que son progradadas por facies arenosas de abanicos terminales efímeros (*terminal fan*).

Edad y correlaciones

Sobre la base del análisis tectosedimentario, Hernández *et al.* (1996) asignan al Terciario Subandino Inferior una edad tentativa entre 14 a 10 Ma (Mioceno medio a superior) y correlacionan esta unidad con las Formaciones Anta, Jesús María y Valle Grande que afloran fuera del área de la Hoja. Por otra parte, Vergani y Starck (1989) consideran a estas tres últimas formaciones como pertenecientes a la culminación del ciclo Calchaquense.

Terciario Subandino Medio (38)

Areniscas limosas, arcilitas y conglomerados polimícticos

Distribución areal

Aflora entre la serranía de las Pavas y la sierra de los Cinco Pinachos, en un gran sinclinal con eje buzando al nornordeste. Esta estructura se continúa en territorio boliviano con el nombre de Sinclinal de Emborozú o Chirimoyal.

Otra faja de esta unidad se localiza al este de la serranía de las Pavas, a lo largo del curso de los ríos Pescado e Iruya, y en Lomas Coloradas, donde forma el flanco de un anticlinal.

Litología

Está representado por una alternancia de bancos de areniscas, arcilitas y conglomerados polimícticos. Estos últimos son cada vez más frecuentes a medida que se asciende en la columna estratigráfica, al mismo tiempo que aumenta el diámetro de los rodados (Russo, 1954). Se trata de una nueva secuencia progradante (Hernández *et al.*, 1996). El color de la secuencia es rojo ladrillo a pardo amarillento.

Se intercalan niveles de tobas grises de 0,30 m de espesor y de areniscas tufíticas con abundante biotita. Algunos bancos alcanzan 1 m de espesor.

Relaciones estratigráficas

Su relación de base y techo con el Terciario Subandino Inferior y Superior es de discordancia erosiva. Sin embargo, es de gran importancia regional la discordancia en su techo que la separa del Terciario Subandino Superior. Esta discordancia

cia señala la finalización de la etapa *foreland* y el inicio del dominio de estrato sin-crecimiento en la cuenca.

Espesor

Los datos de espesor varían de acuerdo a los límites asignados por los diferentes autores. En el río Iruya se observan aproximadamente 1.500 m de espesor (Hernández *et al.*, 1996).

Ambiente de sedimentación

El ambiente de sedimentación es fluvial. Se advierten sistemas efímeros de abanicos terminales con formas canalizadas, ríos troncales entrelazados, conglomerados de mantos de creciente; desarrollo de facies de barreales, planicies entrelazadas y abanicos aluviales distales. Hay un incremento de la energía respecto a la secuencia del Terciario Subandino Inferior.

Edad y correlaciones

La edad es, aproximadamente, entre 8 y 5 Ma (Mioceno superior). Representa el “Ciclo Araucanense” (Vergani y Starck, 1989). Se correlaciona con las Formaciones Agua Negra y parte de las Formaciones Piquete y Guanaco (Hernández *et al.*, 1996).

Terciario Subandino Inferior y Medio indiferenciados (39)

Areniscas limosas, fangolitas y conglomerados polimícticos

Esta unidad agrupa en forma indiferenciada a sedimentitas de los denominados Terciario Subandino Inferior y Terciario Subandino Medio. La misma se identifica en un amplio sector de las Sierras Subandinas, en los flancos del sinclinal de Emborozú, entre la serranía de las Pavas y la sierra de los Cinco Pinachos. Está limitada por importantes discordancias erosivas tanto en su base como en su techo; se apoya en discordancia sobre los Grupos Macharetí, Mandiyutí, Cuevo y Tacurú y sobre la Formación Tranquitas. Por otra parte, infrayace al Terciario Subandino Superior mediante una importante discordancia regional (Hernández *et al.*, 1996).

La litología corresponde a las señaladas para el Terciario Subandino Inferior y Medio, aunque los niveles de tobos están en parte ausentes o no se han identificado.

Formación Vicuñaahuasi (40)

Lavas y brechas andesíticas

Se mantiene aquí el nombre formacional utilizado por Turner (1965) y Coira (1979).

Esta unidad aflora en la esquina SO de la Hoja (cerro Llumpaite). Se apoya en discordancia sobre unidades ordovícicas y es parcialmente cubierta por las ignimbritas de Casabindo.

La Formación Vicuñaahuasi está constituida por lavas y brechas autoclásticas de composición andesítica y sus representantes subvolcánicos (Coira, 1979). Las lavas fenoandesíticas son porfíricas, compactas, pardo grisáceas de tintes rosados. Los representantes subvolcánicos consisten en cuerpos andesíticos y diques que intruyen a la Formación Doncellas (Coira, 1979).

Una datación K/Ar en roca total arroja una edad de 8 ± 1 Ma (Coira, 1979; Linares y González, 1990). Esta unidad pertenece al Complejo Volcánico Coranzulí.

Formación Tuc Tuca (41)

Conglomerados, fanglomerados, tobos y tufitas

Turner (1964a) hace referencia a esta formación, la que se presenta en un afloramiento de dimensiones relativamente reducidas. El asomo se ubica en el curso superior del río Hornillos, en las localidades de Tuc Tuca y Aguilar. Desde el camino de La Quiaca a la mina Monoobra se observan los altos paredones de estos depósitos neógenos de color pardo, que constituyen precipicios de hasta 250 m desde la planicie de Tuc Tuca al lecho del río.

Litología

Estos depósitos están constituidos en casi todo su espesor por conglomerados con rodados de hasta 0,50 m de diámetro (Foto 11). En el contacto con las rocas precámbricas, la coloración es más bien verde debido al alto contenido (80%) de rodados provenientes de la Formación Puncoviscana, el 20 % restante son areniscas cuarcíticas rojas procedentes del Grupo Mesón. Hacia arriba el color del conglomerado es más rojizo debido a que aumenta la proporción de rodados de areniscas cuarcíticas. La matriz es siempre una arenisca arcillosa rojo-pardusca.

Los niveles conglomerádicos presentan imbricación de clastos señalando una corriente originaria del sureste.

Se identificaron tres niveles de tufitas y tobas riolíticas con abundante biotita, con espesores de 1 a 3 metros.

Relaciones estratigráficas y ambiente de sedimentación

Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Formación Puncoviscana y está delimitada al este por una fractura inversa que produce el cabalgamiento de rocas de la Formación Santa Rosita. Se trata de un depósito aluvial, perteneciente a una cuenca de *piggyback*.

Edad y correlaciones

Una datación K/Ar, en biotitas, en una toba basal de esta formación señala edades de $9,57 \pm 0,36$ Ma y $8,17 \pm 0,06$ Ma, Mioceno superior (Cladouhos *et al.*, 1994). Es equivalente a la Formación Quebrada Honda de territorio boliviano.

Ignimbritas de Casabindo (42)

Tobas, ignimbritas dacíticas y riolíticas

Sus afloramientos conforman un plateau ignimbrítico de reducida extensión en el cuadrante SO de la Hoja. Coira (1979) nominó a esta unidad Formación Zapaleri. En este trabajo se interpreta que pertenece a los centros efusivos de Rachaite y/o Casabindo.

Se agrupa bajo esta unidad a un conjunto de tobas e ignimbritas dacítico-riolíticas. El plateau ignimbrítico constituye una planicie elevada y cubre parcialmente el paleorrelieve labrado en la Formación Vicuñahuasi. En el ámbito de la Hoja su espesor no supera los 50 metros.

Estas ignimbritas yacen en discordancia sobre la Formación Vicuñahuasi sin presentar pliegues ni fallas importantes. Son equiparables a las del Complejo Volcánico Coranzulí, las que arrojaron una edad K/Ar de $6,6 \pm 0,15$ Ma (Seggiaro, 1994).

2.6.3.2. Mioceno a Plioceno

Terciario Subandino Superior (43)

Conglomerados polimícticos y areniscas limosas

Antecedentes

Esta unidad fue denominada originalmente Subgrupo Jujuy (Steinmann *et al.*, 1904), luego

Bonarelli (1921) la identifica como “Jujeño”, Schlagintweit (1937) Estratos de Jujuy y Russo (1975) Formación Jujuy.

Distribución areal

Conforma una angosta faja que ocupa el núcleo del sinclinal Emborozú entre la sierra de los Cinco Pinachos y la serranía de las Pavas. Constituye una serie de lomadas de rumbo aproximado NNE-SSO que controlan en parte el recorrido del río Porongal.

Al este de la serranía de las Pavas, en el curso de los ríos Pescado e Iruya y en lomas Coloradas, compone el flanco occidental de un anticlinal, y está afectada por una fractura de rumbo noreste.

Litología

Esta secuencia se caracteriza, respecto al Terciario Subandino Medio, porque en su base hay depósitos distales con respecto al área de aporte y proximales en el techo y por la presencia de un conjunto de tobas blancas intercaladas.

Son comunes los bancos de conglomerados polimícticos y aglomerados con buena compactación. Éstos se intercalan con gruesos bancos de areniscas y arcilitas. El color de las sedimentitas es pardo rojizo a pardo amarillento.

Los bancos conglomerádicos superan los 10 m de espesor. Los mismos están compuestos por clastos de cuarcitas, areniscas, metagrauvacas y plutonitas. Predominan los rodados medianos a gruesos, siendo comunes los bloques que superan los 0,30 m de diámetro. En forma subordinada se intercalan bancos lenticulares de areniscas limosas poco consolidadas.

En la base de la secuencia se ubica el “cuarto grupo de tobas grises”. Se trata de bancos de 1 y 2 m de tobas y areniscas tuffíticas de color gris y gris verdoso. No obstante, el espesor de los bancos de tobas puede variar mucho en distancias cortas, hasta desaparecer. También en la base de la secuencia aparece una sucesión predominantemente pelítica de aproximadamente 600 m de espesor, el cual por su litología fina constituye un excelente nivel guía. Esta sucesión pelítica fue denominada “estratos de Iruya” (Hernández *et al.*, 1996).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad está limitada en su base y techo por discordancias erosivas (Russo, 1972, en



Foto 11: Depósitos de conglomerados de la Formación Tuc Tuca. Esquina Gris, abra de Tuc Tuca, sierra de Santa Victoria.

Serraioto 1977; Hernández *et al.*, 1996), que las separan de los depósitos del Terciario Subandino Medio y de la Formación Simbolar, respectivamente.

Espesor

Hernández *et al.* (1996) señalan en el río Iruya un espesor parcial de 3000 metros.

Ambiente de sedimentación

Abanicos aluviales, mantos de creciente y ríos entrelazados en una comarca pedemontana próxima al área de aporte ubicada al oeste componen el ambiente de sedimentación. El aporte se considera proveniente del frente de sierra Las Pavas - Pescado, que para esta época ya tenía fuerte expresión morfológica.

Edad y correlaciones

La edad es de aproximadamente 5 a 2 Ma (Hernández *et al.*, 1996). El Terciario Subandino Superior tiene sus equivalentes en las Formaciones Guanaco y Piquete. Se corresponde con la primera secuencia progradante del “ciclo Jujeño” (Bonarelli, 1921; Hernández *et al.*, 1996).

2.6.4. NEÓGENO-CUATERNARIO

2.6.4.1. Plioceno a Pleistoceno

Formación Tafna (44)

Areniscas, arcilitas, tufitas caolínicas, conglomerados

Antecedentes

Turner (1964b) hace referencia a esta formación, la que presenta reducidos afloramientos al oeste de La Quiaca, en ambos márgenes del cordón de Escaya, próximo a la frontera con Bolivia. En Bolivia se la reconoce como Formación Kasira (Claure, 1969).

Distribución areal

Esta unidad está limitada generalmente a depresiones, adosándose lateralmente contra las elevaciones de rocas antiguas.

Los afloramientos se encuentran agrupados en tres localidades: el primero al oeste de La Quiaca, entre la quebrada Ciénagas Chicas y la localidad de Tafna, de dirección N-S; el segundo, en las inmediaciones de Calahoyo, de superficie muy reducida, expuesto a consecuencia de la erosión del acarreo cuaternario, y el tercero en los alrededores de Casira.

Litología

Está compuesta por sedimentos clásticos finos, estratificados, en los cuales se intercalan niveles tobáceos de composición dacítico-riolítica y tufitas blanquecinas. En la base se advierten numerosos niveles de arcilitas rojas y hacia el techo predomina material piroclástico y conglomerádico. Abundan los lentes de areniscas conglomerádicas con clastos de rocas ígneas y sedimentarias.

El material tufítico es friable, poroso y suave al tacto. El color es blanco nieve en corte fresco y blanquecino a gris verdoso por meteorización. Constituyen bancos de 20 a 40 cm de espesor con laminación entrecruzada. En la base se observa una camada conglomerádico-brechosa.

La composición mineralógica promedio de los horizontes caolínicos es de 11 % de caolinita y 45 % de cuarzo. El horizonte principal tiene aproximadamente 9 m de espesor, es de color blanco-grisáceo o blanco-amarillento, y proviene de la alteración de niveles tufíticos.

Espesor

Claure (1969) señala un espesor de 180 metros. El banco tufítico caolínico en general no sobrepasa los 20 metros (Turner, 1964b).

Ambiente de sedimentación

Está conformado por productos de acarreo, derivados de cenizas y corrientes de lodo, que fueron transportados hacia las cuencas y lagunas de agua estancada.

El caolín proviene probablemente de zonas alteradas asociadas a fracturas en el basamento ordovícico, o se originó por alteración de horizontes piroclásticos.

Relaciones estratigráficas

Esta formación presenta discordancias en su base y techo, con unidades ordovícicas y cuaternarias, respectivamente.

Paleontología

Anaya *et al.* (1989) describen el hallazgo de un *Mesotherino* en la localidad de Calahoyo.

Edad y correlaciones

Se le asigna una edad plio-pleistocena (Turner, 1964b). Se propone aquí como equivalente en edad

a la Formación Uquía (Castellanos, 1950; en Walther *et al.*, 1996).

Formación Uquía (45)

Conglomerados, areniscas, limolitas, tobas y tufitas

Antecedentes

De Carles (1907; en Castellanos, 1950) y Marshall *et al.* (1982) definieron esta formación en la quebrada de Humahuaca. Fernández (1983) la describe en las cercanías de la estación Iturbe (ex-FCGB).

Distribución areal

Un afloramiento que alcanza buena expresión se presenta en la localidad de Hipólito Yrigoyen (estación Iturbe del ex-FCGB). Aquí se observan barrancas con más de 30 m de altura.

Litología

Se trata de un conjunto fluvio-lacustre con participación tobácea, intercalado con material conglomerádico mediano a grueso. Estos depósitos se caracterizan por una coloración pardusca clara a rosada clara, en tanto que las tobas y tufitas tienen colores blanquecinos a gris verdosos muy tenues.

La formación consta de tres miembros (Fernández, 1983). Uno basal conglomerádico de 10 m de potencia, donde participan areniscas sabulíticas y conglomerados finos; un miembro medio, tobáceo-arenoso de aproximadamente 15 m de potencia, compuesto por areniscas y limolitas de color pardo amarillento a gris claro y uno superior de 20 a 25 m, esencialmente fanglomerádico, con clastos muy angulosos y escasos bancos arenosos.

Ambiente de sedimentación

Es un paleoambiente fluvial con régimen torrencial. Se infiere que la energía disminuyó hacia arriba de la secuencia, tomando carácter meandriforme (Fernández, 1983).

Edad y correlaciones

Se asigna edad plio-pleistocena (Marshall *et al.*, 1982; Fernández, 1983). Si bien se considera que los sedimentos de esta formación están restringidos al ambiente de la quebrada de Humahuaca, podría correlacionarse con la Formación Tafna en la Puna y con la Formación Simbolar en las Sierras Subandinas.

Formación Simbolar (46)*Conglomerados y fanglomerados**Antecedentes*

Hernández *et al.* (1996) denominan a esta unidad “Estratos de Simbolar”.

Distribución areal

Ocupa el flanco oriental de la serranía de las Pavas. Sus afloramientos se observan en los ríos Iruya, Simbolar y Pescado.

Litología

Es una monótona sucesión de conglomerados gruesos con matriz areno-limosa friable. Generalmente los bancos muestran inclinación menor a 10° hacia el oeste.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia angular (discordancia sinrecimiento) sobre el Terciario Subandino Superior (Hernández *et al.*, 1996).

Espesor

Hernández *et al.* (1996) le asignan un espesor de 400 metros.

Ambiente de sedimentación

La sedimentación de esta secuencia se considera contemporánea con el “transporte” del anticlinal fallado de la serranía de las Pavas, sobre los depósitos de pie de falla. Se estima una tasa de sedimentación relativamente alta -1mm/a- (Hernández *et al.*, 1996).

Edad

La edad es plio-pleistocena, aproximadamente entre 2 Ma y 0,25 Ma (Hernández *et al.*, 1996).

Depósitos aluviales antiguos (47)*Gravas, arenas, limos*

Estos depósitos constituyen la denominada “Antigua planicie aluvial pedemontana” (ver capítulo Geomorfología). Los mismos fueron identificados por Turner (1964b), Coira (1979) y Kulemeyer (1988).

Se hallan en la vertiente occidental de la sierra de Santa Victoria. Los materiales predominantes de esta unidad son gravas, arenas y limos. La misma se identifica como Primer nivel de pie de monte y muestra una significativa disección fluvial.

Los depósitos de esta unidad se consideran parcialmente equivalentes a las Formaciones Tafna y Uquiá.

Depósitos aluviales, lacustres y palustres (48)*Gravas, arenas, limos, diatomitas, tobas, tufitas, turbas, tosca*

Al igual que los anteriores depósitos, componen también la “Antigua planicie aluvial pedemontana” (ver Geomorfología). Fueron reconocidos por Turner (1964b), Coira (1979) y Kulemeyer (1988). Se han identificado entre la sierra de Santa Victoria y la sierra de Cochino - cordón de Escaya. Los materiales predominantes de esta unidad son gravas, arenas, limos, toscas, diatomitas, escasas tobas, tufitas y turbas (Foto 12). Presenta superficialmente algunos mantos de tosca. Se trata de materiales provenientes de ambientes aluviales, lagunares y glaciales. Esta entidad constituye el Segundo nivel de pie de monte.

Depósitos aluvio-coluviales (49)*Gravas, arenas, escasas tobas, bloques*

Están formados por rodados poco cementados de matriz arenosa y se localizan en la sierra de Santa Victoria y en el cordón de Escaya por encima de los 4000 m de altura. Constituyen bancos de origen fluvial con rodados de buen grado de esfericidad y redondeamiento; en algunas localidades incluye grandes bloques pertenecientes a eventos glaciares. Estos depósitos integran la unidad geomorfológica “Remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana” y están probablemente asociados a una superficie de erosión (Menéndez y Viera, 1981).

Depósitos glaciales, fluvio-glaciales, palustres y lacustres (50)*Drift, arenas, gravas, limos, turbas*

Estos depósitos están compuestos por bloques, arenas, limos y turbas que conforman morenas, depósitos glaciales y lacustres. Incluye una espesa acumulación clástica de bloques angulosos provenientes de las paredes de los circos glaciales.

2.6.5. CUATERNARIO

2.6.5.1. Pleistoceno a Holoceno

Depósitos aluviales (51)

Gravas, arenas, limos

Están compuestos por gravas, arenas y limos que constituyen uno de los niveles de las bajadas. A diferencia de las unidades aluviales contiguas, los suelos aquí no presentan enriquecimiento en arcillas o en carbonato de calcio en profundidad.

Depósitos de playa (52)

Arenas, limos, arcillas

Estos depósitos fueron mencionados por Igarzábal (1978) y Alcalde y Alcalde (1981). Los mismos están formados por arenas, limos y arcillas de origen lacustre y fluvial. Estas playas conforman terrenos anegadizos durante la época de lluvias (verano). Presentan eflorescencias salinas y testimonian la existencia de espejos de agua pleistocenos de mayor superficie que los actuales.

Depósitos de planicie aluvial (53)

Gravas, arenas, limos

Están compuestos por gravas, arenas y limos predominantemente de origen fluvial, aunque participan también limos loésicos. En algunas comarcas configuran terrazas de 100 m de espesor.

Depósitos de cordones litorales (54)

Arenas, limos

Se trata de depósitos de composición arenolimososa, con abundante material organógeno y estructuras estromatolíticas. Se encuentran sobre el material pelítico que constituyó el fondo de la laguna de Pozuelos (Igarzábal, 1984).

2.6.5.2. Holoceno

Depósitos eólicos y de campos de dunas (55)

Arenas y loess

Se trata de acumulaciones arenosas que conforman campos de dunas. Constituyen barjanes bien desarrollados; frecuentemente trepan los faldeos montañosos (dunas trepadoras del cerro



Foto 12: Depósito de turba en la localidad de Miyuyoc (en las cercanías de Iruya).

Huancar en Abra Pampa y en la localidad de Potrero de la Puna).

Depósitos de planicie de inundación (56)

Gravas, arenas, limos, eflorescencias salinas

Estos depósitos se componen de gravas, arenas, limos y eflorescencias salinas que forman los lechos fluviales y llanuras de inundación actuales. Suelen estar cubiertos por arenas eólicas.

Formación Esquinas Blancas

Entre los depósitos de edad holocena se considera relevante citar por su valor arqueológico a la Formación Esquinas Blancas (Fernández, 1973; Fernández, 1983). La misma fue descrita en la localidad homónima, en el km 1319 del ex-FCGB. Debido a la escala esta unidad no está representada en el mapa.

La secuencia es granodecreciente y está compuesta por areniscas, pelitas y turba, donde se identifican niveles de paleosuelos. Los depósitos aterrazados muestran barrancas de hasta 15 m sobre el río Grande, que se distinguen por los contrastantes tonos rojizo-amarillentos, entre los cuales se destaca el negro grisáceo de las turberas. Esta formación de ambiente palustre contiene material lítico de industria humana del pre-cerámico argentino (Fernández, 1973). Una datación por método de C14 señala una edad de 8628 ± 330 años (aproximadamente 6000 años AC, Fernández, 1973). Es probable que esta unidad muestre un registro completo del Holoceno y que en parte su base sea de edad pleistocena (Fernández, 1983).

3. TECTÓNICA

El grado de conocimiento sobre los aspectos estructurales en el área abarcada por la Hoja La Quiaca presenta un marcado desfase entre lo que atañe a la tectónica preandina y lo referido a la evolución de los Andes desde el inicio del Cenozoico.

La necesidad de YPF durante las décadas pasadas de encontrar nuevas reservas de hidrocarburos condujo a la realización de trabajos de prospección en diversas comarcas dentro del ámbito de la Hoja, entre las que se destacan los alrededores de Tres Cruces (Boll y Hernández, 1986), Yavi (Bianucci *et al.*, 1987) y las Sierras Subandinas (Aramayo Flores, 1989; Starck *et al.*, 1992a; Starck y Schulz, 1996; Hernández *et al.*, 1996).

Mientras que la mayoría de los estudios tienden a profundizar el conocimiento sobre la evolución y reconstrucción de las estructuras modernas, son muy escasos los trabajos orientados a describir e interpretar la estructura preandina.

El área cartografiada presenta registros estructurales que pertenecen a diferentes episodios tectónicos sobreimpuestos. Los de mayor magnitud corresponden a la fase Tilcárica (final del ciclo Panamericano en el Cámbrico inferior), a la fase Oclóyica (a fines del Ordovícico), al desarrollo del rift cretácico y a la tectónica andina (Cenozoico).

En el Paleozoico superior (Carbonífero inferior) se registró una discordancia regional erosiva y de escasa angularidad (Aramayo Flores, 1989; Díaz *et al.* 1996, Starck *et al.*, 1992a) asignada a la fase Chánica (Azcuay y Caminos, 1986) que, si bien indica basculamientos suaves, no refleja una tectónica de magnitud importante entre las distintas unidades aflorantes en la región.

Los perfiles transversales A-A' y B-B' y el esquema tectónico adjuntos al mapa geológico, sintetizan las fases diastróficas y los estilos dominantes en la región.

3.1. TECTÓNICA NEOPROTEROZOICA - PALEOZOICA

FASE TILCÁRICA

La tectónica prepaleozoica está registrada en las rocas de la Formación Puncoviscana, aflorantes entre las sierras de Santa Victoria y de los Cinco Pinachos.

El cierre de la cuenca Puncoviscana se produjo durante la fase Tilcárica, entre los 600 y 540 Ma, con la formación de un orógeno que, a escala regional, exhibe en su franja este plegamientos y sobrecorrimientos propios de un cinturón plegado de lámina fina (Turner y Méndez, 1975; Omarini *et al.* 1993).

La faja aflorante de la Formación Puncoviscana en el área estudiada forma parte de la Unidad Oriental (Mon y Hongn, 1989), caracterizada por la presencia de pliegues apretados de rumbo N-S y buzamiento leve hacia el norte (Hongn, 1992), con planos axiales verticales o de alta inclinación al oeste.

Las estructuras mayores están acompañadas de un clivaje de plano axial continuo en las pelitas y espaciado en los bancos de grauvacas, con rumbo dominante N-S y altas inclinaciones hacia el oeste (Hongn, 1992).

Superpuesto a la estructura principal se registra una segunda deformación caracterizada por pliegues abiertos acompañados de clivaje espaciado con rumbo NO-SE e inclinado hacia el SO (Hongn, 1992).

En el mapa geológico la deformación tilcárica está representada por ejes de pliegues apretados de orientación NNE-SSO, algunos de los cuales inclinan hacia el norte.

La relación de la Formación Puncoviscana con las sedimentitas cámbricas del Grupo Mesón es de una marcada discordancia angular observada en los alrededores de Matancillas, sobre la quebrada del río Iruya.

FASE OCLÓYICA

Durante el ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1981) comprendido entre las fases Tilcárica (Cámbrico inferior) y Cháñica (Devónico inferior), se produjo en el Asghill un evento tectónico mayor conocido como fase Oclóyica (Turner y Méndez, 1975).

Los movimientos oclóyicos produjeron pliegues y clivaje de plano axial sobre las sedimentitas ordovícicas (Mon y Hongn 1987; Hongn, 1992) y el desarrollo de cabalgamientos en la Puna y en la "proto cordillera Oriental" como consecuencia de un proceso de colisión (Ramos, 1986).

Observaciones realizadas en el cordón de Escaya ponen en evidencia que las rocas ígneas del Complejo Magmático-Sedimentario Cochino-Escaya (denominado también como Faja Eruptiva) fueron deformadas por la fase Oclóyica junto con las sedimentitas ordovícicas (Hongn, 1994).

La vergencia de la tectónica oclóyica no fue definida por los estudios realizados hasta el presente. No obstante, las estructuras analizadas en el cordón de Escaya indican un sentido hacia el oeste (Hongn, 1992) tal como ocurre en general en la Puna de Salta y Catamarca.

Las cuarcitas del Grupo Mesón poseen menor grado de deformación que las sedimentitas del Grupo Santa Victoria. Este hecho es atribuible a diferencias de competencia entre las unidades o a que el contacto entre ambos constituyó un nivel de despegue generando mayor deformación en el bloque colgante.

Las estructuras oclóyicas presentan más deformación en la sierra de Cochino y en el cordón de Escaya que en el borde este de la Cordillera Oriental (Hongn, 1992).

Mientras que en las primeras se desarrolló clivaje de plano axial y pliegues apretados con planos axiales subverticales, en el borde oriental las sedimentitas

no exhiben clivaje y están separadas de las unidades paleozoicas suprayacentes por una suave discordancia angular (Hongn, 1992).

La zona de transición se encuentra en la sierra de Santa Victoria, donde los afloramientos de las sedimentitas ordovícicas documentan en forma más o menos continua las variaciones laterales en la intensidad de deformación.

La anisotropía marcada en las rocas ordovícicas debido a variaciones en la deformación, influyó en el posterior desarrollo de la tectónica andina. Así, mientras en el cordón de Escaya el Ordovícico se comportó como un bloque rígido, hacia el este, donde la deformación oclóyica fue menos intensa, las sedimentitas ordovícicas actuaron como unidades de la cobertura, con superficies de despegue en su interior (Hongn, 1992). Observaciones similares fueron realizadas por Kley (1993) en el sur de Bolivia.

FASE CHÁÑICA

Como consecuencia del desarrollo y propagación del frente orogénico oclóyico, se produjo la migración de los depocentros y áreas de mayor subsidencia de la cuenca siluro-devónica hacia el nordeste, en el ámbito de las Sierras Subandinas (Díaz *et al.*, 1996).

La fase Cháñica separa la cuenca siluro-devónica de la cubierta carbonífero-pérmica, por medio de una discordancia con angularidad suave registrada en las Sierras Subandinas (Starck *et al.*, 1992).

La tectónica correspondiente a esta fase provocó el basculamiento de los sedimentos precarboníferos y la profundización y resedimentación de la cuenca carbonífera, debido al aumento de subsidencia y de la tasa de sedimentación producidos como consecuencia del apilamiento tectónico en el frente de deformación (Díaz *et al.*, 1996).

3.2. TECTÓNICA CRETÁCICA

Durante el Cretácico se formó un rift intracratónico (Grier *et al.*, 1991), con la depositación de las sedimentitas continentales del Grupo Salta, la implantación de cuerpos subvolcánicos alcalinos como el de Hornillos en el ámbito de la Hoja, cuerpos graníticos como los de Aguilar y Tusaquillas, ubicados al sudoeste del área de trabajo, y la extrusión de basaltos registrados en distintas partes de la Subcuenca de Tres Cruces (Rubiolo, 1992).

La tectónica distensiva cretácica produjo una estructuración de fallas directas de alto ángulo en un

sistema de semigrábenes durante la etapa de apertura. Esta etapa corresponde al desarrollo del rift mecánico, con una cinemática controlada por esfuerzos tensionales. El subgrupo Pirgua, integrado por depósitos de abanicos aluviales y depósitos fluviales, constituye la respuesta sedimentaria del rift mecánico.

Durante el período de postrift sobrevino una etapa gobernada por la subsidencia térmica, cuyo registro sedimentario está representado por las unidades integrantes de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, que traslapan los depósitos del Subgrupo Pírgua.

La configuración estructural de la tectónica andina estuvo condicionada por el diseño y la distribución de las estructuras del rift en las partes donde éste se habría conformado.

El diseño del rift cretácico, estructurado con rumbos variables y con discontinuidades estructurales y litológicas abruptas, se reactivó mediante cabalgamientos de los potentes rellenos de los semigrábenes sobre rampas laterales frontales u oblicuas, formando estructuras transversales al rumbo andino regional. Estas características estructurales se observan en el área de Tres Cruces, donde los depósitos del Grupo Salta adquieren mayor desarrollo.

Al este de la sierra Santa Victoria y en el cierre sur del sinclinal de Limoncito se advierten fallas directas cortadas y reactivadas en algunos tramos como remanentes de la tectónica extensional cretácica (véase perfiles AA' y BB' y mapa geológico).

3.3. TECTÓNICA ANDINA

La tectónica andina está representada por un sistema de estructuras de rumbo regional N-S en las sierras de Cochinoca y Tres Cruces, que varían su rumbo a una posición NNE-SSO en el sector oriental de la Hoja.

Los cordones montañosos de la Puna y Cordillera Oriental, en su mayoría flanqueados por fallas inversas, fueron tradicionalmente interpretados como producto de una tectónica esencialmente vertical o "tectónica de bloques" caracterizada por fallamiento inverso de alto ángulo.

Los trabajos de Bianucci *et al.* (1987) en el sector de Yavi y de Boll y Hernández (1986) en Tres Cruces, muestran fallas lítricas y de rampas y planos dispuestas en láminas y abanicos imbricados.

La ampliación de información del subsuelo y la aplicación de modelos de deformación orogénica actualizados, condujo a reinterpretar las estructuras de la Cordillera Oriental y de las Sierras Subandinas

como partes de una faja plegada de antepaís con superficie de despegue en el basamento (faja plegada de lámina gruesa) y en la cobertura (faja plegada de lámina fina) respectivamente (Rubiolo, 1999).

Deformación andina en la Cordillera Oriental

El estilo tectónico y la familia estructural que identifican a la Cordillera Oriental, fueron en parte controlados por las fases tectónicas previas y por las características mecánicas de la sucesión estratigráfica dominante en el área.

La columna estratigráfica está integrada por metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana, areniscas cuarcíticas y pelitas del Grupo Mesón, pelitas y areniscas del Grupo Santa Victoria, areniscas y margas del Grupo Salta y sedimentitas epiclásticas cenozoicas.

El estilo deformacional consiste en una sucesión de láminas de corrimientos desarrolladas por un empuje tectónico de orientación oeste-este. La vergencia dominante es hacia el este, aunque a diferencia con las Sierras Subandinas, en la Cordillera Oriental son frecuentes las estructuras con vergencia hacia el oeste.

Las fallas inversas de bajo ángulo con vergencia oriental son las que transmiten los mayores acortamientos. Presentan en general geometría lítrica controlada por anisotropías estratigráficas y elevan la sierra de Santa Victoria.

Las fallas inversas con vergencia occidental son estructuras locales interpretadas como retrocorrimientos o fallas fuera de secuencia, solidarias con la vergencia regional andina. Dentro de este tipo de fallamiento se encuentran en la Hoja, la falla occidental del cordón de Escaya y la falla Cinco Pinachos, entre otras.

Las secciones balanceadas especulativas AA' y BB' muestran la superficie de despegue principal en el basamento precámbrico, a una profundidad aproximada entre 15 y 20 kilómetros. Esta profundidad del despegue es coincidente con la obtenida en perfiles realizados por Kley (1993), Cladouhos *et al.* (1994), Mingramm *et al.* (1979) y Allmendinger y Zapata (1996) en secciones vecinas.

Los grandes sobrecorrimientos de láminas se producen a lo largo de fallas que poseen alto ángulo en superficie y que se suavizan hasta horizontalizarse en profundidad (Aramayo Flores, 1989; Bianucci *et al.*, 1987).

La tectónica andina comenzó su actividad en el norte argentino a partir del Mioceno medio a tardío.

Entre los 20 y 22 Ma se iniciaron los cabalgamientos transmitiendo su acortamiento de oeste a este dentro de la Cordillera Oriental.

A partir del Mioceno superior, los esfuerzos generados por el empuje de la Cordillera Oriental hacia el este produjeron una tectónica de cobertura, con despegues que desvincularon el basamento de la deformación y desarrollaron el Cinturón Plegado Subandino.

La superficie de erosión San Juan de Oro, integrada por pedimentos e ignimbritas no deformadas, constituye un excelente nivel de referencia temporal que registra el fin de la elevación del Altiplano boliviano y de la Puna argentina y el inicio de la estructuración de las fajas plegadas ubicadas al este (Gubbels *et al.*, 1993).

En coincidencia con trazas de fallas inversas como la falla Yavi y otra falla que se halla al oeste de Yavi, Cladouhos (1993) registró la presencia de escarpas de fallas directas sobre la superficie de San Juan de Oro. Esta reactivación pliocuaternaria fue interpretada por el autor como producto de desplazamientos de rumbo oblicuo dextral sobre la base de medición de estrías, y correspondería a los últimos movimientos tectónicos registrados en esta parte de la Puna.

Entre las fallas reactivadas se distinguen fallas directas cretácicas, con rumbo meridiano, que delimitan pliegues de relativamente corta extensión longitudinal interrumpidos por rampas laterales, y fallas inversas oclóyicas con vergencia hacia el oeste, éstas en algunos casos reactivadas por la tectónica andina.

Las estructuras que involucran estratos cretácicos como en el sector de Tres Cruces, se diferencian del resto en la discontinuidad longitudinal de los ejes y fallas. Los ejes de los pliegues son en su mayoría de corta extensión y buzantes formando en muchos casos braquianticlinales. Las fracturas se interrumpen en tramos cortos y presentan en conjunto rumbos NE-SO cruzados en más de 20° con respecto al rumbo regional.

Boll y Hernández (1986) distinguieron, en el área de Tres Cruces, una asociación estructural integrada por fallas inversas de bajo ángulo con vergencia oriental, fallas inversas de bajo ángulo con vergencia occidental, pliegues concéntricos asociados a despegues y fallas inversas subtransversales vinculadas a lineamientos regionales.

Los pliegues son en general del tipo isópacos, producidos por mecanismos de flexión o de propagación de fallas en respuesta al desplazamiento de bloques a lo largo de superficies lístrica o en rampas.

En las cercanías de Tres Cruces se observaron estructuras de despegue basal (*detachment*) con desarrollo de sinclinales suaves y espaciados y anticlinales simétricos y apretados, que en algunos casos están fallados en el núcleo.

La presencia de basamento precámbrico aflorante en el contrafuerte oriental de la Cordillera Oriental revela el nivel de despegue más profundo del corrimiento responsable de la mayor deformación y acortamiento de la Cordillera Oriental.

Los corrimientos con fallas de bajo ángulo transmiten su empuje hacia el este por medio de dos rampas que elevan la superficie de despegue desde el basamento precámbrico hasta niveles del Grupo Santa Victoria y del Paleozoico superior (véase perfiles AA' y BB').

Los saltos producidos por dichas rampas generaron plegamientos por flexión de falla de escala regional que configuran la Cordillera Oriental, y en donde el límite con las Sierras Subandinas corresponde a la anteinclinación formada por el homoclinal de la sierra de los Cinco Pinachos (Starck y Schulz, 1996).

En los perfiles geológicos AA' y BB' se observa que a partir de las superficies de despegues se producen fallas fuera de secuencia y reactivaciones que enmascaran los dos cabalgamientos principales.

El resalto topográfico entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, de más de 1000 m, y entre las Cordillera Oriental y la Puna, de aproximadamente 500 m, refleja la anteinclinación y la retroinclinación respectivamente del megaanticlinal de la Cordillera Oriental (Starck y Schulz, 1996).

La falla con vergencia hacia el oeste que repite la secuencia siluro-devónica en la sierra de los Cinco Pinachos es un retrocorrimiento desarrollado a partir de la rampa de pared colgante del cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre las Sierras Subandinas.

Este retrocorrimiento absorbe parte del acortamiento que la Cordillera Oriental transmite a las Sierras Subandinas, estimado por Starck *et al.* (1996) en 60 kilómetros.

Desde la falla Cinco Pinachos hacia el este, ya dentro de las Sierras Subandinas, el basamento estratigráfico se comportó en forma pasiva y los corrimientos se desarrollaron aprovechando niveles incompetentes del Paleozoico como superficies de despegues.

Deformación andina en las Sierras Subandinas

Las Sierras Subandinas, en el área estudiada, se destacan por la presencia de corrimientos desplazados hacia el este, con despegues en secuencias paleozoicas.

El límite entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas marca el cambio de estilo de faja plegada de lámina gruesa a lámina fina, lo que implica una transferencia de niveles de despegues del basamento estratigráfico a la cobertura.

Mientras que en Bolivia este límite está dado por una falla emergente que corresponde al Cabalgamiento Andino Principal (Sempere *et al.*, 1988), en el lado argentino este cabalgamiento está expresado por la flexión de fallas en rampas que elevan la sierra de Santa Victoria sin llegar a la superficie.

Las estructuras de Emborozú, Peñas Blancas, Las Pavas, Pescado, Simbolar y Pintascayo, representadas en el esquema tectónico, configuran el sistema de fajas plegadas subandinas que abarca la Hoja La Quiaca.

Hernández *et al.* (1996) definen el "Tren Estructural La Pava-Pescado" compuesto por el anticlinal de La Pava con núcleo de sedimentitas devónicas sobrepuesto por medio de la falla Pescado por encima de los depósitos terciarios que forman parte del anticlinal Simbolar. La edad de esta estructura fue estimada en menos de 2 Ma, sobre la base de los sedimentos involucrados por debajo de la falla.

La presencia de aproximadamente 7500 m de espesor de sedimentitas pertenecientes al Paleozoico superior dispuestas en una alternancia de estratos rígidos y dúctiles potentes, favoreció el desarrollo de despegues y corrimientos que caracterizan el cinturón plegado subandino.

La Formación Los Monos, integrada por pelitas y lutitas, constituye el nivel de despegue principal a partir del cual evolucionaron los diferentes trenes estructurales subandinos (Aramayo Flores, 1989).

A la altura de la cuenca del río Iruya, el ascenso de la Cordillera Oriental se produjo a partir de los 11,4 Ma por medio de un gran plano de despegue con un retrocorrimiento en su frente (Hernández *et al.*, 1996).

A los 8,5 Ma se registran evidencias del inicio de la sedimentación del Grupo Orán como respuesta sinsedimentaria a la elevación del anticlinal de Cinco Pinachos y se interrumpe el aporte

sedimentario proveniente de la Cordillera Oriental. El frente Subandino continuó su desarrollo hacia el este con el levantamiento de la sierra del Pescado, entre los 6,9 y 1,8 Ma (Hernández *et al.*, 1996) y con la formación de anticlinales orientados en posición norte sur, fallados en su flanco oriental.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. FISIOGRAFÍA Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En la Hoja La Quiaca se destacan tres grandes unidades morfoestructurales: Puna, que se extiende al oeste de la sierra de Santa Victoria; Cordillera Oriental, que involucra aquí a la sierra de Santa Victoria, y Sierras Subandinas, que se extiende al este de la sierra de los Cinco Pinachos.

PUNA

La Puna se caracteriza por la presencia de cordones montañosos submeridionales, que bordean amplias depresiones. Así, el cordón de Escaya- sierra de Cochinoquita limita por el este al bolsón de Pozuelos, donde se encuentra la laguna homónima, centro de una cuenca endorreica que constituye el mayor espejo de agua de la región. Entre dicho sistema montañoso y la sierra de Santa Victoria se desarrollan dos depresiones: al sur, la cuenca endorreica que recorre el río Miraflores, y por el norte, la cuenca exorreica que, separada de la anterior por el umbral tectónico de Pumahuasi, se halla surcada por arroyos menores tributarios del río La Quiaca, colector principal ubicado en territorio boliviano, que es además afluente del río Pilcomayo.

El cordón de Escaya y la sierra de Cochinoquita alcanzan los 4450 m de altura (cerro Tacanaite, 4436 m; cerro Escaya, 4454 m; cerro Cóndor, 4392 m). En la sierra del norte de Tres Cruces se destacan los cerros Morado (4336 m), Chuschayo (4135 m) y Pumahuasi (3920 m). Las planicies adyacentes y playas, de mayor extensión areal, se extienden entre los 3500 y 3800 metros de altura sobre el nivel del mar.

En las depresiones de Pozuelos y Miraflores, los arroyos que recorren las bajadas lo hacen por lechos anchos, gravoso-arenosos en su mayoría; su profundización no supera los 10 m en la zona adyacente a los cordones y disminuye hacia su desembo-

cadura en las playas, donde los cursos de agua divagan casi superficialmente o desaparecen.

El régimen de lluvias es casi exclusivamente estival; las precipitaciones disminuyen de E a O desde 380 mm anuales en la zona de La Quiaca hasta 280 mm en el área de Pozuelos. La temperatura media anual de la región es de aproximadamente 6° C.

CORDILLERA ORIENTAL

La Cordillera Oriental, representada por la sierra de Santa Victoria, se eleva abruptamente sobre la Puna hasta alcanzar los 5000 m (cerro Fundición, 5055 m, cerro Azul Casa, 5015 m). Desde allí, la altitud disminuye paulatinamente hacia el este hasta alcanzar los 1300-1600 metros.

La gran disección fluvial constituye uno de los rasgos más distintivos de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Los ríos Iruya, Pescado, Porongal, Baritú, Lipeo y Santa Victoria drenan hacia el este y son tributarios del Bermejo; se hallan encajonados hasta 1000 m en la sierra de Santa Victoria, lo cual determina las grandes pendientes de sus laderas; hacia el este disminuye notablemente el relieve relativo y la abruptuosidad del mismo. La densa red de drenaje, así como la vegetación de tipo selvática que se desarrolla hasta los 1800 m de altura, son consecuencia de las copiosas lluvias orográficas predominantemente estivales (2000 mm anuales); las que disminuyen hacia el oeste hasta alcanzar los 400 mm en la vertiente oriental del cordón principal de la sierra de Santa Victoria.

Los depósitos aluvio-coluviales y glaciales de la sierra de Santa Victoria podrían ser contemporáneos con los ubicados al oeste de dicha sierra, hallándose inclusive a cotas semejantes, entre los 4000 y 4400 metros. Las rocas cámbricas permanecieron emergidas sobre esta superficie (alcanzan los 5000 m), por lo cual se impuso en ellas la actividad glaciaria de la cual hoy se conservan numerosas geofformas relicticas, tanto de erosión como de acumulación.

SIERRAS SUBANDINAS

La morfología de las Sierras Subandinas está determinada por un importante control estructural. El desarrollo de elongados anticlinales y sinclinales de dirección submeridiana afectados por sobrecoorrimientos laminares de cobertura, más la alternancia en dichas estructuras de rocas sedimentarias que

ofrecen distinta resistencia a la erosión fluvial, determinan un relieve donde se suceden valles estructurales y crestas de sentido N- S, con lo cual la red de drenaje se halla controlada principalmente por la estructura y la estratificación de las unidades litológicas. Esto es especialmente notable donde la red fluvial atraviesa las rocas paleozoicas y triásicas que constituyen los flancos del sinclinal de la serranía de las Pavas o en la sierra de los Cinco Pinachos. En cambio, la red de drenaje pierde regularidad al atravesar la secuencia del Terciario Subandino. Aquí profundiza el antiguo nivel pedemontano e inclusive también las extensas planicies aluviales de los ríos Iruya, Piedras, Cañas, Simbolar y Pescado.

4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOMÓRFICAS

Antigua planicie aluvial pedemontana

Abarca la cuenca ubicada entre el cordón de Escaya y el cordón principal de la sierra de Santa Victoria y el sector norte del mismo. Constituye una antigua planicie aluvial con pendiente al nordeste y noroeste, conforme al antiguo depocentro de la cuenca.

Presenta remanentes rocosos que sobresalen de dicha superficie dado que no fueron cubiertos por aquel evento de relleno, como por ejemplo el cordón de los Siete Hermanos. Los depósitos cercanos al antiguo centro de la cuenca, en el sector norte, alcanzan los 100 metros de espesor, mientras que hacia el sur, en el borde de cuenca, la cobertura se adelgaza hasta casi desaparecer y quedan al descubierto el Ordovícico y el Terciario inferior (cercañas de Potrero de la Puna y Abra Cortaderas).

Los depósitos son materiales aluviales (rodados, arenas, limos y arcillas) y lagunares, tobas y turbas; poseen superficialmente mantos de tosca y en profundidad, enriquecimiento en arcillas. Ambos factores permiten inferir que se trata de una superficie antigua, en la cual las condiciones paleoclimáticas de mayor humedad dejaron su impronta; además, es afuncional desde el punto de vista de la dinámica fluvial actual, dada la disección lineal aunque poco profunda que en general presentan estos materiales.

Los sedimentos se hallan en un plano de continuidad morfológica con los remanentes de las cubiertas sedimentarias ubicadas sobre el cordón de

Escaya y la sierra de Cochinoca; también son semejantes a los caracterizados como Remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana, y muestran en general similitud composicional con los depósitos adyacentes al arroyo de la Cueva y al río Grande, aunque éstos se encuentran a una cota inferior.

Se considera que esta geoforma se originó en el Plio-Pleistoceno.

Antiguo piedemonte interserrano

Se desarrolla en los valles longitudinales del SO de la sierra de Santa Victoria. Los sedimentos que rellenan dichos valles son semejantes a los de la Antigua planicie aluvial pedemontana, pero en su composición, es más importante la participación de depósitos de remoción en masa, de sedimentos glacifluviales y turbas. Se hallan disectados por la profundización del arroyo de la Cueva y del río Grande y sus afluentes. Esta profundidad no supera los 50 metros desde el tope de estas terrazas hasta los lechos ordinarios actuales.

Esta zona, aún no capturada por la red de drenaje del Bermejo pero sí por la del río Grande, se constituye en un vestigio de lo que debió ser morfológicamente toda la franja occidental de la unidad Sierra de Santa Victoria.

Su edad sería plio-pleistocena.

Remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana

Remanentes de una antigua planicie aluvial pedemontana se hallan en la sierra de Santa Victoria, así como también en el ámbito puneño. En la primera, algunos interfluvios exhiben una capa subhorizontal o plana de rodados poco cementados de matriz arenosa, con buen grado de redondeamiento y esfericidad. El grado de madurez de estos rodados sugiere un prolongado transporte de tipo fluvial, lo cual sumado a su presencia en sectores cercanos a las cumbres (4200 metros), sería indicio de un antiguo evento de erosión-acumulación desarrollado en el Plio-Pleistoceno, anterior a la formación de los profundos valles actuales.

En la mayoría de los casos, estos depósitos se adosan a cerros más elevados que constituyen en su mayoría afloramientos de areniscas silicificadas del Grupo Mesón, los cuales revelan rasgos de acción glaciaria, tanto formas de erosión como de acumu-

lación. Los depósitos de origen glacial o glacifluvial también son parte de estos remanentes sedimentarios “planos” y “altos” de erosión. La regularidad de estas superficies, así como también su desarrollo a una cota aproximadamente constante, permite pensar en una antigua superficie de erosión pre-pliocena, luego cubierta. Dicha superficie bisela regularmente la variada litología y su imbricada estructura.

Esta unidad posiblemente haya formado parte de un gran evento de “nivelación de cuencas”, de tipo regional; en este sentido, similares procesos habrían dejado su impronta en la unidad Antigua planicie aluvial pedemontana de la Puna; no obstante, se ha discriminado como unidad considerando su carácter de remanente “alto”, es decir constituyendo actualmente interfluvios planos y subhorizontales limitados por profundos valles.

Los depósitos ubicados tanto sobre el cordón de Escaya y la sierra de Cochinoca, como los que cubren la sierra de Aguilar, presentan gran semejanza composicional y morfológica con los considerados anteriormente. Componen depósitos aluviales que cubren “antiguas superficies de aplanamiento”, labradas en este caso sobre rocas ordovícicas exclusivamente; a partir de ella se sobreelevan inclusive remanentes de erosión rocosos; en el borde oriental del cordón de Escaya-sierra de Cochinoca, estos depósitos se encuentran en un plano de continuidad morfológica con los depósitos aluviales de las bajadas contiguas a la sierra, como ya se ha mencionado. Un ejemplo muy claro lo constituye el gran abanico aluvial ubicado al noroeste de Abra Pampa. Probablemente gran parte del material aluvial haya cubierto en *on lap* los afloramientos marginales anteriormente arrasados. El contacto occidental de esta sierra con la bajada contigua, es en cambio una escarpa de falla que lo convierte en abrupto y rectilíneo. El basamento se halla elevado, razón por la cual los ríos fluyen encajonados en valles predominantemente rocosos, separados por amplios interfluvios donde, en parte, todavía se mantienen restos de aquella antigua cubierta aluvial.

Sobre la sierra de Aguilar se conservan claramente en la margen oriental, mientras en el sector occidental de la misma, desprovisto ya de dicha cubierta sedimentaria, puede reconstruirse aún aquella superficie de erosión. Los sedimentos son removilizados de las partes altas de los cordones montañosos por la acción fluvial y por los procesos de remoción en masa.

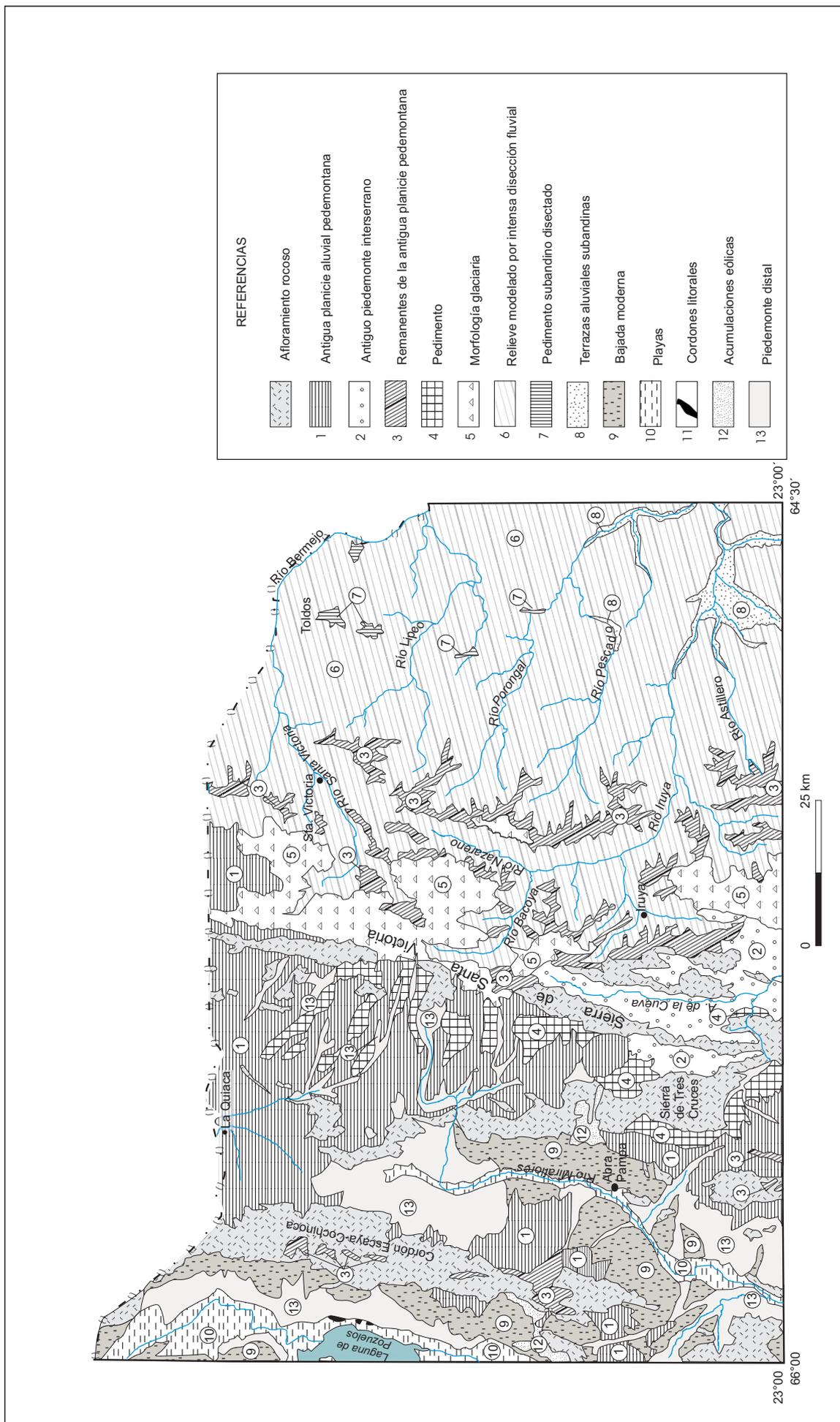


Figura 2: Esquema geomorfológico de la Hoja La Quiaca

Pedimentos

Se desarrollan tanto sobre los materiales de la bajada plio-pleistocena adosada a la sierra de Santa Victoria, por el norte, como sobre los estratos del Terciario inferior y del Cretácico, por el sur (al sur del río Grande y en cercanías de Potrero de la Puna y Rumicruz). Conforman verdaderas superficies de erosión; en algunas zonas es visible material en tránsito, de alrededor de un metro de espesor, principalmente donde esta superficie está siendo profundizada a causa de la captura de esta cuenca por el sistema del río Miraflores.

La edad de estas superficies de erosión sería plio-pleistocena.

Morfología glaciaria y periglaciaria

La Puna argentina no ha sido escenario generalizado de glaciación. Las acciones criogénicas que la afectaron se expresan en una densa masa detrítica que cubre el relieve en gran medida, y se manifiesta en pendientes con evidencias de soliflucción afuncionales y también en turberas fósiles. Otros rasgos periglaciarios presentes, por ejemplo en la depresión de Pozuelos, son estructuras originadas por cuñas de hielo, lóbulos de soliflucción desecados, microformas almohadilladas y depósitos de lagunas someras, entre otros (Igarzábal, 1978).

En la Cordillera Oriental, los glaciares de circo se impusieron a lo largo del cordón occidental de la sierra de Santa Victoria (Foto 13) y también en los alrededores de los cerros Morado, Bayo, Pelado, Fundición y Campanario, por encima de los 4200 metros, probablemente durante el Plio-Pleistoceno.

Actualmente la actividad glaciaria puede considerarse nula. Las cabeceras de los circos frecuentemente se hallan unidas por crestas dentadas. Los circos mantienen prácticamente intactas sus formas originales, mientras que las artesas se hallan modificadas por procesos glacifluviales y fluviales posteriores a la glaciación (Foto 14). Las partes medias de las artesas presentan un perfil compuesto, con la parte superior en U y la inferior en V, mientras el tramo inferior se halla totalmente modificado por la acción fluvial y los procesos de remoción en masa, que borraron los rasgos glaciarios primitivos.

Comúnmente las partes proximales de las morenas están cubiertas por una espesa acumulación clástica de bloques angulosos procedentes de las paredes del circo; estos detritos, así como los restos de las morenas, son incorporados por las nacientes de

los ríos al sistema hídrico, contribuyendo con carga sólida a los mismos o a alimentar los procesos de remoción en masa.

Relieve modelado por intensa disección fluvial

Como ha sido mencionado, la unidad Sierra de Santa Victoria presenta una intensa disección fluvial. Los interfluvios están constituidos en su mayoría por divisorias de aguas relativamente agudas, salvo las áreas cubiertas por los remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana; las laderas de esta unidad poseen grandes pendientes debido a la profundización fluvial mencionada.

Los perfiles longitudinales de los valles más importantes exhiben escasa incisión en las nacientes, donde los ríos alcanzan en algunos casos aquella superficie originaria (plana y alta) de erosión-acumulación; hacia sus cursos medios, profundizaron sus propios depósitos, testimoniando por lo menos un gran evento de relleno de los valles; los abanicos aluviales que convergieron hacia el antiguo lecho se conservan actualmente aproximadamente a 400 metros por encima de los actuales cursos. Estos remanentes han sido denominados 'terrazza alta', y se hallan bien definidos entre Iruya e Higuera, por ejemplo. Los ríos Nazareno, Bacoya e Iruya han cortado totalmente estos depósitos en sus tramos medios e inferiores, por lo cual sus lechos se emplazan sobre roca; también presentan la mencionada "terrazza alta" (Menéndez y Viera, 1981), y aguas arriba, los tramos superiores aún se hallan erosionando sus propios depósitos, como se puede observar entre la localidad de Iruya y Coranzulí.

A pocos metros por encima de los lechos actuales se encuentran numerosos abanicos y antiguos lechos fluviales aterrazados, los cuales constituyen en conjunto lo que ha sido denominado 'terrazza baja' (Menéndez y Viera, 1981).

El perfil transversal de los valles principales muestra un notable aumento de la pendiente en su parte inferior; estos perfiles de 'valle en valle' (la V inferior es más aguda) evidencian el rejuvenecimiento erosivo que ocurre, inclusive actualmente, en esta zona. El material producido por meteorización física de las rocas aflorantes es acumulado al pie de las laderas en forma de conos de talud. El reptaje de detritos rocosos en general, tanto de los producidos por meteorización física como de los rodados de la 'terrazza alta' y de la 'superficie de erosión-acumulación superior', es un efectivo acumulador de material; las



Foto 13: Morfología glaciar en la sierra de Santa Victoria (Azul Casa, Luluyayoc).



Foto 14: Morfología glaciar en las cumbres de la sierra de Santa Victoria (abra del Gobernador, próximo a Luluyayoc).

lluvias estivales saturan estas masas de detritos, las que son retiradas de las partes bajas de las pendientes en forma de torrentes de barro a través de cárcavas y quebradas mayores. Este tipo de flujos es de singular importancia en toda la región; los pobladores de Volcán Higuera, San Pedro, Tacupampa y los que se encuentran a lo largo de los afluentes de los ríos Iruya, Poscaya y Bacoya ven anualmente seriamente afectadas sus viviendas y dañados sus cultivos.

De esta forma, las planicies de inundación de los ríos troncales se componen de gravas, arenas y en menor cantidad de limos y arcillas; estos depósitos son el resultado de la removilización de los torrentes de barro, de los conos de talud y de los abanicos aluviales laterales llevada a cabo por los ríos.

En términos generales, el modelado actual de la región occidental de la unidad Sierra de Santa Victoria está determinado por:

- disección fluvial intensa debida a precipitaciones de 300 a 400 mm anuales concentradas durante el período estival y también a la gran pendiente regional O-E; por ejemplo, entre el cerro Mesón (4400 m) por el oeste y Matancillas (1200 m) por el este, hay un desnivel de 3200 metros en sólo 45 km de extensión;

- los detritos producidos por meteorización física de las rocas y la presencia de sedimentos incoherentes en niveles altos respecto del lecho actual de los ríos constituyen materiales anualmente arrastrados aguas abajo por procesos de remoción en masa, siendo los torrentes de barro los más importantes;

- suelos esqueléticos dominantes y vegetación de bajo porte o herbácea, lo cual no contribuye a la estabilización de las pendientes.

Hacia el este, si bien aumentan las precipitaciones, la erosión es contrarrestada por la cubierta predominantemente boscosa que contribuye a proteger el suelo. Sin embargo, las “corrientes terrosas”, es decir el material arcilloso o limoso saturado en agua se convierten en el proceso de remoción en masa predominante en esta región. Por ejemplo, la ladera sur del valle del río Astillero presenta superficies de bosque arrasado, atribuidas a este proceso.

Si bien los “remanentes de la antigua planicie aluvial pedemontana” que cubren la porción occidental de la unidad Sierra de Santa Victoria ya no se encuentran en la región oriental de la misma, aquí las agudas divisorias permiten reconstruir un plano inclinado hacia el este. Los ríos principales son transversales a la estructura (E- O) y también se hallan profundizando sus propios depósitos; sus tributarios no recorren por lo general direcciones definidas, salvo en algunos casos, donde controlados por la estructu-

ra drenan hacia el SE; este diseño de la red de drenaje cambia abruptamente al penetrar en la unidad Sierras Subandinas.

Se considera que esta geoforma se ha desarrollado entre el Plioceno y la actualidad.

Piedemonte subandino disectado

Constituyen extensas superficies de acumulación compuestas por conglomerados y fanglomerados en forma dominante; la tectónica moderna ha deformado estos depósitos subandinos, los que además se hallan disectados en forma lineal por una densa red de drenaje.

Su edad es pleistocena.

Terrazas aluviales subandinas

En el piedemonte subandino, atravesando las formaciones terciarias y pleistocenas, los ríos Iruya, Piedras, Cañas, Simbolar y Pescado, entre otros, habrían divagado por extensas planicies aluviales, en las que la incisión fluvial posterior permite observar perfiles del orden de los 80-100 metros. El material aluvial moderno tiene sólo un par de metros de espesor; estas terrazas se hallan compuestas superficialmente por gravas, arenas y limos loésicos, estos últimos originados por el transporte eólico proveniente del oeste de zonas sometidas a la acción glaciaria. Dichas terrazas se hallan altitudinalmente por debajo del piedemonte subandino y se originaron durante el Pleistoceno Holoceno.

Depósitos aluviales también son encontrados en el límite entre las unidades Sierra de Santa Victoria y Sierras Subandinas. Actualmente se hallan profundizados por los ríos Toldos, Baritú y Condado.

Bajada moderna

Los piedemontes de las cuencas de Pozuelos y Miraflores presentan bajadas que pueden dividirse por lo menos en tres sectores, según sus distintos grados de incisión fluvial: a) los adosados a los frentes serranos, descritos ya como Antigua planicie aluvial pedemontana; b) el Piedemonte distal y c) la Bajada moderna, comprendida genética y espacialmente entre ambas.

La Bajada moderna tiene una composición semejante a las otras dos unidades y altitudinalmente se halla en posición intermedia. A diferencia de los remanentes de la superficie más alta (y más antigua), los suelos de esta unidad no muestran enriquecimiento en arcillas o en carbonato de calcio en profundidad. La composición dominante es gravilla y

arena. Los cursos actuales que la atraviesan se encuentran a una profundidad de entre 1 y 10 metros. Su edad es pleistoceno-holocena.

Playas

-Depresión de Pozuelos

La playa es un piso lacustre abandonado, donde el espejo de agua se halla actualmente restringido a la laguna de Pozuelos. Los cordones litorales y los antiguos deltas constituyen las evidencias de períodos de mayor extensión areal de la misma (Igarzábal, 1978).

Las dos líneas de ribera antiguas se elevan una docena de metros desde el piso actual de la laguna; en algunas partes, el mismo ha quedado a la vista, asociado a rasgos tectónicos; escarpas de falla de hasta 4 metros marginan a la laguna por el este y por el sur, asociadas además en el primer caso a dos microescalones de 50 a 60 cm, lo cual evidencia episodios de movilidad tectónica muy reciente. Los aportes aluviales laterales posteriores complementan el perímetro de la laguna, suavizando la pendiente.

Los antiguos deltas presentan un perfil ligeramente convexo. Constituidos por limos arenosos, los ríos actuales se vienen encajonando en ellos sincrónicamente con la reducción de la laguna; estos depósitos poseen también un horizonte de carbonato de calcio de hasta 30 cm de espesor.

Las eflorescencias salinas se incrementan en las zonas de descarga de los arroyos actuales. Numerosas cubetas de decantación se encuentran en la playa; son somerísimas depresiones solamente anegadas en el período estival; el piso de las mismas son arcillas y limos que exhiben grietas de desecación durante la estación seca.

-Depresión de Miraflores

La parte más baja de este bolsón constituye una angosta franja de aproximadamente 2,5 km de ancho por 95 km de largo, de dirección submeridiana; se halla recorrida por el río Miraflores, quien incorpora material psamo-pelítico de sus afluentes. Esta superficie es plana y probablemente constituya una antigua planicie aluvial desproporcionada.

Edad: pleistoceno-holocena.

-Cordones litorales

Componen cordones alineados paralelamente al margen oriental de la laguna de Pozuelos; su com-

posición es areno-limosa, con abundante material organógeno y estructuras estromatolíticas. Se ubican sobre el material pelítico que constituyó la sedimentación de la laguna durante los períodos de mayor extensión de la misma. Dicho material se acuña hacia los cordones, ubicados a aproximadamente 20 metros por encima del nivel actual de la laguna (Igarzábal, 1984). La edad de estos depósitos es pleistoceno-holocena.

Acumulaciones eólicas

Están constituidas por campos de dunas y acumulaciones de arena informes desarrollados durante el Holoceno y hasta la actualidad. Son áreas desprovistas de vegetación originadas por el permanente aporte psamítico de las playas y abanicos aluviales. Las dunas conforman barjanes bien desarrollados, de 6 a 10 metros de altura y de 40 a 80 metros de largo, transversales a la dirección del viento (NO-SE); trepan frecuentemente los faldeos montañosos.

Piedemonte distal

Involucra los lechos ordinarios y de inundación de los ríos actuales y también los abanicos aluviales que aguas abajo a veces desarrollan. Éstos pueden poseer una marcada expresión topográfica o ser planos y de escaso espesor. Ambos encuentran su mayor expresión en las depresiones de Miraflores y Pozuelos, donde las masas de detritos invaden el piso de las cubetas.

Los lechos de los cursos actuales son anchos y planos. Durante las crecidas, los márgenes son socavadas y los detritos incorporados al curso de agua.

Frecuentemente presentan eflorescencias salinas y mantos de arena de origen eólico.

La edad de estas geoformas es holocena-actual.

4.3. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA Y EVOLUCIÓN DEL PAISAJE

La configuración tectónica de las provincias geológicas Puna y Cordillera Oriental habría concluido hacia el Mioceno superior (aproximadamente 10-8 Ma), cuando finaliza la fase compresiva Quéchuica. A partir de entonces, la deformación tectónica se desplaza hacia la zona subandina a través de cabalgamientos con vergencia al este; ello provoca un importante sollevamiento de la Puna y Cordillera Oriental, pero sin deformación tectónica local. Este sería el comienzo del desarrollo de las

cuenclas cerradas, alargadas meridionalmente, las cuales serían transportadas hacia el este en posición y dinámica de *piggy back*. En la zona subandina, la deformación empezó hace alrededor de 10 Ma (Herail *et al.*, 1994).

Para el Mioceno superior comienza entonces en la Puna y Cordillera Oriental el modelado del paisaje por los agentes exógenos a partir de auténticas láminas de corrimiento alóctonas y subalóctonas sobrecorridas mayoritariamente hacia el antepaís andino. Por lo menos, en la comarca entre Yavi y Abra Pampa, la presencia de láminas tectónicas comprendidas entre superficies de corrimientos la independiza de la familia estructural "Fallas inversas- tectónica de bloques" (Bianucci *et al.*, 1987).

Tanto los procesos de erosión como de acumulación habrían modelado dichas cuencas, nivelando el paisaje. En las zonas altas marginales, la erosión produjo extensas superficies a distintos niveles altimétricos; las zonas bajas fueron rellenadas quedando integradas de esta manera cuencas endorreicas independientes entre sí, asomando todavía en algunos casos afloramientos rocosos no cubiertos por aquel evento. La sedimentación pliocena fue en general de ambientes de escasa energía, de tipo lacustre, inclusive en los depocentros de estas cuencas, como ocurrió en los alrededores de Yavi. Probablemente para el límite Mioceno-Plioceno, muchas de ellas estarían ya en proceso de colmatación, cubriendo en *on lap* las superficies de erosión marginales, como se observa a lo largo del borde oriental de la sierra de Cochino- cordón de Escaya. La posterior captura de esta cuenca por el sistema del Pilcomayo, con la consecuente erosión retrocedente de tipo lineal, ha desactivado los procesos de acumulación sobre la mayor parte de esta superficie, lo que a la latitud de La Quiaca debe haber ocurrido durante el Pleistoceno; las bajadas de la cuenca del Miraflores y del bolsón de Pozuelos son aún sometidas a procesos de acumulación fluvial, por lo cual los sedimentos superficiales son más modernos que los de la cuenca considerada anteriormente.

En la Puna son evidentes las escarpas de falla modernas, de pocos metros de rechazo; se observan especialmente en las bajadas, donde por ejemplo la obturación del desagüe de los cursos por reactivaciones inversas forma lagunas alineadas como ocurre al oeste de La Quiaca; estos escalones son la manifestación en superficie de reacomodamientos de las láminas en profundidad.

La zona subandina se constituyó a partir del Mioceno superior en el sector proximal de la cuenca

de antepaís. La proximidad del frente orogénico determinó en la sedimentación una mayor participación de gravas, por lo cual los perfiles se constituyen en una gran secuencia granocreciente desde el Mioceno hasta el Pleistoceno. Esta misma secuencia fue posteriormente deformada por el avance del frente orogénico hacia el este.

Las cuencas cerradas de la Puna se extendían más al este de su límite actual, abarcando todo el sector occidental de la sierra de Santa Victoria. Probablemente durante el Plioceno, el margen oriental de esta unidad es capturado por el sistema del Bermejo. El continuo solevantamiento de esta región a raíz del salto de la deformación hacia el este (aproximadamente desde los 10 Ma), habría brindado el relieve relativo que posibilitó la profundización en alrededor de 1000 metros sobre aquella o aquellas cuencas.

El advenimiento en el Plio-Pleistoceno de períodos de enfriamiento global habría dado lugar al desarrollo de glaciares de circo en el cordón principal de la sierra de Santa Victoria. Los remanentes de erosión rocosos superaron altitudinalmente la línea de *nevèe*; la acción glacial dejó su impronta predominantemente sobre las areniscas cuarcíticas cámbricas, así como produjo en gran medida material por abrasión, que junto a los detritos generados in situ por las condiciones periglaciares rellenaron los profundos valles fluviales hasta conformar lo que actualmente se conserva como "terrazza alta".

Los depósitos loésicos ubicados al este estarían relacionados con aquel evento de enfriamiento global; en la Puna el ambiente periglacial habría sido dominante, lo que produjo parte de la masa detrítica que hoy todavía cubre los cordones montañosos.

Los alrededores del arroyo de la Cueva y del río Grande posiblemente hayan constituido también cuencas cerradas hasta ser integradas luego a la cuenca atlántica al ser capturadas por el río Grande. Esta zona no fue incidida todavía como el área capturada por el sistema del Bermejo; no obstante, se encuentra profundizada por la red de drenaje actual.

Probablemente eventos tectónicos posteriores (fase Diaguita?) habrían provocado un nuevo ascenso de la región; la incisión fluvial de alrededor de 400 m sobre la "terrazza alta" en la sierra de Santa Victoria probablemente sea la respuesta a la disponibilidad progresiva de un marcado relieve relativo. Esta interpretación sería mejorada si se pudieran acotar con mayor precisión los períodos de transición entre los cambios climáticos. Los eventos menores en cuanto a volúmenes de material transportados y depositados, como lo testimonian las "terra-

zas bajas” quizás sea más fácil de adjudicarlos a dichas variaciones. Sin duda los procesos de erosión fluvial y remoción en masa comandan aún hoy la evolución del paisaje en la sierra de Santa Victoria. En cambio, en las cuencas cerradas de la Puna domina la acumulación fluvial en los piedemontes, mientras la cuenca capturada por el sistema del Pilcomayo es incidiada por las cabeceras del mismo.

4.4. SUELOS

Según INTA (1990), los suelos dominantes en los piedemontes de los bolsones de Pozuelos y Miraflores son cambortidos típicos y cambortidos ustólicos, de perfil típico A1, B2, C; las playas presentan halacueptes típicos y fragiacuetes aéricos, quienes bordean los cuerpos de agua; su secuencia de horizontes típica es A1, A2, B2, B3x; en la base del solum la existencia de fragipanes evidencia la fluctuación de la capa freática.

En las bajadas y piedemontes más antiguos son dominantes los paleargides típicos y los paleargides petrocálcicos (A1, B2t, B3, II R y A1, B2t, B3, II Cca, respectivamente). Los horizontes argílicos y petrocálcicos suelen hallarse en la superficie debido a la erosión de los horizontes superiores.

Torrifluventes y ustifluventes típicos se encuentran en las planicies de inundación de los ríos y arroyos actuales. Presentan una sucesión de capas aluviales de espesor y textura variada. En los cordones montañosos alternan asomos rocosos con torriortentes líticos y típicos, y con criortentes líticos en las partes cuspidales. Estos últimos son dominantes arealmente a lo largo de la sierra de Santa Victoria; aquí, los depósitos aluvio-columiales que constituyen remanentes de erosión por encima de los 4000 metros soportan paleargides típicos. Estos suelos tienen similares características que los formados sobre el piedemonte ubicado al oeste de este cordón. Hacia el este, el incremento de las precipitaciones determina la presencia de haplumbreptes énticos y distrandepes líticos en las laderas empinadas; soportan vegetación selvática y pastizales de altura; sus perfiles característicos son O1, A, B2, R y O1, A1, R. Las llanuras y terrazas fluviales más orientales, como las de los ríos Iruya y Pescado, presentan argiustoles údicos y ustifluventes mólicos (A1, B2t, B3, C), y en zonas más restringidas, vinculadas a los ríos Lipeo y Baritú, se desarrollan además paleustoles údicos (A1, B1, B2t, B3, C). Son suelos formados sobre sedimentos loésicos, aluviales o eólicos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro geológico comienza en el Vendiano con la depositación de sedimentitas marinas (Formación Puncoviscana). Éstas fueron posteriormente plegadas, fracturadas e intruidas por granitoides (Formaciones Cañaní y Tipayoc). Estos procesos resultaron de la implantación de un arco magmático coincidente con la fase compresiva Tilcárica, la que originó el cierre de la cuenca. Hacia el Cámbrico medio sobrevino un período de erosión que labró una extensa superficie de denudación que afectó tanto a metasedimentitas como a granitoides. Este conjunto de eventos es conocido como ciclo Pampeano (Precámbrico superior - Cámbrico medio).

Posterior a la fase Tilcárica se establece un período de hundimiento durante el Cámbrico superior y Ordovícico inferior.

El mar cámbrico se desarrolla como una cuenca intracratónica poco profunda (Grupo Mesón) a partir de un proceso expansivo. Hacia finales del Cámbrico habrían actuado los movimientos de la fase Irúyica, la cual originó un período de erosión elaborando una superficie de discordancia. La cuenca se sumergió nuevamente y se depositaron los sedimentos ordovícicos correspondientes al Grupo Santa Victoria.

Al parecer durante el Cámbrico superior y el Tremadoc la comarca occidental de la Hoja (sierras de Escaya y Cochino) se habría comportado como área positiva, originándose en la actual sierra de Santa Victoria un depocentro de sedimentitas marinas (Formación Santa Rosita). Hacia el Arenig se produjo un máximo de la transgresión ordovícica que avanzó hacia el oeste (Formación Acoite). Para esta época se implanta un magmatismo en parte concomitante con la sedimentación en una cuenca de retroarco.

La elevación de la Cordillera Oriental durante el Ordovícico superior corresponde a la fase Oclóyica, la que originó un metamorfismo incipiente en la comarca al oeste de la Hoja. A esta fase se asigna la colisión del cratón pampeano del este con el cratón Arequipa-Antofalla del oeste. A partir de esta fase la Cordillera Oriental pasó a ser un área positiva, interrumpiéndose la sedimentación hasta el Cretácico.

En las Sierras Subandinas, en cambio, la fase Oclóyica consistió sólo en movimientos epirogénicos durante el Ordovícico superior. Así, los conglomerados basales de la Formación Mecoyita indicarían un período de inestabilidad y una respuesta lejana a la citada fase.

En las Sierras Subandinas la subsidencia y sedimentación que comenzara ya en el Cámbrico con una transgresión desde el noroeste alcanza su apogeo en el Ordovícico y se extiende hasta el Devónico. Si bien la subsidencia continúa hasta el Cenozoico, la sedimentación se interrumpe sólo en cortos períodos de quietud o suaves pulsos de levantamiento: así los hiatos mayores se observan durante el Ordovícico superior (fase Oclóyica), Devónico superior (fase Cháñica) y Jurásico -Cretácico.

Durante el Siluro-Devónico, en el ámbito subandino se desarrollaba un área de subsidencia a la cual ingresó un mar de plataforma somera desde el norte, originando una importante secuencia siliciclástica de características proximales. Se trata de una sucesión interrumpida sólo por acontecimientos tectónicos o eustáticos menores (Formaciones Lipeón, Baritú, Porongal, Pescado y Los Monos). Este ciclo se conoce como ciclo Famatiniano (en Bolivia es conocido como ciclo Cordillerano).

La fase Cháñica del Devónico superior-Carbonífero levanta nuevamente la Cordillera Oriental. A esto sucede un cambio climático global con la depositación de diamictitas glacimarinas en el ámbito subandino de la denominada cuenca de Tarija (Grupos Macharetí y Mandiyutí). Estos depósitos corresponden al ciclo de Gondwana y yacen regionalmente en discordancia angular sobre diferentes niveles estratigráficos del Devónico, rellenando paleovalles.

En el Permotriásico se instala un clima árido (Grupo Cuevo) que favorece el desarrollo de campos de dunas (Formación Cangapi), continúa una transgresión con formación de una plataforma carbonática marina somera, dominada por mareas (Formación Vitiacua) y una secuencia lacustre de clima árido (Formación Ipaguazu).

Durante el Triásico medio debió existir en la Cordillera Oriental una fase de distensión cortical, que quedó documentada por la intrusión de lamprófiro ultramáficos alcalinos y diabasas. En el ámbito subandino boliviano se registran efusiones basálticas para esta época ("Basalto de Entre Ríos").

En el Jurásico se instala en el Subandino un extenso campo de dunas (Grupo Tacurú).

En el período Cretácico se implanta en Cordillera Oriental un prolongado período de régimen distensivo. Se conforma el depocentro de Tres Cruces, con la formación de cuencas sedimentarias continentales de relleno inicial del tipo sinrift (Subgrupo Pirgua), manifestaciones volcánicas en los bordes de cuenca e intrusiones subvolcánicas alcalinas (Formación Hornillos) en rocas del basamento. La cuen-

ca continúa en una etapa de postrift con sedimentos continentales, en parte con influencia marina (Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara) que traslaparon la cuenca en sus bordes.

Hasta el Eoceno medio el régimen distensivo en la Cordillera Oriental pudo ser la combinación de respuesta de la apertura del rift atlántico, así como también consecuencia de la extensión en retroarco por una disminución en la convergencia entre las placas Sudamérica y Farallón. Así, el período de hundimiento térmico (postrift) habría continuado durante el Eoceno.

En el Eoceno superior, como consecuencia de la fase Incaica o de los Primeros Movimientos Andinos, se desarrolla en el depocentro de Tres Cruces una cuenca de antepaís. Se depositan allí las sedimentitas continentales de las Formaciones Casa Grande, Río Grande y Pisungo. Esta fase es la causante de la discordancia en la base de la Formación Río Grande.

Las fases compresivas Incaica (Oligoceno inferior) y Pehuenche (Oligoceno superior - Mioceno inferior) denotan discordancias erosivas entre aquellos depósitos. Junto con la fase Incaica comenzó el volcanismo ácido y mesosilícico en la Puna (Formación Moreta), pero es recién a partir del Mioceno medio cuando se vuelve notablemente conspicuo (Formaciones Doncellas, Alto Laguna, Vicuñahuasi e Ignimbritas de Casabindo).

La fase Quechua I del Mioceno medio pliega, fractura y bascula los depósitos hasta la Formación Pisungo inclusive. A partir de esta época en adelante se forman en la Cordillera Oriental cuencas de *piggy back* (Formaciones Cara-Cara y Tuc-Tuca). Estos últimos depósitos son basculados en menor grado por la fase Quechua II (Mioceno superior - Plioceno).

La fase compresiva Diagueta del Plioceno superior presenta gran actividad en el ámbito de las Sierras Subandinas.

Durante el Neógeno se desarrolla en el ámbito de las Sierras Subandinas una cuenca de antepaís. El Grupo Orán, con los denominados depósitos del Terciario Subandino, corresponde al relleno de esta nueva cuenca donde los períodos de actividad tectónica coincidieron con las etapas de mayor subsidencia. Por otra parte, la progradación sedimentaria estaría relacionada con el cese de la subsidencia. Son depósitos continentales, aunque existen algunas evidencias de la transgresión paranaense durante el Mioceno.

Efectos de una tectónica distensiva reciente se observan en el bolsón de Yavi-La Quiaca, donde fallas normales actúan sobre antiguas fracturas inversas.

De acuerdo a lo expresado, la historia geológico-estructural durante el Cenozoico se puede resumir de la siguiente manera:

En el Oligoceno se habría iniciado el cabalgamiento del Altiplano o Puna sobre la Cordillera Oriental.

Durante el Mioceno se produce un engrosamiento cortical a partir de grandes corrimientos en el ámbito de la Cordillera Oriental. Este apilamiento de láminas involucra también basamento. Por otra parte, durante este período se habrían formado cuencas de *piggy back* en la Puna, más al oeste del área de estudio. La tectónica preandina condicionó en parte el diseño estructural de la Cordillera Oriental a través de la reactivación de fallas antiguas. Así, el sistema del rift cretácico favoreció la estructuración de piel gruesa, derivando en inversión tectónica.

Desde el Mioceno superior y el Plioceno se formó la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas. Se originó aquí un estilo estructural de piel fina (*thin skinned*) sin involucrar el basamento y aún más hacia el este se formó una zona frontal (*foothills zone*) con plegamiento por propagación de fallas (Rubiolo, 1999).

6. RECURSOS MINERALES

Dentro de los recursos mineros de la Hoja La Quiaca se hallan numerosas minas, manifestaciones e indicios, tanto de tipo metalífero como de minerales industriales, que en algunos casos dieron lugar a operaciones mineras de cierta importancia, siempre dentro de la pequeña minería; no obstante, a la fecha la gran mayoría se encuentran inactivas, registrándose sólo unos pocos trabajos esporádicos de escasa envergadura.

Por sus características geológicas y particularmente por la importancia que en algún momento tuvieron o potencialmente tienen, se distinguen varias áreas y distritos que se enumeran a continuación:

- Mineralizaciones vetiformes ligadas a estratos ordovícicos con plomo, cinc y baritina, que incluyen los distritos Pumahuasi y sierra de Santa Victoria.

- Niveles ferríferos sedimentarios del Ordovícico superior y Silúrico, aflorantes en el límite entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

- Acumulaciones fosfáticas en sedimentitas ordovícicas aflorantes en las cercanías de los anteriores.

- Filones polimetálicos con cobre, plomo, cinc, níquel, bismuto y elementos radiactivos.

- Depósitos de manganeso.

- Placeres auríferos en aluviones del sector norte de la sierra de Santa Victoria.

A lo mencionado deben sumarse otras manifestaciones, tales como vetas de cobre y plomo, concentraciones de hierro de origen hidrotermal, acumulaciones de arcillas caolínicas, turbas, diatomitas y rocas factibles de ser utilizadas en construcción, tales como las cuarcitas y calizas cretácicas.

Las principales características de los indicios y ocurrencias minerales en el ámbito de la Hoja se resumen en el Cuadro 3.

YACIMIENTOS DE MINERALES METALÍFEROS

HIERRO

Niveles ferríferos sedimentarios

Los depósitos de hierro sedimentario, que se extienden como una larga y delgada faja que ocupa el borde oeste de la ingresión marina correspondiente al Silúrico inferior, son ampliamente conocidos en las sierras de Zapla y Puesto Viejo y originaron operaciones mineras de importancia en esos lugares. En la Hoja La Quiaca, se ubican desde el río Iruya al sur hasta el límite con Bolivia al norte, aflorando en forma más o menos continua en distintos puntos, tales como las manifestaciones Roberto Carlos, Cuesta de Minas, Baritú y Porongal, entre otras.

Para arribar a la zona de afloramientos se debe utilizar el camino que en territorio boliviano une las localidades de Bermejo con La Mamora, desde donde se ingresa a territorio argentino hasta Toldos, continuando hasta Lipeo y Baritú por huellas madereras.

En la base de la Formación Lipeón (Ordovícico superior a Devónico inferior), se distinguen dos horizontes portadores de mineral hematítico: el Principal, estratigráficamente inferior, y el Secundario, por encima, con una diferencia estratigráfica de 10 a 15 metros. Según Ramallo (1979), el rumbo de los estratos ferríferos es NNE-SSO con buzamiento de 20° a 45° al este, aunque localmente puede alcanzar valores mayores. El nivel Principal, portador de mineralización con cierta posibilidad económica, está formado por uno o más bancos hematíticos separados por niveles chamosíticos y por intercalaciones de limolitas estériles. La mena hematítica se asemeja a una arenisca homogénea, de grano mediano a fino, con colores que van del rojo oscuro al gris metálico de acuerdo a su contenido en hierro y al grado de meteorización de la roca, y se compone de óxido de hierro, cuarzo y mafitos cloritizados. Asociados a la mena, ya sea como intercalaciones y lentes o como

estratos ubicados en la base de la misma, aparecen bancos chamosíticos formados por una arenisca esquistosa con alto contenido en silicato de hierro hidratado (Ramallo, 1979). La potencia del estrato ferrífero, incluyendo intercalaciones chamosíticas y estériles, oscila entre 1 metro y poco más de 2 m, mientras que si se consideran sólo los niveles hematíticos el espesor varía de 0,60 m a 1 metro. Según este último autor, en cuanto a las leyes en el primer caso los valores medios de hierro son del 30% y del 45% para el segundo; en el sector ubicado inmediatamente al sur de abra de Minas se determinó una corrida ininterrumpida de 1356 m con potencia media de 1,79 m y ley media de 37,31% de hierro.

Por encima del horizonte mencionado aflora el horizonte Secundario, decididamente más pobre, formado por chamosita y uno o dos delgados niveles hematíticos.

Manifestaciones de hierro hidrotermal en la sierra de Santa Victoria

En la sierra de Santa Victoria se ha señalado la presencia de algunas manifestaciones de hierro, tales como Campamento, María Gabriela y Virgen del Valle. Las dos primeras se ubican al SO de la localidad de Santa Victoria, con acceso sólo por caminos de herradura; en cuanto a la otra se encuentra al NE de Iruya, en las cercanías de San Pedro, pudiendo llegarse desde aquella población a lomo de mula.

Según Cécere (1975), se trata de delgadas venillas de especularita de algunos milímetros a pocos centímetros de espesor y muy escasa continuidad y de vetillas más potentes de hematita con algo de magnetita y exigua galena, alojadas en pequeñas fracturas y en planos de esquistosidad en sedimentitas precámbricas y cambro-ordovícicas.

MANGANESO

Manifestaciones Silvana Luisa, Casablanca y Marita

Cercanas a la localidad de Tafna, unos 12 km al oeste de La Quiaca, se señala la presencia de concentraciones de minerales de manganeso y hierro que dieron lugar a pequeñas operaciones mineras en la década del '50. Se llega a las mismas por la ruta provincial 5 desde La Quiaca.

Las manifestaciones se ubican en conglomerados plio-pleistocenos de la Formación Tafna. Angelelli *et al.* (1970) las describen como una serie

de cuerpos de formas lenticulares e impregnaciones dentro de los conglomerados, alineados a lo largo de una fractura de rumbo 345° con buzamiento de 75° al SO hasta la vertical, que se extiende por 5 kilómetros. Los cuerpos mineralizados son muy irregulares, con potencias de pocos centímetros hasta 3 metros. La mineralización se compone de psilomelano y pirolusita acompañados por limonitas abundantes. Según Sureda *et al.* (1986), las leyes de manganeso son del orden de 10-15%, aunque por medio de concentración manual se lograban tenores de 20-30% de Mn.

La extracción se realizó a través de un rajo a cielo abierto de 300 m de largo, más ocho piques, el más profundo de 40 m, y 4 galerías cortas.

Luego de 12 años de producción se extrajeron 35.000 t de mineral con 7.500 t de Mn. Según Sureda *et al.* (1986), las reservas probadas son de 350.000 t y las inferidas de 66.000 toneladas.

Manifestaciones Cóndor, Angelita y Punta del Agua

Conforman un solo yacimiento ubicado 12 km al ENE de Tres Cruces, en la margen izquierda del arroyo Cóndor. El acceso, a la fecha interrumpido, se realizaba por el cauce del mencionado arroyo desde la ruta nacional 9.

La mineralización de manganeso se aloja en una serie de fisuras y planos de diaclasa en areniscas del Subgrupo Pirgua. Las estructuras portadoras de mineral se orientan según dirección NO-SE, con buzamiento entre 30° y 70° al NE, siendo las potencias de los sectores mineralizados de pocos centímetros hasta 0,70 metros. La mena está compuesta por pirolusita, psilomelano y limonitas, en ganga de cuarzo, con leyes menores al 20% de Mn (Márquez Vieyra, 1971a y b). Según este autor, las labores tienen poco desarrollo; consisten en una trinchera de 60 m de largo y 2 m de profundidad, más dos galerías de 16 y 14 metros.

ORO

Placeres auríferos en el sector norte de la sierra de Santa Victoria

Los aluviones auríferos presentes en el norte de la sierra de Santa Victoria se ubican en los afluentes superiores del río Bermejo, agrupándose en varios sectores en distintos tramos de esos cauces. Se identifican varias áreas de interés, tales como Viscachani-Pueblo

de Minas (quebrada Tres Lagunas), Pozo Bravo, Yavihuaco, quebrada Santa Cruz-Pucará, Santa Rosita, Cerros Bravos, río Condado, río Toldos y río Lipeo. Se llega a partir de La Quiaca por el camino del abra de Rota o por el camino a Santa Victoria para las ubicadas hacia el oeste y desde la localidad de Toldos a las que se encuentran en los sectores más orientales.

Las concentraciones primarias que originaron el enriquecimiento de los aluviones debe buscarse en vetas de cuarzo con contenido aurífero encajadas en sedimentos del Precámbrico y el Paleozoico inferior, rocas que conforman las litologías presentes en la zona. Un ejemplo es la mina Arias, ubicada al oeste de la quebrada de Tres Lagunas, cercana al límite con Bolivia, donde aflora una veta de cuarzo de rumbo NE-SO, inclinación pronunciada y potencia de 0,20 m, alojada en lutitas de la Formación Santa Rosita. La mineralización incluye pirita, arsenopirita, oro y hematita con cantidades pequeñas de oxidados de cobre (Argañaraz *et al.*, 1994). Respecto a los placeres, se encuentran en acumulaciones aterrazadas de material originado en los estratos precámbricos, cámbricos y ordovícicos. La granulometría del conjunto es heterogénea, incluyendo bloques de hasta 1,5 m de diámetro; dominan los rodados subangulosos a subredondeados de 0,25 a 0,40 m de diámetro, acompañados por una matriz arenosa y limoarcillosa de colores ocres y amarillentos. Junto con el oro aparecen otros minerales pesados, tales como hematita y magnetita, con pequeñas cantidades de circón, granate y rutilo. Según Argañaraz *et al.* (1994), las concentraciones de oro son muy variables, pudiendo tomarse como promedio valores del orden de 0,08-0,6 gramos por metro cúbico.

Las principales manifestaciones conocidas son las siguientes:

-Área Viscachani-Pueblo de Minas

Se ubica hacia el límite con Bolivia, unos 27 km al NO de Santa Victoria, sobre la quebrada Tres Lagunas que drena hacia el vecino país. En el sector Viscachani se han determinado contenidos de oro de 0,08 a 0,17 g/m³, en los niveles superiores de un aluvión cuya superficie es de 94 ha y espesor de 1,20 m, mientras que el sustrato dio tenores de 0,354 gramos por metro cúbico. Para el sector Pueblo de Minas los registros indican de 0,21 a 2,04 g/m³ en 100 ha de aluviones (Sureda *et al.*, 1991).

-Área Santa Cruz-Pucará

El Área Santa Cruz-Pucará se encuentra al este de la anterior, unos 20 km al norte de Santa Victoria, sobre el río Santa Cruz, afluente del Bermejo. Según Sureda *et al.* (1991), en el sector Pucará la prospección realizada en un tramo de 1500 m por 50 m arrojó valores promedio de 0,63 g/m³ de oro, con secciones donde se obtuvieron registros de 5,2 y 6,1 gramos por metro cúbico.

-Área del río Condado

Se halla en el río del mismo nombre, aguas abajo de la unión de los ríos Santa Victoria y Santa Rosa que lo forman. Sureda *et al.* (1991) han determinado la presencia de oro en 10 km sobre el cauce, donde predominan rodados de cuarcitas claras y rosadas.

PLOMO-CINC (COBRE-HIERRO)

Distrito Sierra de Santa Victoria

Se circunscribe a la parte central y a los faldeos orientales de la sierra de Santa Victoria. Se puede acceder a las distintas manifestaciones a través del camino que une La Quiaca con la localidad de Santa Victoria en la parte norte, y más al sur desde la ruta nacional 9, algo al norte de Abra Pampa, desviándose en la estación La Intermedia por un camino secundario por el abra de Cóndor, hasta Nazareno. Estas manifestaciones generalmente carecen de acceso para vehículos, debido a su escasa significación, a los pocos trabajos que en ellas se realizaron y a la complicada topografía de la región.

La roca de caja está conformada por una alternancia de lutitas dominantes y areniscas cuarzosas de la Formación Santa Rosita, del Ordovícico inferior, afectadas por plegamientos y fallamientos de rumbo regional submeridiano. El estilo de los plegamientos se traduce en estructuras anticlinales y sinclinales volcadas generalmente hacia el naciente, mientras que la mayoría de los planos de fallamiento buzan hacia el oeste. Según Guillou (1986b y c), las lutitas y areniscas son de colores grises y verdosos, disponiéndose en bancos de algunos decímetros de espesor. De acuerdo a lo mencionado por Turner (1964a), en unos pocos casos las vetas afloran en metasedimentos precámbricos de la Formación Puncoviscana (manifestaciones Abra Colorada y Las Tolderías).

La mineralización, de tipo vetiforme, es fundamentalmente de galena, de grano grueso hasta muy fino,

asociada con algo de blenda y ocasionalmente pirita y calcopirita, en ganga de baritina. La relación galena-baritina es muy variable, existiendo aparentemente una constante en la que el aumento del volumen de baritina implica una disminución del contenido de plomo; como consecuencia, en algunas explotaciones se ha beneficiado sólo galena (mina La Ciénaga), mientras que en otras la extracción fue exclusivamente de baritina (mina Mono Abra) (Turner, 1964a).

Por lo general los filones se orientan con rumbo NO-SE con buzamientos marcados hacia el SO; Turner (1964a) describe corridas discontinuas que no suelen sobrepasar los 100 m, con potencias variables entre 0,05 y 0,90 metros.

Se han señalado más de cuarenta manifestaciones de este tipo en el distrito (ver Cuadro 3). No obstante, sólo unas pocas vetas alcanzan la magnitud suficiente como para dar lugar a actividades extractivas de alguna consideración; tal es el caso de las minas La Ciénaga, Poscaya y Parmense Viscachani que se detallan someramente a continuación. Mono Abra, uno de los yacimientos más grandes y con mayor desarrollo minero del sector, por ser exclusivamente de baritina se reseña en el apartado correspondiente a minerales industriales.

-Mina La Ciénaga

Se halla cercana a los parajes Trigohuaico y Paltorco, en la vertiente oriental de la sierra; se puede acceder a la misma por la ruta nacional 9, desviándose en la estación La Intermedia, algo al norte de Abra Pampa, por un camino provincial hasta el caserío de Cóndor, para continuar por el abra del mismo nombre y por el abra Fundición.

La roca de caja corresponde a lutitas y areniscas de la Formación Santa Rosita. La yacencia la constituye una veta localizada en una fractura tensional en el ala oriental de un anticlinal, cuyo rumbo es de 170° con buzamiento de 75° al oeste, potencia de 0,20 a 0,60 m y corrida de 150 metros. La mineralización la componen galena, escasa blenda, calcopirita y minerales oxidados de cobre en ganga de baritina y cuarzo (Guillou, 1986c; Segal *et al.*, 1996). Se advierten silicificación y caolinización sólo en las salbandas.

Durante la explotación realizada con galería de extracción y realces, se desarrolló un nivel sobre la veta de 90 m al que se suman por lo menos dos piques y galerías cortavetas menores. Según Guillou (1986c), de algunos trabajos de exploración realizados se determinaron 27.000 t de reservas indicadas, con leyes de 4% de plomo y 3,5% de cinc.

-Mina Poscaya

Se ubica unos 8 km al NE de la localidad de Nazareno; se accede por el mismo camino indicado para la mina La Ciénaga, desviándose antes del abra Fundición hacia el sur hasta Nazareno, desde donde se debe continuar a lomo de mula.

Las características geológicas del área son similares a las ya descritas, señalándose rumbos de 15° a 25° e inclinaciones de 30° a 40° al NO para los sedimentos aflorantes en el entorno de la mina. Si bien se mencionan varias estructuras mineralizadas, la veta principal aparece con rumbo 120°, inclinación al NE de 80°-85° y potencia que va de pocos centímetros hasta 1,40 m; la corrida es de varios cientos de metros. La mineralización se presenta como galena de grano grueso distribuida como guías y venillas dentro de baritina abundante, encontrándose en forma esporádica calcopirita, pirita, cerusita, blenda y limonitas. Las labores de Poscaya consisten en nueve niveles sobre la veta realizados aprovechando la pendiente del terreno (Turner, 1964a).

-Mina Parmense Viscachani

Está ubicada en el paraje Pozo Bravo, 9 km al este del cerro Fundición, se llega a la misma por el mismo camino señalado para la mina La Ciénaga.

Según Guillou (1986b), tal como ocurre en los casos anteriores la roca de caja está constituida por lutitas y areniscas de la Formación Santa Rosita. La veta de Viscachani se orienta con rumbo 160° y buzamiento de 70° al oeste hasta la vertical; la potencia es del orden de 0,20-0,30 m y la corrida de poco más de 100 metros. La mineralización aprovechable consiste en galena con algo de blenda en ganga de baritina y cuarzo. Durante la explotación, de escasa significación y llevada a cabo en la década de 1940, se desarrollaron por lo menos cuatro galerías sobre la veta, en distintos niveles, con 100 m de extensión para la más larga.

Distrito Pumahuasi

Se encuentra en el departamento Yavi, provincia de Jujuy, unos 16 km al sur de La Quiaca. Se puede arribar a la zona de los yacimientos desde la ruta nacional 9 que bordea el área por el oeste y por el camino provincial que une La Quiaca con Cangrejillos.

La actividad minera en el distrito comenzó a principios del siglo pasado, incrementándose hasta 1937, año en el que comienza una franca declinación. En la zona

se abrieron más de diecisiete minas reunidas en tres grupos. Hacia el norte se halla el integrado por los yacimientos Isabel, Pumahuasi, Chaussette, Sol de Mayo, 9 de Julio y Cerro Colorado, considerado como el más importante. En la parte central se identifica el grupo formado por las minas Luisito, Bélgica, La Pulpera, Alejandro, General Leman y Caricasini, que le siguen en importancia. En el sur del distrito aparecen los depósitos Santa Rosa, Rosa de Oro, Washington, La Perla y San Marcial que conforman el tercer grupo.

La roca de caja corresponde a sedimentitas marinas ordovícicas de la Formación Acoite, constituidas por una secuencia monótona de lutitas y areniscas intercaladas, en bancos de 0,10 m hasta un metro de potencia (Pancetti, 1980). Los yacimientos están estrictamente relacionados con la tectónica, ubicándose en su mayoría en una faja elongada en sentido N-S, de 3 a 4 km de ancho y aproximadamente 20 km de largo, coincidente con una zona de plegamientos intensos y fracturación densa, con direcciones dominantes N-S. Según Sureda *et al.* (1986) no se advierte ninguna relación con cuerpos intrusivos o efusivos cercanos. En algunos yacimientos las vetas se encuentran en fracturas tensionales, normales a los ejes de plegamiento, mientras en otros casos los filones ocupan zonas de cizalla que forman ángulos variables con el eje principal del esfuerzo, con rumbos que oscilan entre 90° y 130°, con predominio de la dirección E-O. Los buzamientos son verticales a subverticales; las potencias medias alcanzan 0,50 m y las corridas 200 a 300 m (Sureda *et al.*, 1986). Pancetti (1980) describe la mineralización como constituida por galena de grano fino, pobre en plata y blenda parda, con cantidades menores de calcopirita, pirita, tetraedrita y arsenopirita en ganga de baritina; como productos secundarios aparecen cerusita, anglesita, malaquita, azurita y crisocola. Se ha verificado una zonación vertical, con disminución de galena e incremento de blenda en profundidad. La alteración hidrotermal, muy reducida, se limita a sílice, clorita y sericita en las salbandas.

Según estudios recientes realizados por la empresa Paramount, se indica la posibilidad de la existencia en el distrito de por lo menos dos yacencias tipo SEDEX, con lo cual las expectativas del mismo se incrementan considerablemente.

La mineralización de plomo originó una actividad minera por momentos importante, dando lugar a labores que en algunos casos superaron los 300 m de profundidad (mina Pumahuasi), con importantes desarrollos de galerías, superiores a los 1000 metros. En

los períodos de mayor laboreo (década del '30) el beneficio del mineral extraído del distrito produjo 150.000 t de concentrados de plomo (Pancetti, 1980).

-Mina Pumahuasi

Esta mina le dio el nombre al distrito y fue la de mayor actividad. Se sitúa 19 km al sur de La Quiaca, directamente al oeste de la ruta provincial 12, por la que se accede al yacimiento.

Por su importancia se distinguen dos vetas. La más conocida es Pumahuasi Vieja, donde comenzó la operación minera del distrito y que se explotó hasta los 350 m de profundidad. Esta veta, con corrida de 250 m, se orienta con rumbo de 100° y buzamiento de 80-85° al NE, con potencia media de 0,60 m a 1 metro y 3 metros de máxima, identificándose un "clavo" mineralizado en la zona del pique principal. La mena extraída estaba compuesta por cerusita, anglesita y limonitas en las cercanías de la superficie (Sgrosso, 1943), pasando a galena dominante con algo de cinc hasta los 250 m (14% Pb y 1% Zn), donde comenzaba a disminuir el contenido de plomo y a aumentar el porcentaje de blenda con valores máximos de 35% de Zn a 350 metros. Además del pique principal, se desarrollaron tres piques secundarios y nueve niveles de galerías comunicados por numerosos piques y chimeneas menores (Angelelli *et al.*, 1970). La veta Pumahuasi Nueva se halla al oeste de la anterior y está separada por una falla de rumbo N-S que, según Pancetti (1980), produjo el ascenso del bloque oriental que contiene a Pumahuasi Vieja sin que aparentemente el bloque occidental sufriera variaciones verticales. Así, se conservó íntegra la zona de oxidación de la veta Pumahuasi Nueva a lo largo de más de 80 m de profundidad. Esto hace suponer que este sector de esta última veta mantiene la totalidad de la zonación, ofreciendo muy buenas expectativas económicas.

-Mina 6 de Noviembre

Se ubica a 2,5 km al NNE de la mina Pumahuasi, existiendo una huella que permite el acceso.

En este yacimiento, que se aloja en las mismas rocas ya descritas para el distrito, se explotó un sombrero de hierro con mineralización de siderita, hematita y limonitas que aflora en forma esporádica a lo largo de 1500 m, con orientación variable entre 330° y 350°, buzamiento vertical a subvertical y potencias de 0,10 a 0,70 metros (Pancetti, 1974). Trabajos de campo apoyados por prospección geofísica,

todos ellos realizados por la Dirección de Minería de la provincia de Jujuy, permitieron detectar mineralización de galena, estimándose volúmenes de sulfuros que lo convertirían en uno de los depósitos más importantes del distrito.

En el extremo norte del área se encuentran las minas de cobre Olga y Victoria, cuya mineralogía difiere a la del resto del distrito. Se desconocen las relaciones que puedan existir entre éstas y los depósitos de plomo; no obstante, dada su ubicación se las incluye en el distrito Pumahuasi.

YACIMIENTOS POLIMETÁLICOS

Filones polimetálicos con Cu, Pb, Zn, Ni, Bi y elementos radiactivos

En ambos faldeos de la sierra de Santa Victoria afloran algunas yacencias vetiformes que se alojan tanto en metasedimentitas precámbricas como en rocas sedimentarias del Paleozoico inferior. Son vetas de paragénesis mineral compleja, compuestas por sulfuros de cobre, plomo, cinc y níquel, a los que se suman minerales de bismuto, cobalto y uranio. Entre las más conocidas figuran las minas La Purísima, La Niquelina, Esperanza y El Quirusillal.

-Mina La Purísima

Es el yacimiento más importante de un distrito conocido como Rumicruz, dentro del que se localizan numerosas manifestaciones de cobre, baritina y plomo.

La Purísima se ubica 20 km al ESE de Abra Pampa y 11 km al norte de Tres Cruces, pudiendo accederse a la zona por un camino secundario que desde la primera localidad lleva al caserío de Rumicruz, pasando por Tabladitas.

La mineralización, controlada estructuralmente, se localiza en un sistema de brechas de fracturas orientadas hacia el E, ENE y ESE que buzanan en general al norte con ángulos cercanos a 45°. La roca de caja (Ramallo, 1975) se compone de areniscas feldespáticas y micáceas intercaladas con lutitas que se incluyen dentro del Grupo Santa Victoria, del Ordovícico. Las brechas, formadas por cataclasitas gruesas de las sedimentitas mencionadas, alcanzan espesores de hasta 1,50 m, estos últimos muy variables y discontinuos; esta característica le da al conjunto una geometría lenticular. La mena que impregna al sector brechado es compacta, de forma tabular y con columnas enriquecidas. En general se observan contactos claros con la roca de caja, aunque

a veces por el intenso craquelamiento se hacen algo difusos (Ramallo, 1975). La composición es compleja. Chomnals *et al.* (1960) han reconocido calcopirita, calcosina, bornita, malaquita, galena, blenda, niquelina, pirita y annabergita en ganga de baritina, cuarzo y calcita, sumándose rammelsbergita, pechblenda, tetraedrita, oro y covelina, identificados posteriormente por Brodtkorb (1972, en Coira, 1979). Ramallo (1975) menciona un contenido de cobre promedio de más del 4%, mientras que el plomo varía entre el 1% y el 7%; la ley de níquel oscila entre el 0,01% y el 0,3%, habiéndose obtenido valores de plata que llegan hasta 270 gramos por tonelada.

Durante la explotación, que alcanzó mayor desarrollo en la década del '70 y cuyos volúmenes más importantes fueron de baritina, se hicieron más de 450 m de labores principales, las que en su mayoría están aterradas o inundadas.

-Mina La Niquelina

Se encuentra en quebrada Blanca, al este del abra del Cóndor, cercana al camino que lleva a la localidad de Nazareno. El acceso se logra desde la ruta nacional 9, desviándose algo al norte de Abra Pampa, en estación La Intermedia, por el camino antes mencionado que lleva al caserío de Cóndor y a Nazareno.

En la zona afloran areniscas silicificadas blancuecinas de la Formación Chalhualmayoc y lutitas grises con intercalaciones de areniscas de la Formación Santa Rosita. En conjunto, forman una estructura homoclinal de rumbo 40° e inclinación de 60° al NO, aunque algo variables (Turner, 1964a).

Al yacimiento lo constituyen un sistema de varias vetas, alojadas en lutitas o en el contacto de éstas con las cuarcitas, con dirección dominante 330°-340° que buzanan 70° al NE, además de sectores con delgadas guías y pátinas rellenando diaclasas e impregnando fisuras de rumbo E-O y posición vertical. La potencia va de 0,25 m a 0,60 m, alcanzando en algunos puntos hasta 3 m, si se considera la mineralización diseminada (Méndez *et al.*, 1979). Según estos autores, la mena se compone de niquelina y galena con cantidades menores de esfalerita, calcopirita y pirita, a los que se suman bismutina y pechblenda. La ganga está formada por cuarzo escaso con fragmentos de roca de caja.

-Mina Esperanza

Este yacimiento es el más importante de un grupo de minas ubicadas en la comarca, tales como Esther, Juanita y San Isidro.

Se halla en la quebrada del río San Juan, 6 km al norte de la localidad de Iruya. Sólo se puede acceder desde esa localidad a lomo de mula.

En la comarca afloran, según Méndez *et al.* (1979), rocas sedimentarias que incluyen pizarras y filitas de la Formación Puncoviscana, cuarcitas del Grupo Mesón y pelitas del Grupo Santa Victoria, a las que se suman rocas básicas que a modo de diques afloran en las cercanías de la mina.

Al depósito lo conforman dos vetas que se intersectan con ángulo muy agudo y que se alojan en pizarras precámbricas. Aparentemente existen dos mineralizaciones distintas: una veta contiene plomo predominante, mientras que en la otra los minerales de cobre son más abundantes (Méndez *et al.*, 1979).

La veta cuprífera, más importante, se orienta con rumbo 105° e inclinación de 80° a 85° al N, habiéndose medido en el nivel 55 una potencia de 0,10-0,20 m y una longitud de 80 metros. La mineralización está compuesta por calcosina, acompañada de blenda y tetraedrita en los niveles superiores, mientras que en profundidad domina la bornita. Angelelli *et al.* (1970) señalan calcopirita, linneíta, ulmanita, pechblenda y ankerita, además de los mencionados. Los minerales de ganga son cuarzo, calcita y baritina.

Durante los distintos períodos de explotación se desarrollaron cuatro labores principales: el socavón Chacabuco de 350 m de largo, donde se realizó el laboreo más intenso; el socavón Santa Ana de 130 m; el socavón Sorullo más corto y el socavón El Antigal de apenas 15 metros. A estos deben sumarse varios piques, chimeneas y trabajos de realce.

La mina Esperanza se conoce desde 1870; fue explotada por primera vez en 1907, con rehabilitaciones sucesivas en 1935 y 1944.

YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES (MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN Y ROCAS ORNAMENTALES)

BARITINA

Al distrito Santa Victoria lo conforman, como ya se señaló, una serie de depósitos de las mismas características geológicas y origen, que fueron explotados en algunos casos por sus contenidos en galena y en otros para obtener baritina; existe una relación inversa entre la presencia de uno y otro mineral, con disminución de uno de ellos ante el aumento de los volúmenes del otro. Consecuentemente, algunos de los yacimientos que integran el distrito se originaron en el aprovechamiento exclusivo de baritina, tales

como los de Mono Abra, Santa Rosa 10, Julia, Don José y Dana, entre otros.

Mina Mono Abra

La mina Mono Abra es por su magnitud, el depósito más significativo del distrito.

Se encuentra en los faldeos orientales de la sierra de Santa Victoria, en las nacientes del río Trigohuaico, a unos 8 km al este de la mina La Ciénaga; se puede acceder por el mismo camino ya indicado para ese depósito.

La roca de caja de los filones de Mono Abra es similar a la del distrito Santa Victoria y consiste en intercalaciones de areniscas cuarzosas y lutitas de la Formación Santa Rosita, muy afectadas por intensa fracturación y plegamientos en la zona.

Al yacimiento lo componen cuatro vetas que rellenan fracturas, separadas por 2800 m, cuyas orientaciones van de E-O a NE-SO, con inclinaciones entre 50° y 70° al S y SE. Según Meilán (1980), las longitudes de los afloramientos son considerables, de 200 m a 800 m; las potencias varían entre 0,50 m y 2,50 m y alcanzan hasta 10 m en los sectores de mayor desarrollo. La veta 1 se extiende por 200 m con orientación 70° - 73° e inclinación de 55° al S hasta la vertical, siendo su potencia de 0,45 m en la parte oeste y 9 m en el sector oriental. La veta 2, ubicada 1200 m al norte de la anterior, posee rumbo 58° , buza al SE y alcanza hasta 7 m de espesor en los lugares de máximo desarrollo en sus 800 m de longitud. La veta 3, cuya corrida es de 800 m, se encuentra a unos 1000 m al norte de la anterior, con rumbo 60° e inclinación al SE, siendo su potencia de 2 metros. Por último la veta 4, en el extremo norte del yacimiento, a 600 m de la 3, se orienta e inclina con los mismos valores, alcanzando 800 m de longitud y hasta 10 m de potencia (Meilán, 1980).

El mineral tiene grano grueso hasta espático, tabular, con ganga de cuarzo escaso y densidad entre 4 y 4,21. Se señalan esporádicos ojos de galena dentro de la baritina. Meilán (1980) estima 140.000 t de reservas totales para un sector de la veta 1, mientras que Schalamuk *et al.* (1983) indican 2.000.000 t, lo que hace de Mono Abra uno de los depósitos de baritina más importantes del país.

CALIZAS Y CUARCITAS

Las calizas dolomíticas de la Formación Yacoraite han dado lugar a explotaciones pequeñas para la obtención de cal pobre utilizada localmente en construc-

ción. Son varias las canteras halladas en afloramientos de estas rocas, destacándose el grupo que se encuentra en el cordón Siete Hermanos, cerca de Yavi, y las canteras Los Alamos y Cerro Tres Tornos en las cercanías de Tres Cruces. En ambos casos, según Lizarraga (1981), el material extraído se reduce a bancos de hasta 2 m de potencia de caliza oolítica, generalmente magnesiana, con contenidos de más de 2% de MgO, salvo en la cantera Lecho, donde se han aprovechado algunos niveles de ónix y aragonita onizada con potencias de hasta 0,25 metros.

En el cordón Siete Hermanos se señalan además los laboreos en canteras, a la fecha en actividad, donde se aprovecha travertino utilizado para la manufactura de mosaicos para pisos.

También para utilización local en la construcción, se han explotado afloramientos de areniscas cuarzosas del Subgrupo Pirgua, mencionándose las canteras Apacheta, Piedra Pintada y Catari, ubicadas 15 km al sur de Abra Pampa, y las canteras Francisco, Los Camperos y Centenario que se encuentran cercanas a los afloramientos de calizas ya mencionados en el cordón Siete Hermanos.

CAOLÍN

En el sector NO de la Hoja, en las cercanías de Tafna y algo más al sur, en Chocoite, existen afloramientos de arcillas caolínicas que originaron explotaciones de poca envergadura. En el primer caso se trata de las minas Yuraj, La Lucha, La Merced, Caballito Blanco y Firj, mientras que en el segundo se incluyen las manifestaciones Chocoite y Tacanaite. En el primer caso son de acumulaciones caolínicas relacionadas a tobas y niveles conglomerádicos plio-pleistocenos de la Formación Tafna, en tanto que las minas Chocoite y Tacanaite están vinculadas con depósitos aluviales pleistoceno-holoceno.

Minas Yuraj, La Lucha y otras

El depósito dista unos 18 km al oeste de La Quiaca, permitiendo su acceso el camino que une a esta última con Santa Catalina.

Se trata de bancos de material caolínico intercalados con niveles tufíticos y conglomerádicos que afloran en una superficie de casi 4 km de largo con anchos que van de 500 m a 1000 metros. Según Sandruss y Meneguzzi (1986), en el perfil litológico se distinguen una sección inferior más tobácea, con contenidos de Al_2O_3 del orden del 22%, una sección media algo conglomerádica donde los tenores de óxido de

aluminio se reducen, y una sección superior arenoso conglomerádica más pobre aún que la anterior.

El total de las reservas calculadas para la mina Yuraj alcanza 2.059.709 toneladas (Sandruss y Meneguzzi, 1986).

Las minas fueron trabajadas a cielo abierto durante las décadas del '40 y '50.

Manifestaciones Chocoite y Tacanaite

Se ubican en las adyacencias del caserío de Chocoite, en los faldeos orientales del cerro del mismo nombre. Se accede a la zona por un camino que desde estación Pumahuasi recorre 30 kilómetros.

Al yacimiento lo componen dos niveles con material caolínico, el inferior más homogéneo y de composición uniforme que aflora a lo largo de 200 m con una potencia media de 3 m, y el superior conglomerádico e improductivo (Schalamuk *et al.*, 1983). Estos yacimientos se explotaron someramente en la década del '40.

FOSFATOS

Acumulaciones fosfáticas en estratos ordovícicos

En el borde oriental de la Hoja, en la región de límite entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, afloran sedimentos marinos ordovícicos del Grupo Santa Victoria que contienen concentraciones de fosfatos, en algunos casos interesantes. Estas acumulaciones aparecen en una franja de unos pocos kilómetros de ancho que con rumbo NNE-SSO va desde las cercanías de la localidad de Condado, en el límite con Bolivia, por el norte, hasta los ríos Astillero y Cañas por el sur; no obstante, fuera de los límites de la Hoja continúan hasta el río de las Capillas y la sierra de Zapla. El acceso a la comarca es similar al descripto para las manifestaciones ferríferas que se hallan cercanas.

Los niveles ricos en fosfatos están ligados a la acumulación de restos de conchillas de braquiópodos del género *Lingula* (Sureda *et al.*, 1986).

Según Méndez *et al.* (1979), los valores conocidos son muy variables, tanto en lo que se refiere a volúmenes como a concentraciones de fosfatos, aunque los bancos enriquecidos tienen en su mayoría potencias que van de pocos centímetros hasta 1 m, con tenores de P_2O_5 de 1% hasta 13%.

Las características generales de algunas de las manifestaciones de este tipo presentes en la región son las siguientes:

Cuadro 3: Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, LA QUIACA

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Cuarcita	La Confianza	Tafna	22°06'55"S	65°46'07"O	2366-04	Areniscas cuarcíticas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico		Destapes pequeños
2	Caolín	Yuraj, La Merced, Firj, La Lucha	Tafna	22°06'42"S	65°44'57"O	2366-04	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	F. Tafna	Plio-Pleistoceno	Material caolínico	Destapes pequeños y pozos de exploración
3	Caolín	Caballito Blanco	Tafna	22°07'48"S	65°44'45"O	2366-04	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	F. Tafna	Plio-Pleistoceno	Material caolínico	Destapes pequeños y pozos de exploración
4	Cobre	Yangaso	Cieneguillas	22°08'54"S	65°49'06"O	2366-04	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Cp, Py, Cc, Ml, Az, Lim, Q	Galería y pique, destapes menores
5	Cobre	Cerro Escaya	Cerro Escaya	22°13'27"S	65°45'40"O	2366-04	Pórfidos dacíticos Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Cp, Py, Cc, Ml, Az, Lim, Sid, Q	Más de 100 m en varias galerías. Piques y destapes
6	Cobre	Hornillos	Cerro Escaya	22°15'06"S	65°46'21"O	2366-04	Pórfidos dacíticos Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Cp, Py, Cc, Ml, Az, Lim, Sid, Q	Más de 100 m en varias galerías. Piques y destapes
7	Cobre	Chocoite	Chocoite	22°20'30"S	65°46'43"O	2366-10	Areniscas y lutitas. Andesitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Sulcu, Oxcu, Lim, Q	Trincheras sobre las vetas
8	Caolín	Chocoite I, II, III	Chocoite	22°22'06"S	65°46'25"O	2366-10	Tobas y conglomerados tobáceos	Depósitos aluviales	Pleistoceno-Holoceno	Material caolínico	Explotación en canteras y chiflones

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
9	Caolín	Tacanaite	Chocoite	22°25'03"S	65°46'52"O	2366-10	Tobas y conglomerados tobáceos	Depósitos aluviales	Pleistoceno-Holoceno	Material caolínico	Explotación en canteras y chiflones
10	Plomo	La Gateada	Cerrillos	22°23'15"S	65°47'51"O	2366-10	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Py, Cp, Ga, Cv, Cc, Bl, Lim, Q	Galerías pequeñas y un pique
11	Plomo	Montecristo	Cochinoca	22°38'47"S	65°51'14"O	2366-10	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico		
12	Cobre	Barcosconte	Cochinoca	22°41'15"S	65°53'11"O	2366-16	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Cp, Carcu, Q	Galerías pequeñas soterradas y dos piques
13	Baritina	Santa Teresita	Cochinoca	22°42'33"S	65°53'36"O	2366-16	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Ba	
14	Manganeso	Positiva	Cochinoca	22°42'04"S	65°59'57"O	2366-16	Areniscas y lutitas	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico		
15	Plomo	Punta del Quivil	San José	22°47'24"S	65°54'48"O	2366-16	Pórfidos dacíticos, etc.	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico	Ga, Ba	
16	Plomo	La Quiaqueña	La Quiaca	22°06'33"S	65°35'08"O	2366-04	Areniscas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga	
17	Manganeso	Silvana, Luisa, Casablanca, Marita	Tafna	22°07'41"S	65°44'05"O	2366-04	Conglomerados, conglomerados arenosos, material tobáceo	F. Tafna	Plio-Pleistoceno	Psi, Pirol, Oxfe	Rajos a cielo abierto, piques, galerías
18	Hierro	La Casualidad, La Constancia	Cerro Escaya	22°12'06"S	65°44'18"O	2366-04	Pórfidos dacíticos, etc.	Complejo Cochino-Escaya	Ordovícico		

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
19	Cobre	Corralito Blanco	La Quiaca	22°12'01"S	65°36'25"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Cris, MI, Lim, Q	Laboreos de exploración
20	Cobre	Olga	Pumahuasi	22°13'01"S	65°32'41"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Cp,Cc, Bo, MI, Ba, Q	Destapes, pozos, galerías, piques y chiflones de escasa magnitud
21	Plomo	La Blanquita, La Sanguinaria	Pumahuasi	22°13'46"S	65°32'37"S	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico		
22	Hierro	6 de Noviembre	Pumahuasi	22°15'33"S	65°37'22"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Sid, Hem, Lim	Trincheras profundas, galerías y chimeneas, en general aterradas
23	Plomo-cinc	Isabel	Pumahuasi	22°15'44"S	65°36'09"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Hem, Ba	Galerías, piques y trincheras
24	Cobre	Victoria	Pumahuasi	22°16'57"S	65°38'57"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Cp, Po, Py, MI, Cris, Az, Q	Galerías cortas y chiflones, trincheras
25	Plomo-cinc	Pumahuasi	Pumahuasi	22°16'34"S	65°38'13"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, BI, Hem, Cer, Py, Ang, Ba, Q, Ank	Diez galerías, pique de 350 m, chiflones, chimeneas. Todos inundados

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
26	Plomo-cinc	Chaussette	Pumahuasi	22°17'18"S	65°38'00"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Hem, Cer, Py, Ang, Ba, Q, Ank	Piques hasta 60 m, galerías cortas
27	Plomo-cinc	Sol de Mayo	Pumahuasi	22°18'09"S	65°36'43"O	2366-04	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Hem, Cer, Py, Ang, Ba, Q, Ank	Pique de 280 m y galerías
28	Diatomita	Esquina Blanca	Pumahuasi	22°17'35"S	65°32'06"O	2366-04	Gravas, arenas, limos, toscas, etc.	Depósitos aluviales, lacustres y palustres	Plio-Pleistoceno		
29	Caolín	Bellavista, La Gitana, Pachamama	Pumahuasi	22°18'38"S	65°32'10"O	2366-04	Gravas, arenas, limos, toscas, etc.	Depósitos aluviales, lacustres y palustres	Plio-Pleistoceno		
30	Plomo-cinc	Cerro Colorado	Pumahuasi	22°20'01"S	65°37'33"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Trincheras, piques y destapes
31	Plomo-cinc	Caricasini	Pumahuasi	22°20'33"S	65°36'23"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Destapes y trincheras
32	Plomo-cinc	Gral. Leman	Pumahuasi	22°22'01"S	65°37'07"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Labores subterráneas y a cielo abierto
33	Plomo-cinc	La Pulpera	Pumahuasi	22°22'32"S	65°35'56"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Pique y galerías
34	Plomo-cinc	Bélgica, Alejandro	Pumahuasi	22°23'55"S	65°37'11"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías en distintos niveles

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
35	Plomo-cinc	Luisito	Pumahuasi	22°23'17"S	65°35'24"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías de distintas dimensiones, destapes
36	Plomo-cinc	San Marcial	Pumahuasi	22°24'00"S	65°35'33"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías de distintas dimensiones, destapes
37	Plomo-cinc	La Perla	Pumahuasi	22°25'01"S	65°35'32"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías de distintas dimensiones, destapes
38	Plomo-cinc	Rosa de Oro	Pumahuasi	22°25'32"S	65°35'57"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías de distintas dimensiones, destapes
39	Plomo-cinc	Washington	Pumahuasi	22°25'31"S	65°35'24"O	2366-10	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Bl, Cer, Py, Cp, Ang, Lim, Ba, Q, Ank	Piques y galerías de distintas dimensiones, destapes
40	Cobre	Norma Patricia	Abra Pampa	22°37'40"S	65°36'45"O	2366-10	Sedimentitas, volcánicas, tobas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico		
41	Caliza	Beatriz, Piedra Blanca	Abra Pampa	22°42'47"S	65°35'43"O	2366-16	Calizas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		
42	Cuarcita	Potrero de la Puna	Abra Pampa	22°39'55"S	65°35'40"O	2366-10	Cuarcitas, areniscas	Subgrupo Pirgua	Cretácico		

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
43	Plomo-baritina	Mabel, Melliza, Cónдор Huasi	Abra Pampa	22°42'58"S	65°33'41"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ga	
44	Plomo-baritina	Charito, Arbolito	Abra Pampa	22°43'43"S	65°33'12"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ga	
45	Arena, laja	Huancar Grande, Huancar Chico	Abra Pampa	22°46'26"S	65°43'56"O	2366-16	Cuarcitas, areniscas	Subgrupo Pirgua	Cretácico		
46	Cuarcita	Apacheta, Piedra Pintada	Abra Pampa	22°48'45"S	65°44'51"O	2366-16	Cuarcitas, areniscas	Subgrupo Pirgua	Cretácico		Destapes. Pequeños frentes de cantera
47	Cuarcita	Catari	Abra Pampa	22°49'27"S	65°44'30"O	2366-16	Cuarcitas, areniscas	Subgrupo Pirgua	Cretácico		Destapes. Pequeños frentes de cantera
48	Cuarcita	Cerro Blanco	Abra Pampa	22°48'59"S	65°34'39"O	2366-16	Cuarcitas, areniscas	Subgrupo Pirgua	Cretácico		Destapes. Pequeños frentes de cantera
49	Cobre	Alba	Rumicruz	22°50'08"S	65°34'04"O	2366-16	Areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico		
50	Cobre-plomobaritina	La Purísima, Trébol, Silvia	Rumicruz	22°51'04"S	65°30'56"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Cp,Cc, Bo, MI, Ga, BI, Nq, Py, Ba, Q, Ca	450 m de galerías principales. Piques, destapes y labores secundarias

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
51	Cobre-plomo-baritina	Rumicruz, Doña Emma, Argentina y otras	Rumicruz	22°51'07"S	65°30'09"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Cp,Cc, Bo, MI, Ga, BI, Nq, Py, Ba, Q, Ca	450 m de galerías principales. Piques, destapes y labores secundarias
52	Cobre-plomo-baritina	Nona María, Silvia y otras	Rumicruz	22°51'40"S	65°30'09"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Cp,Cc, Bo, MI, Ga, BI, Nq, Py, Ba, Q, Ca	450 m de galerías principales. Piques, destapes y labores secundarias
53	Plomo	La Candelaria	Agua Chica (Cerro Colorado)	22°53'12"S	65°43'34"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Cer, Ang, MI, Q, Ca	Pique de 57 m, 255 m de galerías. Piques ciegos y chiflones
54	Plomo	Carahuasi, Piscuno, Cruzniyoc	Agua Chica (Cerro Colorado)	22°53'55"S	65°43'00"O	2366-16	Areniscas, limolitas y lutitas	F. Acoite	Ordovícico	Ga, Q	
55	Caliza	Los Alamos	Tres Cruces	22°54'43"S	65°35'13"O	2366-16	Calizas, calizas dolomíticas, margas, areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		Pequeños frentes de cantera y destapes

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
56	Caliza	Cerro Tres Tornos	Tres Cruces	22°55'45"S	65°31'18"O	2366-16	Calizas, calizas dolomíticas, margas, areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		Pequeños frentes de cantera y destapes
57	Asfalto	Buena Suerte (Barro Negro)	Tres Cruces	22°59'21"S	65°36'55"O	2366-16	Areniscas, conglomerados	F. Río Grande	Oligoceno		
58	Caliza	Lecho, 7 de Mayo, Exodo	Yavi	22°07'34"S	65°28'32"O	2366-05	Calizas oolíticas, margas y areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		Destapes, pequeños laboreos de canteras
59	Caliza	Gabriel, Elbar	Yavi	22°08'51"S	65°30'10"O	2366-04	Calizas oolíticas, margas y areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		Destapes, pequeños laboreos de canteras
60	Cuarcita	Francisco, Los Campos, Centenario	Yavi	22°08'14"S	65°28'54"O	2366-05	Areniscas cuarcíticas	Subgrupo Pírgua	Cretácico		
61	Plomo-baritina	Rincón de Cajas	Rincón de Cajas	22°17'26"S	65°17'18"O	2366-05	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Q	Pequeños destapes
62	Baritina	Jaime Alberto	Tuc Tuca, Abra de Cóndor	22°23'30"S	65°15'09"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga	Destapes, laboreos a cielo abierto

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
63	Baritina	Santa Rosa 10	Tuc Tuca, Abra de Cóndor	22°24'22"S	65°15'09"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga	Destapes, laboreos a cielo abierto
64	Cobre	San Antonio	Abra de Cóndor	22°26'35"S	65°16'36"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Oxcu, Q	Destapes
65	Baritina-plomo	Romina Elisa	Cóndor	22°27'31"S	65°19'49"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga	Pequeños destapes
66	Baritina-plomo	San Felipe	Cóndor	22°27'24"S	65°17'02"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga	Pequeños destapes
67	Baritina-plomo	Laguna Blanca	Cóndor	22°29'01"S	65°17'16"O	2366-11	Lutitas, areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga	Pequeños destapes
68	Plomo-cobre	Huasi, Viejito	Cerro Toroyoc	22°36'18"S	65°16'15"O	2366-11	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ga, Cp, Py, Lim, Q	Destapes. Labores menores
69	Plomo-cobre	Toroyoc, Huaira	Cerro Toroyoc	22°37'27"S	65°16'55"O	2366-11	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ga, Cp, Py, Lim, Q	Destapes. Labores menores
70	Baritina	Inti Cancha	Casillas	22°43'49"S	65°22'02"O	2366-17	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ba	Destapes
71	Baritina-cobre	Casillas, Brujo	Casillas	22°45'15"S	65°21'48"O	2366-17	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Cp, Ga, MI, Ba	Tajos a cielo abierto y pique
72	Cobre	Peña Blanca	Casillas	22°46'57"S	65°24'53"O	2366-17	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Cp, Cc, MI, Q	Piques, galerías cortas, trincheras
73	Plomo	Colpayoc	Arroyo La Cueva (Tres Cruces)	22°49'50"S	65°21'44"O	2366-17	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Ga, Q	Dos socavones y labores menores
74	Turba	La Afortunada	Miyuyoc (Iturbe)	22°49'13"S	65°17'18"O	2366-17	Morenas, gravas, arenas, limos y turbas	Depósitos fluvio-glaciares, lacustres y palustres	Plio-Pleistoceno		

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
75	Cobre	Alto de Minas	Iturbe	22°52'24"S	65°20'54"O	2366-17	Areniscas cuarzosas, cuarcitas	F. Lizoite	Cámbrico	Ml, Az, Lim, Q	Pequeñas labores de exploración
76	Manganeso	Cóndor, Angelita, Punta de Agua	Tres Cruces (Arroyo Cóndor)	22°53'12"S	65°29'01"O	2366-17	Areniscas	Subgrupo Pírgua	Cretácico	Piro, Psi, Q, Lim	Dos galerías de 16 y 14 m. Trincheras de 60 m. Destapes
77	Baritina-plomo	Corral Blanco	Tres Cruces	22°55'43"S	65°25'06"O	2366-17	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Cer, Ml, Ba	Galería de 17 m y chiflón de 20 m
78	Caliza	La Cueva	Tres Cruces	22°55'47"S	65°22'46"O	2366-17	Calizas oolíticas, areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		
79	Hierro	Casayoc	Tres Cruces	22°56'49"S	65°23'52"O	2366-17	Cuarcitas	F. Chalhualmayoc	Cámbrico	Hem, Q	
80	Caliza	La Cumbre	Tres Cruces	22°58'40"S	65°28'16"O	2366-17	Calizas oolíticas, areniscas calcáreas	Subgrupo Balbuena	Cretácico a Paleógeno		
81	Hierro	Cerrillos, Luisa Stael	Iturbe	22°59'27"S	65°19'19"O	2366-17	Cuarcitas	Grupo Mesón	Cámbrico	Hem, Q	
82	Plomo-baritina	Rosario	3 Lagunas, Santa Victoria	22°05'23"S	65°13'13"O	2366-05	Areniscas y lutitas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Pb	Destapes
83	Oro-cobre	Arias	3 Lagunas, Santa Victoria	22°05'18"S	65°08'45"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Au, Ars, Py, Hem, Oxcu, Q	
84	Oro	Pueblo de Mina	3 Lagunas, Santa Victoria	22°05'53"S	65°07'39"O	2366-05	Aluviones	Depósitos aluvio-coluviales	Plio-Pleistoceno	Au	

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
85	Uranio-thorio	Río Leonoj	Vizcachani norte	22°06'45"S	65°11'53"O	2366-05	Cuarcitas	F. Chalhualmayoc	Cámbrico	Manifestaciones radiactivas	
86	Oro		Vizcachani norte	22°06'11"S	65°01'09"O	2366-05	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
87	Plomo-cincobre	Vizcachani (norte)	3 Lagunas, Santa Victoria	22°08'35"S	65°08'54"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Bl, Py, Cp, Cer, Cris, MI, Q	Un pique de 45 m y numerosas labores pequeñas superficiales
88	Oro	Vizcachani (norte)	3 Lagunas, Santa Victoria	22°08'12"S	65°07'42"O	2366-05	Aluviones	Depósitos aluvio-columbiales	Pleistoceno-Holoceno	Au	
89	Oro	Pozo Bravo	3 Lagunas, Santa Victoria	22°09'04"S	65°07'36"O	2366-05	Aluviones	Depósitos aluvio-columbiales	Pleistoceno-Holoceno	Au	
90	Plomo-baritina	La Codiciada	Santa Cruz, Santa Victoria	22°08'25"S	65°03'48"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	
91	Oro	Yavihuaco	Santa Cruz, Santa Victoria	22°07'53"S	65°01'26"O	2366-05	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
92	Oro	Santa Cruz	Santa Cruz, Santa Victoria	22°09'22"S	65°00'48"O	2366-05	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
93	Plomo	San Santiago, Agua Blanca	Pucará, Santa Victoria	22°11'44"S	65°01'12"O	2366-05	Esquistos, pizarras, filitas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Ga	Galería de 5 m Destapes
94	Plomo-baritina	María Julia	Santa Victoria	22°13'25"S	65°02'52"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	
95	Plomo	Encrucijada	Santa Victoria	22°14'39"S	65°00'35"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
96	Plomo-cobre-uranio-thorio	Río Blanco	Acoite, Santa Victoria	22°15'43"S	65°00'55"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, MI, Az, Oxfe, anomalías radiactivas, Ba	
97	Plomo-baritina-cobre	Acoite, Hornillos	Lizoite	22°18'20"S	65°06'28"O	2366-05	Cuarcitas y lutitas	F. Campanario	Cámbrico	Ga, Ba, Q	Algunos destapes
98	Plomo-baritina-cobre-uranio-thorio	Churquipampa	Lizoite	22°18'44"S	65°06'55"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, MI, Th, Thrg, Ba, Q	Galería de 25 m Destapes
99	Cobre	Atahualpa	Lizoite	22°18'42"S	65°10'32"O	2366-05	Cuarcitas	F. Lizoite	Cámbrico	Cp, Cv, MI, Az, Py, Lim, Q	Galería pequeña soterrada. Destapes
100	Hierro	María Gabriela	Acoite, Santa Victoria	22°18'08"S	65°02'13"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Espe, Hem, Mag	
101	Hierro	Campamento	Puncoviscana, Santa Victoria	22°19'11"S	65°02'12"O	2366-05	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Espe, Hem, Mag	
102	Plomo-baritina	Herman	Trigohuaico, Santa Victoria	22°20'25"S	65°02'59"O	2366-11	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	Destapes
103	Baritina	Dana	Trigohuaico, Santa Victoria	22°21'03"S	64°59'55"O	2366-12	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba	
104	Níquel-plomo-cinc-cobre-uranio	La Niquelina	Abra de Cóndor, Tuc Tuca	22°22'36"S	65°13'42"O	2366-11	Cuarcitas*. Lutitas y areniscas+	F. Chalhualmayoc*. F. Santa Rosita+	Cámbrico * Ordovícico +	Nq, Ga, Bl, Py, Cp, Bis, Pch, MI, Lim, Q	Varias galerías y otras labores subterráneas soterradas. Destapes
105	Plomo-baritina	La Ciénaga	Paltorco, Santa Victoria	22°22'30"S	65°04'49"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Bl, Cp, Ba, Q	Varios piques y galerías inundadas

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
106	Baritina	Mono Abra	Trigohuaico, Santa Victoria	22°22'26"S	65°01'07"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga, Oxcu, Lim, Q	Varios rajos a cielo abierto si- guiendo las vetas
107	Baritina	Volcán Blanco	Abra de Fundiciones	22°23'44"S	65°10'36"O	2366-11	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba	
108	Plomo-bari- tina	Parmense Vizcachani	Abra de Fundiciones	22°24'24"S	65°07'14"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba, Q	10 galerías, piques, destapes
109	Plomo-cobre	Misquero	Poscaya, Nazareno	22°25'43"S	65°06'42"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga, Oxcu, anomalías radiactivas, Lim	Destapes de poca pro- fundidad
110	Baritina-plo- mo	Lopiara	Poscaya, Nazareno	22°25'38"S	65°05'43"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga, Oxfe, Q	
111	Baritina-plo- mo	Don José, Julia	Poscaya, Nazareno	22°25'30"S	65°02'30"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga, Oxfe, Q	Destapes de poca profundidad
112	Plomo-bari- tina	Poscaya	Poscaya, Nazareno	22°26'46"S	65°03'01"O	2366-11	Lutitas y areniscas cuarzosas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba, Cp, Cer, Bl, Q, Lim	9 galerías sobre veta en distintos niveles
113	Baritina-plo- mo	Abra Colorada	Cerro Fundiciones	22°27'46"S	65°08'31"O	2366-11	Esquistos, pizarras	F. Puncoviscana	Precámbrico- Cámbrico	Ba, Ga, Q	Destapes de poca profundidad
114	Baritina-plo- mo	Quebrada Colorada	Cerro Fundiciones	22°29'18"S	65°12'11"S	2366-11	Esquistos, pizarras	F. Puncoviscana	Precámbrico- Cámbrico	Ba, Ga, Q	Destapes de poca profundidad
115	Baritina-plo- mo-cinc- uranio	El Quirusillal	Nazareno	22°29'10"S	65°06'39"O	2366-11	Cuarcitas, areniscas cuarzosas	Grupo Mesón	Cámbrico	Ba, Ga, Bl, Uran, Urn	Una galería de 25 m. Destapes menores

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
116	Plomo	El Nazareno	Nazareno	22°30'45"S	65°05'35"O	2366-11	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	Destapes
117	Plomo-cobre	María Cristina	Nazareno	22°31'39"S	65°04'56"O	2366-11	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Oxcu, Ba, Q	Destapes
118	Plomo-cobre	Beatriz Socorro	Molino, Río Nazareno	22°34'35"S	65°07'01"O	2366-11	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	
119	Plomo	San José	San Pedro, Río Nazareno	22°34'38"S	65°02'29"O	2366-11	Esquistos, pizarras, grauvacas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Ga	
120	Hierro	Virgen del Valle	San Pedro, Río Nazareno	22°38'28"S	65°06'51"O	2366-11	Esquistos, pizarras, grauvacas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Espe, Hem, Lim	
121	Cobre	Rodeo Colorado	San Pedro, Río Nazareno	22°40'39"S	65°09'04"O	2366-17	Cuarcitas, areniscas cuarzosas	Grupo Mesón	Cámbrico	Cp, Py, MI, Az, Cris, Q, Lim, anomalías radiactivas	
122	Hierro	La Soledad	Iruya	22°41'55"S	65°14'32"O	2366-17	Cuarcitas, areniscas cuarzosas	Grupo Mesón	Cámbrico	Hem, Lim	Pequeños destapes
123	Cobre-cinc-plomo-uranio	Esperanza, Esther	Iruya	22°43'30"S	65°13'03"O	2366-17	Esquistos, pizarras, cuarcitas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Bo, Cc, Cp, Ttr, Ga, Bl, Ull, Pch, Q, Ba, Ca	Más de 500 m de galerías, piques, chiflones y labores menores
124	Cobre	Juanita	Iruya	22°43'26"S	65°14'11"O	2366-17	Esquistos, pizarras, cuarcitas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Cp, Py, Oxcu, Q, Lim	Varios destapes
125	Plomo-cobre	San Isidro	Iruya	22°44'15"S	65°13'45"O	2366-17	Esquistos, pizarras, cuarcitas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Ga, Cp, Py, Oxcu, Q, Lim	Varios destapes y galerías soterradas

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
126	Baritina-plomo	Las Tolderias	Coranzulí, Iruya	22°52'18"S	65°11'44"O	2366-17	Esquistos, pizarras	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Ba, Ga, Oxf, Q	Destapes superficiales
127	Hierro	Mecoyita	Mecoyita, Santa Victoria	22°07'58"S	64°53'10"O	2366-06	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
128	Hierro	Antigal	Antigal, Santa Victoria	22°10'20"S	64°54'53"O	2366-06	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
129	Oro	Pucará	Pucará, Santa Victoria	22°10'25"S	64°57'52"O	2366-06	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
130	Oro	Santa Rosita	Santa Rosita, Santa Victoria	22°11'51"S	64°52'01"O	2366-06	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
131	Oro	Cerros Bravos	Santa Rosita, Santa Victoria	22°12'25"S	64°48'14"O	2366-06	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
132	Hierro	Sepultura	Santa Victoria	22°12'45"S	64°57'40"O	2366-06	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
133	Plomo-baritina-cobre	Elizabeth	Santa Victoria	22°14'05"S	64°57'16"O	2366-06	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba, MI, Az, Q, Lim	Destapes
134	Baritina-plomo	Don Alberto, Puca Aypa, San Cayetano, María Marquesa	Santa Victoria	22°16'13"S	64°58'41"O	2366-06	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ba, Ga, Q	6 galerías pequeñas soterradas
135	Plomo	Papachacra	Santa Victoria	22°16'07"S	64°55'10"O	2366-06	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga	Galerías y piques soterrados

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
136	Plomo-baritina	Alejandra	Poscaya, Cerro Blanco	22°24'32"S	64°57'49"O	2366-12	Lutitas y areniscas	F. Santa Rosita	Ordovícico	Ga, Ba	
137	Plomo	La Esperanza	Nazareno	22°29'20"S	64°59'35"O	2366-12	Esquistos, pizarras, grauvacas	F. Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Ga, Ba	
138	Fosfatos	Río Lipeo	Río Lipeo, Lipeo	22°24'36"S	64°45'03"O	2366-12	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
139	Hierro	Cuesta de Minas	Los Toldos	22°27'58"S	64°44'50"O	2366-12	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
140	Hierro	Baritú	Baritú	22°32'25"S	64°45'02"O	2366-12	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
141	Fosfatos	Río Porongal	Baritú	22°34'50"S	64°45'48"O	2366-12	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
142	Hierro	Porongal	Baritú	22°37'04"S	64°45'30"O	2366-12	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
143	Hierro	Candelaria	Baritú	22°40'44"S	64°46'38"O	2366-18	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
144	Fosfatos	Río Alisal	Isla de Cañas	22°42'44"S	64°48'51"O	2366-18	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
145	Fosfatos	Río Iruya	Isla de Cañas	22°48'35"S	64°49'40"O	2366-18	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
146	Hierro	Astillero	Isla de Cañas	22°45'05"S	64°48'41"O	2366-18	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
147	Hierro	Río Iruya	Isla de Cañas	22°47'36"S	64°48'29"O	2366-18	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
148	Fosfatos	Río Astillero	Isla de Cañas	22°54'47"S	64°50'02"O	2366-18	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
149	Fosfatos	Río Cañas	Isla de Cañas	22°57'38"S	64°47'47"O	2366-18	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
150	Fosfatos	Quebrada La Misión	Los Toldos	22°13'47"S	64°42'17"O	2366-06	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
151	Fosfatos	Río Condado	Los Toldos	22°11'00"S	64°41'49"O	2366-06	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
152	Oro	Río Condado	Los Toldos	22°10'59"S	64°40'46"O	2366-06	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
153	Oro	Río Los Toldos	Los Toldos	22°18'16"S	64°40'07"O	2366-06	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno-Holoceno	Au	
154	Hierro	La Misión	Los Toldos	22°14'03"S	64°41'06"O	2366-06	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
155	Hierro	Roberto Carlos	Los Toldos	22°19'07"S	64°42'30"O	2366-06	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
156	Hierro	Edilma Isabel	Los Toldos	22°24'08"S	64°43'37"O	2366-12	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
157	Hierro	María Jesús	Los Toldos	22°24'50"S	64°43'47"O	2366-12	Limolitas, grauvacas, bancos de hierro	F. Lipeón	Silúrico	Hem, Thu, Bio, sílice hidratada, Mos, Lim	
158	Fosfatos	Río San José	Los Toldos	22°22'57"S	64°44'47"O	2366-12	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria	Ordovícico	Acumulaciones de conchillas de Lingulas	
159	Oro	Río Lipeo	Lipeo	22°28'34"S	64°39'50"O	2366-12	Aluviones	Depósitos de planicie aluvial	Pleistoceno Holoceno	Au	

ABREVIATURAS: Ang: anglesita; Ank: ankerita; Ars: arsenopirita; Az: azurita; Ba: baritina; Bio: biotita; Bis: bismutina; Bl: blenda; Bo: bornita; Ca: calcita; Cp: calcopirita; Cc: calcosina; Carcu: carbonatos de cobre; Cer: cerusita; Cv: covelina; Cris: crisocola; Q: cuarzo; Espe: espeularita; Ga: galena; Hem: hematita; Lim: limonitas; Mag: magnetita; MI: malaquita; Mos: muscovita; Nq: niquelina; Au: oro; Oxcu: minerales oxidados de cobre; Oxfe: óxidos de hierro; Pch: pechblenda; Py: pirita; Pirol: pirolusita; Po: pirrotina; Psi: psilomelano; Sid: siderita; Sulcu: sulfuros de cobre; Ttr: tetraedrita; Th: thorita; Thrg: thorummita; Thu: thuringita; Ull: ulmanita; Urn: uraninita; Uran: uranofano

-Manifestación Río Condado

Se ubica cerca del caserío del mismo nombre. Según Barrionuevo (1976), los sedimentos ordovícicos del sector se encuentran intensamente plegados y fracturados, con considerables cambios que afectan a los niveles fosfáticos; no obstante se ha determinado la presencia de un banco con 1,10 m de potencia y 10,98% de contenido de P_2O_5 , al que se suman otros dos con espesores de 0,60 m y 0,30 m con leyes de 7,20% y 4,78% de P_2O_5 , respectivamente.

-Manifestación Río Lipeo

Se encuentra al sur de la localidad de Toldos. La prospección indicó la presencia de varios niveles con conchillas, aunque los espesores pequeños y los tenores bajos reducen su importancia. Barrionuevo (1976) en un caso determinó dos estratos de 1,30 m y 0,90 m respectivamente, con leyes de apenas 1% de P_2O_5 .

-Manifestación Río Porongal

Esta manifestación está ubicada al sur de Baritú. A unos 700 m al oeste del contacto entre sedimentitas ordovícicas y estratos silúricos, afloran niveles con

contenidos fosfáticos de espesor reducido y leyes bajas. En el mejor caso la potencia alcanza 0,54 m y la ley es de 8,70% de P_2O_5 (Barrionuevo, 1976).

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Existen en la Hoja varios puntos que pueden ser inventariados por su valor y representatividad, para su posible utilización con fines diversos de acuerdo a su interés científico, didáctico y aún turístico.

Cañón del río Iruya

Se trata de un cañón de aproximadamente 9 km de largo, 100 m de profundidad y aproximadamente 100 m de ancho que el río Iruya labró en sedimentitas cenozoicas. El cañón del Iruya es un excelente sitio para la observación completa de la secuencia del Neógeno subandino (ver perfiles columnares) (Foto 15).

Por otra parte, el cañón del Iruya es un excelente ejemplo de erosión antrópica, ya que se originó por la fuerza erosiva del río durante más de un siglo, como resultado del desvío intencional del río Iruya en el año 1865.



Foto 15: Cañón del río Iruya (al este de la población Isla de Cañas), ejemplo de erosión antrópica. Se trata de una garganta de más de 100 m de profundidad, labrada en areniscas del Grupo Orán (Terciario Subandino) como consecuencia del desvío intencional del río Iruya en el año 1865.

Hasta el año 1865 el río Iruya era afluente del río Zenta o Blanco, causando frecuentes inundaciones en la población de Orán durante la época estival. Por este motivo, entre los años 1862 y 1865 la comuna local tomó la iniciativa de desviar el río Iruya a la cuenca del río Pescado, aprovechando un afluente secundario de este último río, cuyo nacimiento estaba a poca distancia de la localidad denominada Portezuelo del Portillo. En este caso la divisoria de aguas era una lomada muy estrecha y de baja altura. La diferencia de nivel entre la antigua traza del río y la del río Pescado era originalmente de 227 metros. El río ensanchó y profundizó la primitiva zanja y originó lo que hoy se conoce como este espectacular Cañón Nuevo del Iruya (Bonarelli, 1914; Konzewitsch, 1958). Las consecuencias hidrológicas y geomorfológicas de este desvío se hicieron sentir inmediatamente y el río comenzó a cavar su fondo en búsqueda de su nivel de equilibrio. Aguas abajo el río Iruya depositó sedimentos en la desembocadura con el río Pescado, levantando el nivel de fondo de este último, produciendo entarquinamiento y endicamiento del mismo. Así se formó la laguna



Foto 16: Vista hacia el sur del río Porongal en la sierra de Cinco Picachos. Parque Nacional Baritú

Nueva y los pantanos de Pintascayo, generando un nuevo ecosistema. Aguas arriba del histórico desvío, a la altura del pueblo Isla de Cañas, el río profundizó su cauce en aproximadamente 70 metros, pues el predio donde hoy se levanta la citada población constituía, en el siglo pasado, la playa del río (Rubiolo *et al.*, 1998).

Angosto de Alarache

Esta localidad se ubica sobre el río Bermejo (límite internacional), al atravesar la sierra de los Cinco Pinachos. Se accede por el camino carretero que une la localidad de Aguas Blancas con Tarija en territorio boliviano. Aquí se observa una buena exposición del Paleozoico y Mesozoico de las Sierras Subandinas (ver perfiles columnares).

Parque Nacional Baritú

Este Parque Nacional posee una superficie de 72.380 ha y está limitado por los ríos Lipeo, Pescado y Bermejo.

Se caracteriza por la pristinidad de su masa boscosa, representativa de la selva higrófila tucumano-oranense, variada fauna autóctona y gran valor paisajístico (Foto 16).

En comarcas colindantes con el sector noroccidental del Parque se reconocen procesos de remoción en masa y formación de cárcavas por actividad antrópica (Natenzon, 1993).

Monumento Natural Laguna de Pozuelos

Cubre una superficie de 16.245 ha y fue declarado reserva de la biósfera por la UNESCO. La laguna se halla a 3.700 m de altura, es lugar de nidificación y asentamiento de aves migratorias acuáticas altoandinas, no supera los dos metros de profundidad y su extensión varía según las lluvias estivales. Presenta un relativo interés desde el punto de vista geomorfológico.

Termas de Lipeo

Estas fuentes termales se ubican en la margen derecha del río Lipeo, a una distancia de aproximadamente 3 km río arriba de la localidad homónima. Primeros datos de estas fuentes son referidos por Bodenbender (1906) y Beder (1928).



Foto 17: Puente del Diablo (Tres Cruces). Acción de los agentes erosivos en areniscas de edad cretácica de la Formación Lecho (Subgrupo Balbuena). En el fondo se observa la Sierra de Aguilar.



Foto 18: Anticlinal de Esquinas Blancas. Pliegue por propagación de falla en calizas y margas de la Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena) del Cretácico superior.



Foto 19: Lavas en almohadilla de edad ordovícica en la localidad de Chocoite (cordón de Escaya). Complejo Magmático-Sedimentario Cochinoca – Escaya.

Las vertientes de las aguas termales brotan 20 m por encima del cauce del río Lipeo. El agua surge de nueve manantiales distintos, entre escombros de acarreo aluvial (Turner, 1964a). Las rocas que constituyen el sustrato son lutitas de la Formación Santa Rosita. El caudal de las distintas vertientes no supera los 30 l/s. El agua de estas termas es incolora y despide olor a ácido sulfídrico. La temperatura no supera los 49° C.

Puente del Diablo (Tres Cruces)

Se trata de un gran puente natural de 50 m de largo y 15 m de alto, resultado de la acción combinada de la meteorización física y química del agua con posterior modelado de la erosión eólica. Se ubica 8 km al sureste de la localidad de Tres Cruces, a 4.020 m de altura.

El puente está labrado en areniscas cuarcíticas de la Formación Lecho (Subgrupo Balbuena). Esta forma de erosión resulta como producto de la disolución del cemento calcáreo en la arenisca, formando así cavernas, aleros y puentes (Foto 17).

Además de la curiosidad geomorfológica que ofrece, los afloramientos permiten observar estructuras sedimentarias de megaentrecruzamiento planar de depósitos eólicos.

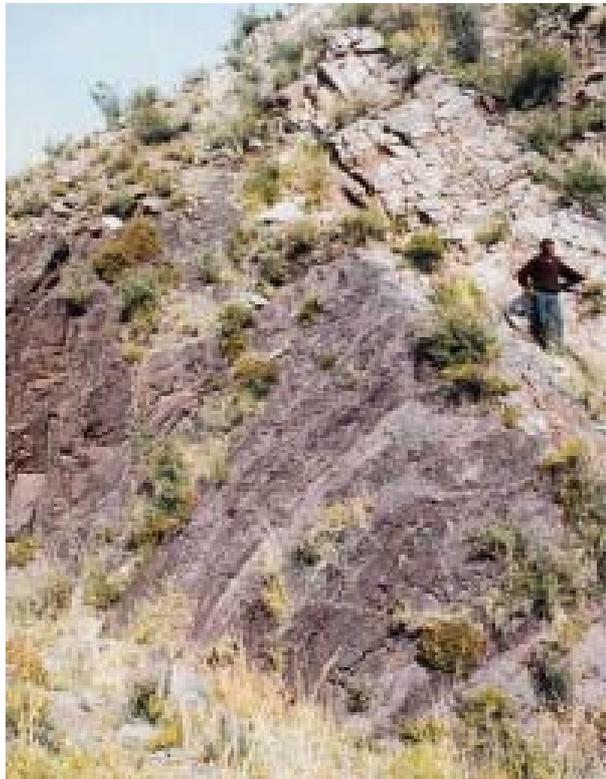


Foto 20: Discordancia angular (fase Tilcárica) entre el conglomerado basal del Grupo Mesón (Cámbrico medio a superior) y las leptometamorfitas de la Formación Puncoviscana (Vendiano – Cámbrico inferior), con pliegues isoclinales. Quebrada Morada, próximo a la localidad de Iturbe (S 22°59'53.5"; O 65°20'41.4").

Anticlinal de Esquinas Blancas

Es un gran pliegue anticlinal por propagación de falla, en calizas de la Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena). El mismo se observa desde la ruta 9 y junto a las vías del F.C.G.B., en el km 1.321 (Foto 18).

Lavas en almohadilla (sierra de Cochinoca)

Son representantes del volcanismo marino ordovícico (Arenig). Un afloramiento de lavas en almohadilla aflora en la quebrada Chocoite (Foto

19), a 17 km de la localidad La Intermedia (km 1397 - F.C.N.G.B.) sobre el camino que une esta última localidad con Cerrillos (Coira y Koukharsky, 1991).

Discordancia angular Cámbrico inferior-Cámbrico medio (fase Tilcárica)

Algunos kilómetros al este de la localidad Hipólito Yrigoyen (estación de ferrocarril Iturbe) se observa la discordancia angular entre la Formación Puncoviscana y la Formación Lizoite (Foto 20).

BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F. y A. J. TOSELLI, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación especial, Facultad Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 212 p. Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F. G. y A. J. TOSELLI, 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovícico inferior clásico en el noroeste de Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 6:49-63. San Salvador de Jujuy.
- ACEVEDO, O., 1986. El Precarbónico en la provincia de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3(6):65-72.
- AHLFELD, F. E., 1948 a. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería. 1ª parte. Publicación 455. Jujuy.
- AHLFELD, F. E., 1948 b. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería. 2ª parte. Publicación 474. Jujuy.
- AHLFELD, F. E. y L. BRANISA, 1960. Geología de Bolivia. Editorial Don Bosco. 245 p. La Paz. Bolivia.
- ALCALDE, J.A. y M. C. ALCALDE, 1981. Geomorfología aplicada en el valle del río Miraflores -sector norte- Provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 4. Universidad de Jujuy. Jujuy.
- ALLMENDINGER, R. W. and T. R. ZAPATA, 1996. Imaging the andean structure of the Eastern Cordillera on reprocessed YPF seismic reflection data. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de hidrocarburos*, 2:125-134.; Buenos Aires.
- ANAYA-D., F., J. PACHECO-Z. y L.A. PILI, 1989. Hallazgo de mesotherinos en la Formación Kasira (Terciario) en el Sud Boliviano (provincia Omiste, departamento Potosí). *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia, Serie A*, 4 (1):41-46. La Paz. Bolivia.
- ANGELELLI, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. Yacimientos metalíferos. Museo Argentino de Ciencias Naturales y Ciencias Geológicas. Tomo 2. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., A. ARISTARAIN, A. HERRERA y E. FERNÁNDEZ LIMA, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina: Minerales Metalíferos. Secretaría de Estado de Minería. *Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 15, 172 p. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires
- ARAMAYO FLORES, F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del Norte Argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Marzo: 2-16.
- ARGAÑARAZ, P., M. FORNARI, A. L. CASTILLO and R. BATTAGLIA, 1994. Characteristics of the gold occurrences in the Santa Victoria District (Provincia de Salta, Argentina). *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2:725-730.
- AZCUY, C., 1996. Palynological biostratigraphy of the NW-basin, Argentina. *Compañía General de Combustibles*, (inédito). Buenos Aires.
- AZCUY, C. y R. CAMINOS, 1986. Diastrofismo En: El Sistema Carbonífero en la República Argentina (Archangelsky, S. Ed.), 239-251. Córdoba.
- BACHMANN, G., G. GRAUERT, U. KRAMM, A. LORK y H. MILLER, 1987. El magmatismo del Cámbrico medio a Cámbrico superior en el basamento del noroeste argentino. *Investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos Santa Rosa de Tastil y Cañaní*. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán)*, 4:125-127. San Miguel de Tucumán.
- 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., J. BREITKREUZ, J. MALETZ, M. C. MOYA and J. A. SALFITY, 1990. The ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: new stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters on Stratigraphy*, 23:69-89.
- BALDIS, B. A. J., L. BENEDETTO, G. BLASCO y M. MARTEL, 1976. Trilobites silúrico-devónicos de la Sierra de Zapla (noroeste Argentino). *Ameghiniana*, 13(3-4):185-225. Buenos Aires.
- BARRIONUEVO, L., 1976. Síntesis informativa sobre la prospección de recursos fosfáticos (provincias de Salta y Jujuy). Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. Plan NOA I. Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito), 13 p. Salta.
- BEDER, R., 1928. Los yacimientos de mineral de plomo en el departamento de Yavi (Jujuy). Dirección de Minería, Geología e Hidrología. Publicación 38. Buenos Aires.
- BIANUCCI, H. A., 1985. Probable tectónica distensiva en la configuración del Bolsón de Abra Pampa, Provincia de Jujuy. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. Inédito.

- BIANUCCI, H. A. y J. F. HOMOVC, 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1:539-546. Buenos Aires.
- BIANUCCI, H. A., O. ACEVEDO y J. CERDAN, 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca de Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). *Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, 3:159-172. Buenos Aires.
- BIANUCCI, H. A., C. FERNÁNDEZ GARRASINO y E. SÁNCHEZ, 1987. Corrimientos de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa (Prov. Jujuy, Argentina). *Actas 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán)*, 1:165-168. San Miguel de Tucumán.
- BODENBENDER, W., 1906. Una exploración geológica en la región de Orán, Provincia de Salta. Ministerio de Agricultura. *Boletín 4 y 5*:3-13. Buenos Aires.
- BOLL, A. y R. HERNÁNDEZ, 1985. Área de Tres Cruces, provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito.
- BOLL, A. y R. HERNÁNDEZ, 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces (Provincia de Jujuy, Argentina). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época. Año 3, N° 7*.
- BOLL, A., R. J. GÓMEZ OMIL y R. M. HERNÁNDEZ, 1989. Síntesis estratigráfica del Grupo Salta. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 120 p., inédito. Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1913. Las sierras subandinas del Alto Aguaraquí y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología*, 8, 4. Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. *Boletín Serie B (Geol.) 9*. Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento de las regiones petrolíferas subandinas del Norte. Provincias de Salta-Jujuy. *Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 15, 1. Buenos Aires.
- BOSO, M. A., 1994. Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Zapla y Lipeón y los depósitos ferríferos asociados en las Sierras Subandinas Centrales del norte argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, inédito. Salta.
- BRACKEBUSCH, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín*, 5:137-252. Córdoba.
- BRACKEBUSCH, L., 1891. Mapa Geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- BRODTKORB, M. K. de, 1972. Hallazgo de pechblenda en la mina Romicruz, provincia de Jujuy. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 1:63-68. Buenos Aires.
- CAMPILLO, R. D. y E. O. DONATO, 1982. Estratigrafía del Grupo Salta en la Subcuenca de Tres Cruces. Provincias de Jujuy y Salta. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito.
- CARABAJAL, E., R. PASCUAL, R. PINEDO, J. A. SALFITY y M. G. VUCETICH, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina). Edad y correlaciones. *Museo Municipal de Ciencias Naturales, Mar del Plata*, 2 (7): 148-163. Mar del Plata.
- CASTELLANOS, A., 1950. El Uquiense, sedimentos neógenos de Uquía (Senador Pérez) en la provincia de Jujuy (Argentina). Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales del Litoral. *Publicación N° 36. Serie Técnico-Científica*, 55 p. Rosario.
- CAZAU, L. B., J. OLIVER GASCÓN y N. CELLINI, 1975. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1:341-356. Buenos Aires.
- CÉCERE, R., 1975. Informe final Área de Reserva N° 2, Santa Victoria-Hornillos, Salta. Plan NOA I. Dirección General de Fabricaciones Militares, (inédito), 18 p. Buenos Aires.
- CLADOUHOS, T., 1993. Quantitative analysis of faults: fault kinematics from the Andes of NW Argentina and SW Bolivia, a finite strain method, and a fault growth model. Tesis doctoral, Universidad de Cornell, inédito. Cornell.
- CLADOUHOS, T. T., R. W. ALLMENDINGER, B. COIRA and E. FARRAR, 1994. Late Cenozoic deformation in the central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2):209-228.
- CLAURE, H., 1969. Estudio geológico de la región de Chagua-Kasira. Tesis doctoral, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia, inédito.
- 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 85-88. Buenos Aires.

- COIRA, B. L., 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1:37-56. Buenos Aires.
- COIRA, B. L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Provincia de Jujuy. Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Boletín 170. Buenos Aires.
- COIRA, B., 1996. Volcanismo submarino silíceo ordovícico en la Puna Nororiental (22°-24°S, 65°45'-66°45'O), Argentina. Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia, 3:1003-1009. Tarija.
- COIRA, B. y S. M. KAY, 1993. Magmatismo y levantamiento de la Puna, su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:308-319. Mendoza.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1991. Lavas en almohadilla ordovícicas en el Cordón de Escaya, Puna Septentrional, Argentina. Resúmenes expandidos. 6° Congreso Geológico Chileno:674-678.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1994. Complejos submarinos dómico-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de la puna Jujeña (22°-23°45' S), sus implicancias. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2:1000-1004.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS and V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the andes of Northern Argentina and Chile. Earth Science Review, 18:303-332. Amsterdam.
- COIRA, B., P. CAFFE, A. RAMÍREZ, W. CHAYLE, A. DÍAZ, S. ROSAS, A. PÉREZ, B. PÉREZ, O. OROSCO y M. MARTÍNEZ, 1998. Hoja geológica 2366-I Mina Pirquitas, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito. Buenos Aires.
- CUERDA, A. J. y B. ANTELO, 1973. El límite Silúrico-Devónico en los Andes centrales y orientales de Bolivia. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3:183-196. Buenos Aires.
- CHOMNALES, R., R. VÁZQUEZ y R. PALOU, 1960. Noticia preliminar sobre la existencia de minerales de níquel de la mina Purísima (Rumicruz). Departamento Cochino, Jujuy. Instituto Geológico y Minero, Comunicación 2. Jujuy.
- DEL PAPA, C. E., 1994. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Maíz Gordo (Terciario Inferior) en el sur de la cuenca del Grupo Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, inédito. Salta.
- DE SPIRITO, R. E., 1980. Estudio de detalle y análisis de la cuenca de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, en el sector centro oriental de la Subcuenca de Lomas de Olmedo y umbral de Cachipunco. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito. Buenos Aires.
- DÍAZ, E., R. LIMACHI, V. GOITÍA, D. SARMIENTO, O. ARISPE y R. MONTECINOS, 1996. Relación entre tectónica y sedimentación en la cuenca de antepaís del Paleozoico medio de los Andes Centrales de Bolivia (14° a 22°S). Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia: 97-102. Tarija.
- DO CAMPO, M., R. OMARINI y H. OSTERA, 1994. Edades K-Ar en fracciones finas de pelitas en la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. Revista Geológica de Chile, 21 (2):233-240. Santiago de Chile.
- DONATO, E. O., D. STARCK y E. F. GALLARDO, 1990. Cuenas silurodevónicas y neopaleozoicas subandinas. Nuevos aportes a su conocimiento y consideraciones de interés petrolero. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- FERNÁNDEZ, J., 1973. Primeros fechados radiocarbónicos de formaciones holocenas de la Puna portadoras de materiales arqueológicos. Actas 5° Quinto Congreso Geológico Argentino, 5:223-226. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ, J., P. BONDESIO y R. PASCUAL, 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dypnoi) de la Formación Lumbrera (Eoceno) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. Ameghiniana, 10(2):152-172. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ, R. I., 1983. Contribución al conocimiento geológico de la región de Iturbe (departamento de Humahuaca, provincia de Jujuy). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 217 p., inédito. San Miguel de Tucumán.
- FERUGLIO, E., 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. Primera Reunión de Geología. Contribuciones Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, tomo 7. Buenos Aires.
- GALLISKI, M. A. and J.G. VIRAMONTE, 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina. A petrologic approach. Journal of South American Earth Sciences, 1(4):329-342.
- GÓMEZ OMIL, R. J., A. BOLL y R. M. HERNÁNDEZ, 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En G. A. CHEBLI y L. A. SPALLETI (Eds.): Cuenas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 43-64. Tucumán.

- GRIER, M. E., J. A. SALFITY and R. W. ALLMENDINGER, 1991. Andean reactivation of the cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:351-372. Oxford.
- GUBBELS, T., B. ISACKS and E. FARRAR, 1993. High level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, 21:695-698.
- GUILLOU, J., 1986a. Mina Esperanza, Etapa de evaluación previa. Secretaría de Minería. Centro de Exploración Salta, 10 p., inédito. Salta.
- GUILLOU, J., 1986b. Mina Viscachani. Etapa de evaluación previa. Secretaría de Minería. Centro de Exploración Salta, 10 p., inédito. Salta.
- GUILLOU, J., 1986c. Mina La Ciénaga. Etapa de evaluación previa. Secretaría de Minería. Centro de Exploración Salta, 10 p., inédito. Salta.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., G. F. ACEÑOLAZA y S.B. ESTEBAN, 1996. Revisión de algunas localidades con graptolitos ordovícicos en la Puna salta-jujeña (noroeste de Argentina). *Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia*, 2:725-731. Tarija.
- HAGERMANN, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petroleras* 10, 107:451-496.
- HARRINGTON, H. J. and A. LEANZA, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Special Publication*, I. Department of Geology, University of Kansas, Lawrence.
- HAUSEN, H., 1925. Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 38:3-9. Córdoba.
- HAUSEN, H., 1930. Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta and Jujuy, Norwest argentinien. *Meddel. Abo. Akad. Geol. Mínerl. Inst.*, 11. Helsinki.
- HERAIL, G., P. BABY y P. SOLER, 1994. El contacto Cordillera Oriental-Altiplano en Bolivia: Evolución tectónica, sedimentaria y geomorfológica durante el Mioceno. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 1:62-66. Concepción.
- HERNÁNDEZ, R. y A. DISALVO, 1989. Estratigrafía del Grupo Salta en las Subcuencas de Metán- Alemania. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.
- HERNÁNDEZ, R., J. REYNOLDS y A. DISALVO, 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Marzo, 96:80-93. Buenos Aires.
- HONGN, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, inédito. Salta.
- HONGN, F. D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49:256-268. Buenos Aires.
- HONGN, F. D., 1995. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental, su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4):256-268. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A. P., 1978. La laguna de Pozuelos y su ambiente salino. *Acta Geológica Lilloana* 15. San Miguel de Tucumán.
- IGARZÁBAL, A. P., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3:595-607. Buenos Aires.
- INTA, 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Provincias de Salta y Jujuy.
- JAKULICA, D., 1951. Estudio geológico del faldeo occidental de la Sierra de Santa Victoria y zona adyacente entre Puesto del Marqués y Tres Cruces. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.
- JUÁREZ, C. A. y M. A. BOSO, 1993. Secuencia de plataforma dominada por tormentas en la Formación La Pedrera (Ordovícico inferior), sierra de Mojotoro, Salta, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1:107-115. Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1910. Estudio geológico en la Quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, 2:76-77. Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de los Andes. *Boletín de la Academia de Ciencias de Córdoba*, 30:295-307. Córdoba.
- KEIDEL, J., 1937. La prepuna de Salta y Jujuy. En *Revista del Centro de Estudios Doctorales de Ciencias Naturales*, 1(3): 125-154. Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciares. *Boletín de la Academia de Ciencias de Córdoba*, 36:140-229. Córdoba.
- KLEY, J., 1993. Der Übergang von Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15'-22° S): Geologische Struktur und Kinematik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 156*, 88 p. Universidad Técnica de Berlín.

- KONZEWITSCH, N., 1958. Cantos rodados y material en suspensión de los ríos Bermejo, Pescado e Iruya. Agua y Energía Eléctrica, Empresa del Estado, 58 p., inédito.
- KOUKHARSKY, M. y J. C. MIRRE, 1974. Nuevas evidencias del vulcanismo ordovícico en la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(1):128-134. Buenos Aires.
- KOUKHARSKY, M., B. COIRA, E. BARBER y M. HANNING, 1988. Geoquímica de volcanitas ordovícicas en la Puna (Argentina) y sus implicancias tectónicas. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 5(3):1137-1158.
- KULEMEYER, J. J., 1988. Estratigrafía y evolución paleoambiental del Cuaternario entre las localidades de Yavi y Yavi Chico, Departamento de Yavi, Provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, inédito.
- LINARES, E. y R. R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina (1957-1987). Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B, 19, 629 p. Buenos Aires.
- LIZARRAGA, A., 1981. Estudio preliminar de la cantera Lecho (Rocas de aplicación), Ónix, Aragonita onizada, Departamento Yavi, Jujuy. Informe interno. Dirección Provincial de Minería, 11 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- LOBO BONETA, J., 1989. El límite Devónico-Carbonífero en el Subandino Sur de Bolivia. Revista Técnica de YPF, 10(3-4):213-217.
- LORK, A. and H. BAHLBURG, 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:1-6. Mendoza.
- MANCA, N., 1992. El género *Lotagnostus* (Trilobita, Agnostida) en la Formación Santa Rosita (Jujuy, Argentina) y su significado cronológico. Ameghiniana, 29:45-48. Buenos Aires.
- MÁRQUEZ VIEYRA, M., 1971a. Informe geológico-económico del área Cándor, Iturbe, Cuevas, Casillas y Miyuyoc, Departamento Humahuaca, Jujuy. Informe interno. Dirección Provincial de Minería, 36 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- MÁRQUEZ VIEYRA, M., 1971b. Informe geológico de la mina Cándor, Departamento Humahuaca, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería, 9 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- MARQUILLAS, R. A. and J. A. SALFITY, 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. Lecture Notes Earth Sciences, 71:118-136. Heidelberg.
- MARSHALL, L. G., R.F. BUTLER, R. E. DRAKE and G. H. CURTIS, 1982. Geochronology of type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. Science, 216(4549):986-989.
- MARSHALL, L. G., T. SEMPERE and M. GAYET, 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) Formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. Docum. Lab. Géol. Lyon, 125:291-301.
- MATHER, K. F., 1922. Front ages of the Andes between Santa Cruz (Bolivia) and Embarcación (Argentina). Geological Society of America., Bulletin 33:703-764.
- MEILÁN, D., 1980. Informe técnico sobre la mina de baritina Mono Abra. Banco Nacional de Desarrollo. Carpeta Técnica N° 171, 23 p., inédito. Subsecretaría de Minería, Delegación Salta.
- MÉNDEZ, V. y L. M. VILLAR, 1977. Edad de los filones ultrabásicos del Río Piedras, Sierras Subandinas de las provincias de Salta y Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32:77-78. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., A. NAVARINI, D. PLAZA y O. VIERA., 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 6: 89-100. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., J. C. M. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIERA, 1979. Geología de la región noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 p. Buenos Aires.
- MÉNENDEZ, M. y V.O. VIERA, 1981. Estudio geológico-geomorfológico y de vegetación de los ríos Nazareno, Iruya e Izcuya en la provincia de Salta, inédito. Salta.
- MEYER, H. O. A. and L. M. VILLAR, 1984. An alnoite in the Sierras Subandinas, Northern Argentina. Journal Geology, 92:741-751. Chicago.
- MINGRAMM, A. y A. RUSSO, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En A. F. LEANZA (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 185-235. Córdoba.
- MINGRAMM, A., A. RUSSO, A. POZZO y L. CAZAU, 1979. Sierras Subandinas. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, Argentina. Academia Nacional de Ciencias, (1):95-138. Córdoba.
- MON, R. y F. D. HONGN, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42:31-38. Buenos Aires.
- MON, R. y F. D. HONGN, 1989. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del Basamento del Norte Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44:124-127. Buenos Aires.

- MON, R. and F.D. HONGN, 1991. The structure of the Precambrian and lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat. *Geologische Rundschau*, 80(3):745-758.
- MONALDI, C. R. y M.A. BOSO, 1987. *Dalmanitina (Dalmanitina) subandina* nov. sp. (trilobita) en la Formación Zapla del Norte Argentino. *Actas 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1:149-157.
- MONTEROS, J., M. C. MOYA y A. CUERDA, 1993. Graptolitos ashgiliano-llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, Sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2:304-314. Mendoza.
- 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(1):9-44. Buenos Aires.
- MOYA, L. A., 1994. Estudio petrológico y geoquímico del sector sur del granito Cañaní, Departamento Santa Victoria, Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta, (inédito). Salta.
- MOYA, M.C., 1988. Lower ordovician in the southern part of the argentine Eastern Cordillera. En H. BAHLBURG, Ch. BREITKREUZ and P. GIESE (Eds): *The southern Central Andes. Lectures notes in Earth Sciences*, 17;55-70, Springer-Verlag. Berlin.
- MOYA, M. C., S. MALANCA, J. A. MONTEROS y A. CUERDA, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico inferior en la Cordillera Oriental Argentina basada en graptolitos. *Revista Española de Geociencias*, 9:91-104.
- NATENZON, C. E., 1993. Áreas protegidas, asentamientos locales y desarrollo: El caso del Parque Nacional Baritú. Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires, 82 p., inédito. Buenos Aires.
- NESOSSA, D., 1950. Estudio geológico en los departamentos de Santa Victoria (Salta) y Yavi (Jujuy). Zona limítrofe argentino-boliviana. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito.
- NIENIEWSKI, A. y E. WLEKLINSKI, 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(4):169-202. Buenos Aires.
- OLLER, J. and T. SEMPERE, 1990. A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. *Symposium International Geodynamique Andine*:237-240. Grenoble, France. Editions de l'ORSTOM.
- OMARINI, R. H. y R. J. SUREDA, 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: Modelos, alternativas y problemas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 291-307. Mendoza.
- OMARINI, R. H., U. G. CORDANI, J. G. VIRAMONTE, J. SALFITY y K. KAWASHITA, 1979. Estudio isotópico Rb-Sr de la "Faja Eruptiva de la Puna a los 22° 35'LS, Argentina. *Actas 2° Congreso Geológico Chileno*, 3:257-269. Arica.
- OMARINI, R. H., A. YAGUE and J. G. VIRAMONTE, 1987. Cañaní granitic Complex, Salta, Argentina. *Geochemical and petrological approach*. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4:122-123. San Miguel de Tucumán.
- OMARINI, R., R. N. ALONSO y J. J. MARCUZZI, 1993. Hallazgo de volcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(2): 179-183. Buenos Aires.
- OMARINI, R., J. G. TORRES and L. A. MOYA, 1996. El stock Tipayoc: Génesis magmática en un arco de islas del Cámbrico inferior en el noroeste de Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5:545-560. Buenos Aires.
- PADULA, E. y F. REYES, 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1):9-70.
- PADULA, E., E. ROLLERI, A. MINGRAMM, P. CRIADO ROQUE, M. FLORES y B. BALDIS., 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium of Devonian System. Proc.*, 2:165-199. Calgary.
- PANCETTI, N., 1974. Prospección de recursos ferríferos, Informe mina 6 de Noviembre, Área de Reserva N° 30, Pumahuasi. Dirección Provincial de Minería, 6 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- PANCETTI, N., 1980. Informe Área de Reserva N° 30, Pumahuasi, Provincia de Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares, Subdirección de Desarrollo Minero, Departamento Geología y Minería. Dirección Provincial de Minería. 74 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1973. Las unidades estratigráficas terciarias portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3:293-338. Buenos Aires.

- PASCUAL, R., M. G. VUCETICH y J. FERNÁNDEZ, 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricornidae) de la Formación Mealla, sus importancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Ameghiniana*, 15 (3-4):366-390. Buenos Aires.
- PINTO, D. and Y. SANGUINETTI, 1987. Lower cretaceous ostracodes from Bolivia. *Anales 10° Congreso Brasileiro de Paleontología*, 2:761-781.
- RAMALLO, E., 1975. Informe Final Área de Reserva N° 7, Rumicruz, Provincia de Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares, Centro de Exploración Geológico-Minera II. Dirección Provincial de Minería, 20 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- RAMALLO, E., 1979. Informe Final Plan Hierro, sector Lipeo-Alisal, Provincia de Salta. Dirección General de Fabricaciones Militares, Centro de Exploración Geológico-Minera II. Dirección Provincial de Minería, 20 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- RAMOS, V., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 6:13-28. Buenos Aires.
- RAPELA, C. W., B. COIRA, A. TOSELLI y J. SAAVEDRA, 1992. El magmatismo paleozoico inferior en el sudoeste de Gondwana. En J. C. GUTIÉRREZ MARCO, J. SAAVEDRA y J. RABANO (Eds.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*:21-68. Mérida.
- REYES, F. C. y J. SALFITY, 1972. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *Actas 5° Quinto Congreso Geológico Argentino*, 3:355-385. Buenos Aires.
- RIVAS, S., A. FERNÁNDEZ y R. ÁLVAREZ, 1969. Estratigrafía de los sistemas Ordovícico-Cámbrico y Precámbrico en Tarija, Sud de Bolivia. *Boletín Sociedad Geológica Boliviana*, 9:27-44. La Paz.
- ROCHA-CAMPOS, A. C., R. G. CARVALHO and A. J. AMOS, 1977. A Carboniferous (Gondwana) fauna from subandean Bolivia. *Revista Brasileira de Geociencias*, 7:287-303.
- RUBIOLO, D. G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-magmatite del Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien). *Clausthaler Geowiss. Diss.*, 41, 145 p. Clausthal-Zellerfeld.
- RUBIOLO, D. G., 1997. Alkaline rocks in central Andes from NW-Argentina and Bolivia: Tectonic implicacions. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 3:1719-1723. Antofagasta.
- RUBIOLO, D. G., 1998. El magmatismo alcalino de la sierra de Santa Victoria, Cordillera Oriental Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 4° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2:330. Buenos Aires.
- RUBIOLO, D. G., 1999. Esquema de evolución tectonosedimentaria para las cuencas cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° LS), Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, 32(1-2):77-92. Barcelona.
- RUBIOLO, D. G., K. SCHWAB, R. J. SUREDA y J. G. VIRAMONTE, 1994. Relación petrogenética entre sannaítas y tinguaitas en la comarca de Maiguasi (Depto. Iruya, Prov. de Salta, Argentina). *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2:1189-1193. Concepción.
- RUBIOLO, D. G., H. W. HUBBERTEN y K. SCHWAB, 1996. Datos isotópicos de carbono y oxígeno para carbonatos en rocas alcalinas de la Cordillera Oriental argentino-boliviana. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3:529-538. Buenos Aires.
- RUBIOLO, D.G; DI TOMMASO, I. y J. R. ROMANO, 1998. El Cañon del Río Iruya: un ejemplo de erosión antrópica en las Sierras Subandinas, Argentina. *10° Congreso Latinoamericano de Geología y, 4° Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas, 1:378, Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1952. Observaciones geológicas en las Serranías del Condado, Divisadero y Pistacayo (Salta). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1954. Levantamiento geológico de los departamentos Orán, Iruya y Santa Victoria (Salta) y Humahuaca (Jujuy). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 69 p., inédito. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1972. La estratigrafía terciaria del noroeste argentino. *Resúmenes 5° Congreso Geológico Argentino*:29. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1975. Consideraciones sobre la estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.
- RUSSO, A. y L. RODRIGO, 1965. Estratigrafía y paleogeografía del Grupo Puca en Bolivia. *Boletín del Instituto Boliviano del Petróleo*, 5(3-4):5-51. La Paz.
- SALFITY, J. A., 1978. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*, 1:505-515. Buenos Aires.
- SALFITY, J. A. and R. A. MARQUILLAS, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En J. A. SALFITY (Ed.): *Cretaceous Tectonic of the Andes*:266-315. *Earth Evolution Sciences*, Friedr. Vieweg & Sohn. Wiesbaden.
- SALFITY, J. A., R. H. OMARINI, B. BALDIS y W. GUTIÉRREZ, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y el Paleozoico del norte argentino. *Actas 2° Congreso Latinoamericano de Geología Económica*, 4:341-362. Buenos Aires.

- SALFITY, J. A., C. AZCUY y O. LÓPEZ GAMUNDI, 1986. Cuenca de Tarija. En S. ARCHANGELSKY (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina (síntesis), 15-38. Córdoba.
- SÁNCHEZ, M. C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, 248 p., inédito. Salta.
- SÁNCHEZ, M. C. y Z. A. HERRERA, 1994. Braquiópodos inarticulados cámbricos en la Formación Campanario (Grupo Mesón), río Reyes, provincia de Jujuy. Resúmenes Sexto Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía:69. Trelew.
- SÁNCHEZ, M. C. y J. A. SALFITY, 1990. Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) del valle de Lerma (Cordillera Oriental argentina). Actas 10° Congreso Geológico Argentino, San Juan, 2:129-132. San Juan.
- SANDRUSS, A. y E. MENEGUZZI, 1986. Mina Yuraj, Exploración y Cubicación. Informe interno. Dirección Provincial de Minería, 30 p., inédito. San Salvador de Jujuy.
- SANJINES-SAUCEDO, G., 1982. Estratigrafía del Carbónico, Triásico y Cretácico boliviano en el borde oriental de las Sierras Subandinas Centrales. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:301-318. Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I., R. FERNÁNDEZ y R. ETCHEVERRY, 1983. Los Yacimientos de Minerales No Metalíferos y Rocas de Aplicación de la región NOA. Subsecretaría de Minería. Dirección Nacional del Servicio Minero. Anales 20. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas del noroeste argentino. Boletín Informaciones Petroleras, 15, 156:1-49. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1941. Correlación de la caliza de Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo Dolomítico del norte argentino. Universidad Nacional de La Plata, Notas Museo La Plata, 6, Geología, 14. La Plata.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1942-1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla en Argentina y Bolivia. Revista Minera, 13:115-127. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1946. Observaciones geológicas en el Río Bermejo Superior, en particular entre Km 62 y 72 (Coyambuyo) del camino Padcaya-Fortín Campero. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- SCHLATTER, L. E. y M. H. NEDERLOFF, 1966. Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia. Ministerio de Minas y Petróleo. Servicio Geológico de Bolivia, Geobol, Boletín 8. Bolivia.
- SCHWAB, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. Geotekt. Forsch., 43:1-168. Stuttgart.
- SCOCCO, R. L., 1948. Estudio geológico de la zona jujeña del cerro Colorado de Tres Cruces. Departamentos Cochino y Humahuaca, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis inédita. Córdoba.
- SEGAL, S., J. GUILLOU y A. M. PRIERI, 1996. El distrito minero Santa Victoria, provincia de Salta, Argentina: consideraciones mineralógicas, texturales y paragenéticas de la mena. Resúmenes expandidos, 7° Congreso Colombiano de Geología. Tema Recursos Minerales. Conferencia N° 28.
- SEGGIARO, R. E., 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del Complejo Volcánico Coranzulí. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, inédito. Salta.
- SEMPERE, T., 1990a. La evolución paleozoica de los Andes Centrales (10°-26°S). Esbozo general. Revista Técnica de YPF, 11 (2-3):313-315.
- SEMPERE, T., 1990b. Cuadros estratigráficos de Bolivia. Propuestas nuevas. Revista Técnica de YPF, 11(2-3):215-227.
- SEMPERE, T., G. HERAIL y J. OLLER, 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del Oroclino Boliviano. Actas 5° Congreso Geológico de Chile, 1:127-142.
- SERRAIOTTO, A., 1977. Relevamiento geológico en los ríos Iruya, Pescado, Porongal y afluentes principales. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- SGROSSO, P., 1943. Contribución al conocimiento de la Minería y Geología del Noroeste Argentino. Dirección General de Minas y Geología. Boletín 53. Buenos Aires.
- SOLER, M. M., 1996. Volcanismo cenozoico superior temprano en la sierra Piruruya, Puna jujeña. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, inédito. Córdoba.
- 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, AAPG, Memoir 62:251-267.
- STARCK, D. y A. SCHULZ, 1996. La configuración estructural del límite Cordillera Oriental - Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia: 221-229. Tarija.

- STARCK, D., E. GALLARDO y A. SCHULZ, 1992a. La discordancia precarbónica en la porción argentina de la cuenca de Tarija. Boletín de Informaciones Petroleras, 29:2-11. Buenos Aires.
- STARCK, D., E. GALLARDO y A. SCHULZ, 1992b. La cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 30:2-14. Buenos Aires.
- STARCK, D., E. GALLARDO y A. SCHULZ, 1992c. El Silurodevónico de la cuenca subandina y su potencial exploratorio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración, inédito. Buenos Aires.
- STEINMANN, G. und H. HOEK, 1912. Das Silur und Kambrium des Hochlandes von Bolivia und ihren Fauna. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 34:176-252.
- STEINMANN, G., H. HOEK und A. von BISTRAM, 1904. Zur Geologie des sudostlichen Boliviens, im Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palontologie. 1-4. Stuttgart.
- SUÁREZ SORUCO, R. y J. LOBO BONETA, 1983. La Fase Compresiva Eohercínica en el sector oriental de la Cuenca cordillerana de Bolivia. Revista Técnica de YPF, 9(1-4):209-214.
- SUREDA, R. J., M. A. GALLISKI, P. ARGANÁRAZ y J. DAROCA, J., 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino (Provincias de Salta y Jujuy). Revista Capricornio, 1 (1):39-95. Salta.
- SUREDA, R. J., P. ARGANÁRAZ y A. L. CASTILLO, 1991. Depósitos auríferos del distrito Santa Victoria, Salta, Argentina y sus relaciones con la provincia metalogénica Quiaqueña. Actas del Simposio internacional sobre Yacimientos Aluviales de Oro. La Paz, Bolivia. En G. HÉRAIL y M. FORNARI (Eds.). Editions de l'ORSTOM:7-16.
- 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). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51:37-50. Buenos Aires.
- TORTELLO, M. F., 1996. Trilobites agnóstidos del Tremadociano superior alto (Ordovícico inferior) del Noroeste Argentino. Memorias del 12° Congreso Geológico de Bolivia, 203- 209. Tarija.
- TURNER, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de la Rinconada, Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 13(1-2):15-40 (1958). Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1960a. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín VLI, 2:163-196. Córdoba.
- TURNER, J. C. M., 1960b. Faunas graptolíticas de América del Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 14(1-2):1-180. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 104, 93p. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 2b, La Quiaca, Provincia de Jujuy. Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 103, 118p. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965. Perfil de la Puna. Latitud 22° 15' S aproximada. Actas 2as Jornadas Geológicas Argentinas, 3. Buenos Aires
- TURNER, J. C. M., 1972. Cordillera Oriental. En A. LEANZA (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 117-142. Córdoba.
- TURNER, J. C. M. y V. MÉNDEZ, 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 51(1-2):11-24. Córdoba.
- TURNER, J. C. M. y V. MÉNDEZ, 1979. Puna. Academia Nacional de Ciencias. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1:13-56. Córdoba.
- VALENCIO, D., G. GIÚDICI, J. MENDÍA y J. OLIVER GASCÓN, 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pigua, provincia de Salta, Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Argentino, 1:527-542. Buenos Aires.
- VERGANI, G. y D. STARCK, 1989. Estratigrafía y evolución tectosedimentaria del Cenozoico entre el valle Calchaquí y Metán. Gerencia General de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- VILELA, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna salto-jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (6):101-107. Buenos Aires.
- VILELA, C. R., 1960. Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta y Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15:119-144. Buenos Aires.
- VILLAR, L. M., H. O. MEYER, S. J. SEGAL y N. E. PEZZUTTI, 1985. Mineralogía determinativa de las rocas ultrabásicas potásicas de Los Alisos. Departamento Iruya. Provincia de Salta. Argentina. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 4-46:634-654. Antofagasta.
- WAISFELD, B. G. y B. A. TORO, 1997. Trilobites y graptolitos de la Formación Acoite (Arenigiano), Santa Victoria, provincia de Salta. Reunión Anual de Comunicaciones, Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana (resúmenes), 34 (1): 127. Buenos Aires.

- WALTHER, A. M., M. J. ORGEIRA, M. A. REGUERO, D. H. VERZI, C. CHERNAGLASOV, J. F. VILAS, A. M. SINITO y E. HERRERO BERVERA, 1996. Nuevo estudio paleomagnético de la Formación Uquía de la provincia de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(4):355-364. Buenos Aires.
- WHITE, K. O., 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 and N.W. Argentina. Standard Oil Co. of Bolivia, inédito.
- YRIGOYEN, M. R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6:315-326. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J. C., 1973. Observaciones sobre la facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara, en el sector noroeste de la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28:219-226. Buenos Aires.
- ZUNINO, J., 1944a. Tectónica del Río Pescado y su probable vinculación con las estructuras situadas al sud y norte. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.
- ZUNINO, J., 1944b. La estructura de la Sierra de Aguaragüe desde el paralelo 22° hasta la estación Cornejo. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.

Entregado: Junio de 1997
Actualizado: Diciembre 2000