

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2366-III Susques



Foto tapa. El pueblo de Susques edificado en las márgenes del río homónimo y al pie de ignimbritas provenientes del volcán Coranzuli.

Provincias de Jujuy y Salta

Raúl E. Seggiaro

Estratigrafía: R. Seggiaro y R. Becchio

Petrología: R. Becchio

Estructura: R. Seggiaro

Geomorfología: V. Bercheñi

Historia Geológica: R. Seggiaro y R. Becchio

Recursos Minerales: L. Ramallo

Sitios de interés geológicos: R. Becchio y R. Seggiaro

Supervisión: Mario Franchi



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

Boletín Nº 414
Buenos Aires - 2015

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

Hoja Geológica 2366-III

Susques

Provincias de Jujuy y Salta

Raúl E. Seggiaro

Estratigrafía: R. Seggiaro y R. Becchio

Petrología: R. Becchio

Estructura: R. Seggiaro

Geomorfología: V. Bercheñi

Historia Geológica: R. Seggiaro y R. Becchio

Recursos Minerales: L. Ramallo

Sitios de interés geológico: R. Becchio y R. Seggiaro

Supervisión: Mario R. Franchi

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

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

Boletín Nº 414
Buenos Aires - 2015

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 25 | 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina
(11)5670-0211 | telefax (11)4713-1359

SEGEMAR

SERVICIO GEOLÓGICO
MINERO ARGENTINO

Av. Julio A. Roca 651 | 3° Piso
1067 - Ciudad de Buenos Aires
República Argentina
telefax (11)4349-3162 | www.segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

Seggiaro, R. E., R. Becchio, V. Bercheñi y L. Ramallo, 2015.
Hoja Geológica 2366-III Susques, provincias de Jujuy y Salta. Instituto
de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero
Argentino, Boletín N°414, 103pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES | SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
Investigaciones anteriores	6
2. ESTRATIGRAFÍA	7
Relaciones generales	7
2.1. PRECÁMBRICO - PALEOZOICO	7
2.1.1. PROTEROZOICO - EOCÁMBRICO	7
Complejo Puncoviscana	7
2.2. PALEOZOICO	8
2.2.1. CÁMBRICO	8
Grupo Mesón	8
2.2.2. ORDOVÍCICO	9
Complejo de plataforma de la Puna	9
Complejo volcánico - volcanoclástico de la Puna	13
Complejo turbidítico de la Puna	14
Granitoides ordovícicos indiferenciados	15
Granodiorita Tanque	16
Complejo ígneo Santa Ana	17
Granodiorita Cobres	17
Granodiorita Quepente	18
Granito Churcal	19
Granito Las Burras	19
Leucogranito Cerro Bayo	20
2.3. MESOZOICO	20
2.3.1. JURÁSICO	20
Granitoides Castro Tolay	20
Granodiorita Puirá	22
2.3.2. JURÁSICO - CRETÁCICO	23
Granito Tusaquillas	23
2.3.3. CRETÁCICO	25
Subgrupo Pírgua	25
Diorita Taire	26
Formación Rangel	26
2.4. MESOZOICO - CENOZOICO	30
2.4.1. CRETÁCICO - PALEOCENO	30
Subgrupo Balbuena	30
2.5. CENOZOICO	32
2.5.1. PALEOCENO-EOCENO	32
Subgrupo San Bárbara y Formación Casa Grande	32
2.5.2. MIOCENO	34
Formación Vizcachera	34
Miembro inferior	35
Miembro superior	35
Formación Pucará	36
Complejo volcánico Aguiliri	37
Complejo volcánico Cerro Bayo	38
Pórfiro Guachalajte	38
Ignimbrita Guachalajte	39
Complejo volcánico Pairique - San Pedro	39

Complejo volcánico Cerro Morado	40
Formación Yungara	40
Complejo volcánico Chimpa	41
Ignimbrita Susques	43
Complejo volcánico Coranzulí	43
2.5.3. MIOCENO SUPERIOR - PLIOCENO INFERIOR	48
Formación Sijes	48
Ignimbrita Coyaguayma	49
Ignimbrita Casabindo	49
Complejo volcánico Jama	50
2.5.4. PLIOCENO	50
Ignimbrita Atana	50
Complejo volcánico Poquis	51
Formación Pastos Chicos	52
2.5.5. PLEISTOCENO	52
Dacita Trancas	52
Ignimbrita Tuzgle	53
Andesitas y basaltos de volcanes monogénicos	53
2.5.6. PLEISTOCENO - HOLOCENO	55
Depósitos lacustres evaporíticos	55
2.5.7. HOLOCENO	56
Depósitos coluviales	56
Depósitos de abanicos aluviales	56
Depósitos fluviales	56
3. ESTRUCTURA	56
3.1. ESTRUCTURA NEOPROTEROZOICA	56
3.2. ESTRUCTURAS del PALEOZOICO INFERIOR	57
3.3. CICLO ANDINO	58
3.3.1. El <i>rift</i> cretácico y su inversión tectónica	58
3.3.2. Evolución de la faja plegada	60
4. GEOMORFOLOGÍA	62
4.1. INTRODUCCIÓN	62
4.1.1. Aspectos climáticos	62
4.1.2. Hidrografía	62
4.1.3. Sistema de avenamiento	63
4.2. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	63
4.2.1. Cordones montañosos formados por rocas sedimentarias	63
4.2.2. Cordones montañosos integrados por rocas ígneas	65
4.2.3. Depresiones con salares	65
4.2.4. Bajadas de piedemonte	66
4.2.5. Aparatos y productos volcánicos	66
4.2.6. Áreas con modelado eólico	67
4.2.7. Áreas con modelado fluvial y abanicos aluviales	67
5. HISTORIA GEOLÓGICA	67
6. RECURSOS MINERALES	69
6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS	69
Antimonio	69
Minas Cordillera y Cerro Lina	69
Cobre	70
Mina Torrejos y manifestaciones Marta Elena y Toro Norte	70
Minas Castro Tolay, Pirca Amarilla y Alto de Minas	70
Prospecto Limeca- Trancas	70

Hierro	71
Mina La Colorada	72
Mina Coquena	72
Oro	72
Mina Olaroz Chico	72
Minas Ymilla Yaco y Micha Pocha	72
Minas Pueblo Viejo, Lagunita y otras	72
Plata	73
Mina La Providencia	73
Plomo	73
Mina El Peladar	73
Mina Victoria (Yungara)	73
Mina Santa Julia	74
Torio, Tierras raras	74
Distrito Rangel	74
Wolframio	75
Minas Tusaquillas, 9 de Julio y otras	75
6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES Y ROCAS DE APLICACIÓN	76
Boratos	76
Boratos fósiles	76
Mina Loma Blanca	76
Boratos recientes	77
Salar de Cauchari	77
Mina El Porvenir	77
Mina La Inundada	77
Salar de Olaroz	77
Salinas Grandes	78
Salar de Jama	78
Turi Lari y Celta	78
Lina Lari e Iglesia	78
Cloruro de sodio	79
Diatomitas	79
Sulfato de sodio	80
Salar de Jama	80
Salar de Cauchari	80
Travertino y ónix	80
Canteras Casa del Zorro y Norma I-II	80
Canteras El Sol y Catua	81
Cantera Cueva del León	81
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	81
BIBLIOGRAFÍA	83

RESUMEN

La Hoja 2366-II Susques se encuentra en el ámbito de la Provincia Geológica Puna Septentrional y abarca parte de las provincias de Jujuy y Salta.

El clima es continental desértico y riguroso, con temperaturas de invierno inferiores a -20°C y estación lluviosa de verano en los meses de enero y febrero.

La estratigrafía está integrada por un basamento leptometamórfico del Precámbrico superior-Cámbrico inferior correspondiente al Complejo Puncoviscana, aflorante en la sierra de Cobres y en el cerro Negro, al sureste de la Hoja. Estos son los registros de basamento más occidentales de la región.

En la serranía de Cobres y en forma aislada, en la franja oriental de la Hoja se registran afloramientos de cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón.

Las rocas ordovícicas configuran el resto del sustrato de la región y están ampliamente distribuidas en toda la superficie de la Hoja. Estos depósitos están constituidos principalmente por psamitas y pelitas marinas de colores verdosos, con intercalaciones de piroclastitas ácidas y mantos lávicos básicos que integran tres asociaciones de unidades denominadas Complejo de plataforma de la Puna, Complejo volcánico - volcanoclástico de la Puna y Complejo turbidítico de la Puna.

En las sierras de Tanque, Cobres, Queta y Quichagua afloran fajas de granitoides ordovícicos identificados como granodioritas Cobres, Tanque y Quepente, Complejo ígneo Santa Ana, granitos Churcal y Las Burras y Leucogranito Cerro Bayo. Estos intrusivos se asocian con eventos tectónicos extensionales ocurridos durante la Fase Tumbaya en el Tremadociano. A fines del Ordovícico, la Fase Oclóyica produjo esfuerzos compresivos que iniciaron el cierre de la cuenca. El testimonio de la tectónica compresiva oclóyica se encuentra en la presencia de pliegues con clivaje de plano axial que se diferencian nítidamente del estilo de deformación andino.

Desde mediados del Mesozoico tuvo lugar en la región un vasto episodio magmático representado por los Granitoides Castro Tolay y la Granodiorita Puirá (Jurásico), el Granito Tusaquillas (Jurásico-Cretácico) y en el Cretácico, la Diorita Taire y la Formación Rangel, constituida por rocas sieníticas y granitos alcalinos.

En el Cretácico inferior a superior se depositaron sedimentos aluviales que gradan a psamíticos fluviales del Subgrupo Pirgua, sobre los que se apo-

yan discordantemente secuencias de calizas, pelitas y psamitas de las formaciones Lecho y Yacoraite, del Subgrupo Balbuena, del Cretácico superior-Paleoceno, atribuidas a un ambiente marino somero de baja salinidad. Afloran a lo largo de la sierra de Tanque y en su continuidad hacia el sur en el área de la quebrada de Lari, en la sierra de Cobres y en los alrededores de Catua.

El Paleógeno está integrado por depósitos de areniscas y conglomerados del Subgrupo Santa Bárbara y de la Formación Casa Grande, aflorantes principalmente en los alrededores de Catua y a lo largo de la sierra de Tanque.

Las secuencias neógenas consisten en sedimentitas rojas conglomerádicas fluviales en la base de la sucesión, que pasan en los niveles superiores a areniscas finas y pelitas que hacia el techo gradan a depósitos evaporíticos de ambientes lacustres con intercalaciones de lavas y piroclastos. El magmatismo terciario está representado por complejos volcánicos del Mioceno conformados por estratovolcanes dacítico-andesíticos y domos dacíticos a riódacíticos. Durante el Mioceno superior-Plioceno se formaron grandes mantos ignimbríticos y se emplazaron estratovolcanes y domos de composición ácida a intermedia, entre los que se destacan los provenientes de los complejos volcánicos Coranzulí y Jama, entre otros.

El Cuaternario está representado por depósitos sedimentarios aterrazados, evaporíticos, aluviales, coluviales y eólicos. Localmente, durante el Pleistoceno inferior se desarrolló la fase final del complejo volcánico Tuzgle con la emisión de ignimbritas dacíticas.

Las estructuras de la región fueron generadas por fases tectónicas superpuestas correspondientes a etapas compresivas y extensionales desde el Precámbrico superior hasta el presente. La tectónica Andina configuró una topografía de valles y sierras como producto del desarrollo de una faja plegada y fallada de piel gruesa, controlada parcialmente por las estructuras paleozoicas y por la inversión tectónica de fallas extensionales cretácicas.

La fisiografía actual es el resultado del modelado del sustrato rocoso por acción gravitatoria, fluvial, eólica y de la meteorización. Entre las cadenas montañosas se conformaron valles paralelos donde se acumularon sedimentos y se formaron salares que constituyen los niveles de base locales. El relleno neógeno de las cuencas consiste en evaporitas y material clástico aluvial con depósitos tobáceos subordinados.

Dentro de los recursos mineros se incluyen tanto depósitos con cierto significado económico, que fueron aprovechados en algún momento o que están a la fecha en actividad, como manifestaciones e indicios pequeños con escasos laboreos exploratorios.

Entre las mineralizaciones metalíferas se distinguen los filones antimoníferos de las minas Cordillera y Cerro Lina, el depósito de hierro y cobre La Colorada (en la sierra de Cobres), las concentraciones de hierro cercanas al cerro Coquena (en Catua), las manifestaciones de cuarzo vetiforme con contenidos de oro Olaroz Chico, Lagunita y Pueblo Viejo, los conglomerados mineralizados con plata y cobre de la mina La Providencia, vetas con anomalías en Pb, Cu, Zn y Bi en el cerro Yungara, El Peladar y Santa Julia, las manifestaciones de torio y tierras raras del distrito Rangel, en la sierra de Cobres, y las concentraciones de wolframio de la sierra de Tusaquillas.

En relación con los depósitos de minerales industriales, los boratos, junto con la sal común, revis-

ten particular importancia, porque son los únicos recursos que a la fecha generan actividad minera extractiva y por otra parte representan el mayor valor económico producido por la actividad minera, en este rubro, en las provincias de Salta y Jujuy. En cuanto a los boratos, se reconocen depósitos fósiles, originados en cuencas terciarias, tales como el yacimiento Loma Blanca, ubicado al norte de Susques y depósitos recientes vinculados con las cuencas salinas de Olaroz, Cauchari, Salinas Grandes, Guayatayoc y otras. Las concentraciones de cloruro de sodio en explotación pertenecen a la cuenca de Salinas Grandes.

Entre los sitios de interés geológico se destacan la mina La Colorada, la falla de *rift* de la quebrada de Tanque, las discordancias Tilcara e Iruya y la ordovícico-cretácica de Catua, las secuencias ordovícicas situadas entre Salinas Grandes y Susques, el complejo piroclástico Susques, las eolianitas de Catua y las Salinas Grandes.

ABSTRACT

The Sheet 2366-II Susques is located in the Puna septentrional geological province and covers part of the provinces of Jujuy and Salta.

The weather in the region is characterized by a harsh continental desert climate during the winter season, with temperatures below -20°C , and a summer rainy season in January and February.

The base of the stratigraphic column is formed by leptometamorphites of upper Precambrian to lower Cambrian age corresponding to the Puncoviscana Complex, outcropping in the Sierra de Cobres range and in the Cerro Negro hill in the southeast of the sheet. These are the westernmost records of the basement in the region.

In the Sierra de Cobres outcrop cambrian quartzites of the Mesón Group that are also found in isolated patches on the eastern part of the region.

Ordovician rocks make up the rest of the substratum widely spread on the surface of the sheet. These deposits are mainly formed by greenish marine psammites and pelites, with interbedded acid pyroclastic deposits and basic lava sheets which make up three groups known as Puna Platform Complex, Puna Volcanic - Volcaniclastic Complex and Puna Turbidite Complex.

In the ranges of Tanque, Cobres, Queta and Quichagua, there are outcrops of ordovician granitoid belts identified as Cobres, Tanque and Quepente Granodiorites, Santa Ana Igneous Complex, Churcal and Las Burras Granites and Cerro Bayo Leucogranite. These intrusives are associated with extensional tectonic events occurred during the Tumbaya Phase in the Tremadocian. In the late Ordovician, the Ocloyc Phase produced compressive stress that led to the closure of the basin. There is evidence of Ocloyc compressive tectonics in the presence of folds with axial plane cleavage that differ sharply from the Andean deformation style.

Since the mid-Mesozoic a vast magmatic episode took place in the region represented by the Castro Tolay Granitoids and Pura Granodiorite (Jurassic), the Tusaquillas Granite (Jurassic-Cretaceous) and, in the Cretaceous, the Taire Diorite and the Rangel Formation, formed by syenitic rocks and alkaline granites.

In the upper Cretaceous, alluvial sediments were deposited, grading to fluvial psammitic sediments of the Pirgua Subgroup and unconformably overlaid by sequences of limestones, pelites and psammites of the Lecho and Yacoraite formations, of Balbuena

Subgroup, attributed to a shallow marine environment of low salinity. They outcrop along the Tanque range and towards the south, in the Lari creek area, in the Sierra de Cobres and in the surroundings of Catua.

The Paleogene is represented by sandstone deposits and conglomerates of the Santa Bárbara Subgroup and Casa Grande Formation, outcropping in the surroundings of Catua and along the Tanque range.

In the Neogene red fluvial conglomerate sedimentary rocks are found at the base of the succession, turning at higher levels into fine sandstones and pelites, which, towards the top, grade to evaporitic deposits of lacustrine environment with intercalations of lava flows and pyroclasts. Tertiary magmatism is represented by volcanic complexes of the Miocene formed by dacitic-andesitic stratovolcanoes and dacitic to rhyodacitic domes. During the Upper Miocene - Pliocene large ignimbrite layers, stratovolcanoes and domes of acid to intermediate composition were emplaced such as those from the Coranzulí and Jama volcanic complexes, among others.

The Quaternary is represented by terraced, evaporitic, alluvial, colluvial and eolian sedimentary deposits. During the Lower Pleistocene, the final phase of the Tuzgle volcanic complex was developed with the emission of dacitic ignimbrites.

The structures of the region were generated by overlapping tectonic phases corresponding to compressive and extensional stages since the Upper Precambrian to the present. Andean tectonics shaped a topography of valleys and ranges due to the development of a thick-skinned folded and faulted belt, partially controlled by Paleozoic structures and the tectonic inversion of Cretaceous extensional faults.

The current physiography is the result of the bedrock modeling produced by gravity, fluvial, eolic and weathering action. Among the mountain ranges, there are valleys where sediments have been permanently accumulated and some saline deposits, which constitute the current base levels for local erosion. The Neogene basin fill consists of evaporites and clastic alluvial material with subordinated tuffaceous deposits.

Mineral resources include deposits of some economic significance, that were exploited at some time or are currently active, as well as those manifestations and small traces with little or no mining information, where only a few exploratory works were carried out.

Among the metalliferous mineralizations the more significant are the antimoniferous veins of Cordillera and Cerro Lina mines; the iron and copper deposit of La Colorada (in the Sierra de Cobres); iron concentrations near the Coquena hill (in Catua); manifestations of vein-type quartz with gold content from Olaroz Chico, Lagunita and Pueblo Viejo; mineralized conglomerates with silver and copper of La Providencia mine; veins with anomalies in Pb, Cu, Zn and Bi in the hills of Yungara, El Peladar and Santa Julia; manifestations of thorium and rare earths of the Rangel district, in the Sierra de Cobres and the concentrations of wolfram of the Tusaquillas range.

Regarding the deposits of industrial minerals, both borates and common salt are quite important because they are the only deposits that are currently

generating extractive mining activity and also represent the major economic income produced by mining in the provinces of Salta and Jujuy, in this matter. As for borates, there are fossil deposits originated in tertiary basins such as the Loma Blanca field, in the north of Susques and recent deposits related to the saline basins of Olaroz, Cauchari, Salinas Grandes, Guayatayoc and others. The concentrations of sodium chloride under exploitation correspond to the Salinas Grandes basin.

The main sites of geological interest are La Colorada mine, the rift fault of Tanque creek, the Tilcara and Iruya unconformities and the Ordovician-Cretaceous unconformity of Catua, the Ordovician sequences between Salinas Grandes and Susques, the Susques pyroclastic complex, the eolianites of Catua and the Salinas Grandes.

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja Susques se localiza en la provincia geológica Puna Septentrional, a más de 3000 m s.n.m y ocupa parte del extremo noroeste de la provincia de Salta y del sur de la provincia de Jujuy. Está enmarcada por los paralelos de 23° y 24° S, el meridiano de 66° O y el límite con Chile (Fig. 1).

El relieve está constituido por cadenas montañosas de rumbo N-S separadas por amplios valles con salares, que forman los actuales niveles de base locales, entre los que se destacan los de Olaroz, Cauchari y Jama y las Salinas Grandes.

Las poblaciones más importantes son Susques, Catua, Sey y El Toro. Hay, además, aislados puestos de pastores. La actividad principal de los moradores es la cría de llamas, cabras y ovejas, sumadas a escasas labores agrícolas de subsistencia.

Dos gasoductos troncales provenientes de la zona petrolera del Chaco salteño y una línea de alta tensión atraviesan la Puna para proveer de electricidad y gas a los puertos chilenos de Mejillones y

Antofagasta; sin embargo, los pobladores de la región no cuentan con gas natural ni con electricidad de red.

La superficie relevada está interconectada por dos rutas principales, con dirección este-oeste, que conducen a los pasos internacionales de Sico en la provincia de Salta y de Jama en la de Jujuy, además de otras rutas provinciales y nacionales.

La cadena montañosa que constituye el límite occidental de la Hoja está integrada por aparatos volcánicos cuyos picos, con altitudes que superan los 6000 m s.n.m., conforman el límite internacional argentino - chileno.

Las sierras de Lina, Tanque y Cobres están constituidas por rocas paleozoicas, cretácicas y cenozoicas intensamente plegadas y falladas durante sucesivas fases tectónicas.

Esta Hoja se confeccionó bajo las pautas y normativas fijadas por el Programa Nacional de Cartas Geológicas. La metodología de trabajo consistió en relevamientos expeditivos en el campo donde se realizaron muestreos selectivos de las unidades

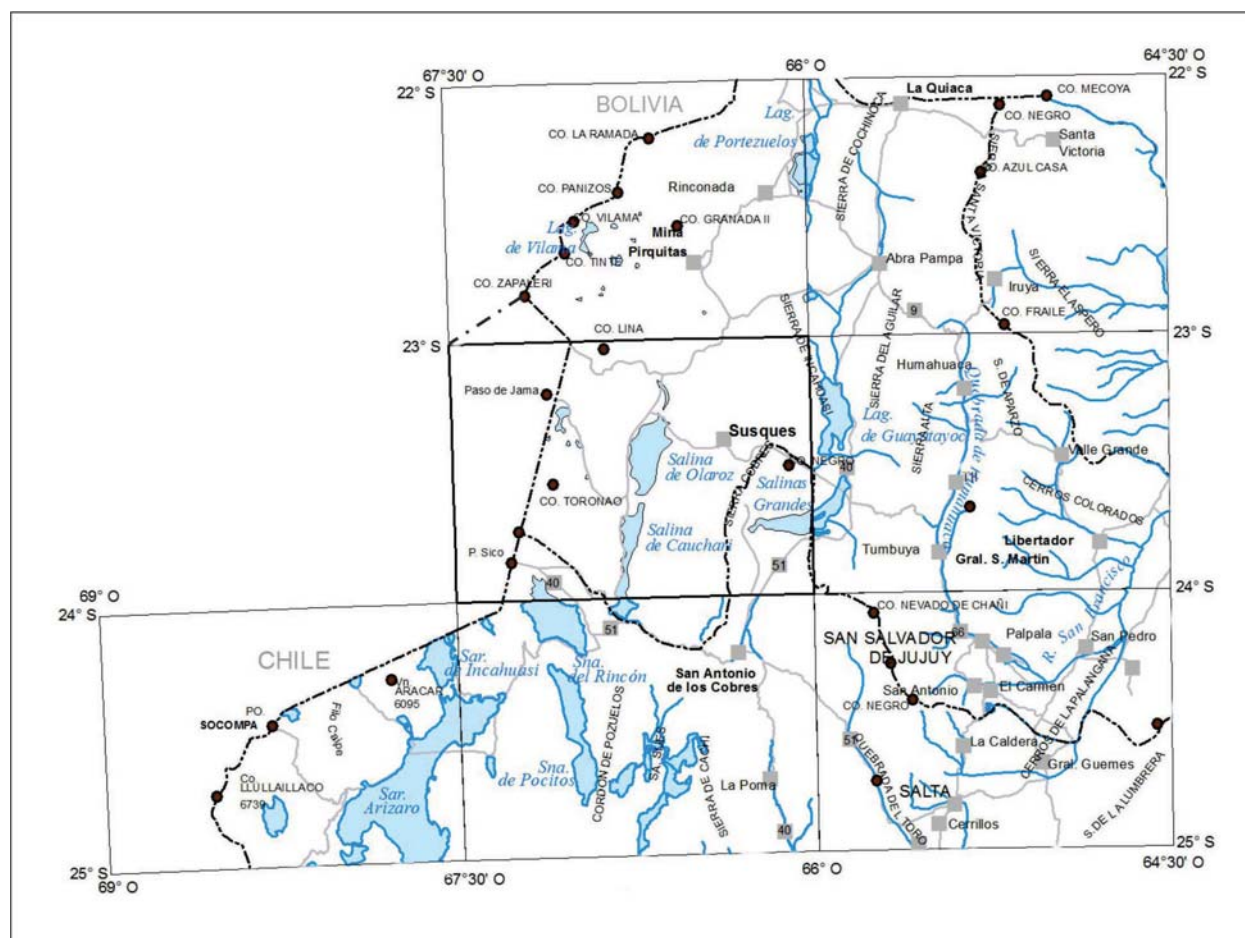


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja Susques.

litológicas mayores y la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:50.000 de las áreas con mayor dificultad.

La cartografía se formalizó sobre imágenes satelitales Landsat color a escalas 1:100.000 y 1:250.000, y la información fue volcada sobre la base topográfica efectuada por el actual Instituto Geográfico Nacional.

Investigaciones anteriores

Entre los primeros investigadores que contribuyeron al conocimiento geológico de la región se encuentran Brackebusch (1883, 1891); Bodenbender (1902), Catalano (1926; 1927) y Hausen (1930). Posteriormente, Vilela (1953) definió los «períodos eruptivos de la Puna» en el sector comprendido entre Salinas Grandes, Catua, salar de Pocitos y salar de Pastos Grandes.

Los relevamientos de Schwab (1973) y Coira (1979) y los trabajos de Turner (1970, 1972) y Turner *et al.* (1979) brindaron notables avances en el conocimiento de la geología de la Puna jujeña, y en ellos se basaron diversos estudios posteriores.

Los trabajos realizados por Götze *et al.* (1987) y Wigger (1988), consistentes en relevamientos regionales gravimétricos y sísmicos, brindaron una valiosa información para la interpretación de las estructuras internas de la corteza.

Otros aportes de carácter regional fueron realizados por Moya y Salfity (1982), quienes analizaron la distribución espacial y temporal de los cuerpos magmáticos del noroeste relacionándolos con la evolución tectónica de la región desde el Precámbrico hasta el Cenozoico.

Omarini y Sureda (1993) y Omarini *et al.* (1999) propusieron modelos sobre la paleogeografía y geodinámica del basamento proterozoico.

La caracterización y la evolución tectónica, sedimentaria y magmática de la cuenca ordovícica fueron realizadas, entre otros, por Coira (1975, 1996), Ramos (1986), Mon y Hongn (1987), Bahlburg (1990 a y b), Coira y Koukharsky (1991), Rapela *et al.* (1992), Moya *et al.* (1993), Bahlburg y Hervé (1997), Moya (1999), Astini (2003) y Ramos (2008).

Los trabajos sedimentario-estratigráficos de Bahlburg *et al.* (1990), Moya (1999) y Zimmermann y Bahlburg (2003), los geoquímico-petroológico-geocronológicos de Lork y Bahlburg (1993), Coira *et al.* (1999), Lucassen *et al.* (2000), Kirschbaum *et al.* (2006), Adams *et al.* (2007) y Viramonte *et*

al. (2007), los aportes paleontológicos de Aceñolaza *et al.* (1999) y Mángano y Buatois (2004) y los estructurales de Mon y Hongn (1987), Hongn y Mon (1999a, 1999b) y Hongn *et al.* (2006) constituyeron valiosos aportes hacia la comprensión de la historia geológica de la cuenca ordovícica.

La paleogeografía de la cuenca cretácica a nivel regional fue estudiada por Moreno (1970). Menegatti (2001) describió la petrología del granito cretácico de Rangel en la sierra de Cobres y Zappettini (1990) estudió la geología y metalogénesis de los granitoides y demás cuerpos intrusivos paleozoicos y cretácicos de los alrededores de Castro Tolay, en el borde oriental de la Hoja.

Entre las contribuciones sobre la evolución tectomagmática y sedimentaria del ciclo Andino en la Puna se encuentran los trabajos de Coira *et al.* (1982), Viramonte *et al.* (1984), Salfity *et al.* (1984), Allmendinger (1986), Bianucci *et al.* (1987), Isacks (1988), Allmendinger *et al.* (1989), Coira y Kay (1993 b) y Cladouhos *et al.* (1994).

Coira (1983) analizó los acontecimientos magmáticos de la Puna jujeña y compiló datos geocronológicos de depósitos volcánicos y cuerpos plutónicos asociados a mineralizaciones producidas durante el ciclo Ándico tardío.

Koukharsky (1985) llevó a cabo observaciones y descripciones petrográficas de los principales afloramientos ignimbríticos de la Puna de Argentina.

Seggiaro y Aniel (1987) caracterizaron los ciclos piroclásticos del norte de la Puna jujeña.

La empresa Aquater (1980) realizó estudios geotérmicos y volcanológicos en el volcán Tuzgle, en la provincia de Jujuy.

Seggiaro *et al.* (1987) y Seggiaro (1994) estudiaron la caldera del Coranzulí y el estilo eruptivo y la petrología de sus productos piroclásticos.

Gorustovich *et al.* (1987) efectuaron estudios sobre el potencial uranífero de las ignimbritas Coranzulí y Morro Grande.

En los trabajos de Klerx *et al.* (1977), Thorpe y Francis (1979), Hawkesworth *et al.* (1982), Schmith y Pichler (1987), Coira y Barbieri (1989) y de Silva (1989), se realizaron hipótesis y modelos que intentaron explicar el origen del magma ignimbrítico en la comarca.

Además de los citados, existen numerosos estudios que aportaron al conocimiento tectónico, stratigráfico, volcanológico y de los recursos minerales de la región, que son referidos en los capítulos subsiguientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

Relaciones generales

Las leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana y las rocas cámbricas del Grupo Mesón suprayacentes, que se disponen en la sierra de Cobres, conforman el basamento estratigráfico de la Hoja y constituyen los afloramientos más occidentales del noroeste argentino. Potentes secuencias arenoso-pelíticas turbidíticas y de plataforma, junto con intrusivos y vulcanitas de carácter bimodal relacionados con las fases tectónicas extensionales intraordovícicas, tienen una distribución que abarca todo el ámbito del área estudiada. Los movimientos orogénicos de la Fase Oclóyica produjeron, durante el Ashgiliano, el cierre de la cuenca y la deformación de las secuencias con desarrollo de pliegues decamétricos con clivaje de plano axial.

Durante el Cretácico se desarrolló, en todo el noroeste, una fase extensional que generó un *rift* intracontinental con cuencas interconectadas cuyos depósitos afloran en la mitad oriental de la Hoja. Durante la etapa mecánica del *rift* se produjo el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos seguidos por los depósitos continentales de *sinrift* que integran el Subgrupo Pírgua. La etapa mecánica fue seguida por otra de enfriamiento del sistema, durante la que se produjo una subsidencia térmica regional representada por una ingresión marina con la depositación del Subgrupo Balbuena.

Durante el Terciario se desarrollaron sucesivas cuencas de antepaís generadas por el crecimiento y el avance del orógeno andino hacia el este, reflejado en depósitos distales paleógenos y proximales neógenos.

Los registros sedimentarios más antiguos relacionados con la fase compresiva de la orogenia Andina, están representados por depósitos paleógenos del Subgrupo Balbuena y de la Formación Casa Grande, integrados por facies distales de una cuenca de antepaís extendida al naciente del frente orogénico. Durante el Neógeno, los depósitos sedimentarios están representados por sedimentitas fluviales correspondientes al pasaje de facies proximales de la cuenca de antepaís (miembro inferior de la Formación Vizcachera) al desarrollo de cuencas intramontanas con facies fluviales y de abanicos aluviales (miembro superior de la Formación Vizcachera) y evaporíticos (Formación Sijes).

Las antiguas cuencas de antepaís fueron deformadas y sus depósitos involucrados en los cabalgamientos que configuran los cordones montañosos que atraviesan la Hoja con rumbo nortesur. Las estructuras andinas están fosilizadas y parcialmente cubiertas por coladas de lavas y mantos de ignimbritas del Mioceno superior, ampliamente distribuidas en la mitad occidental de la Hoja.

Los depósitos cuaternarios están integrados por secuencias de abanicos aluviales y de valles fluviales de circulación centrípeta hacia las cuencas evaporíticas que integran las Salinas Grandes y los salares de Olaroz, Cauchari, Jama y Rincón.

2.1. PRECÁMBRICO - PALEOZOICO

2.1.1. PROTEROZOICO - EOCÁMBRICO

COMPLEJO PUNCOVISCANA (1)

Pelitas, areniscas y grauvacas leptometamorfizadas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Turner (1959) mediante el estudio de perfiles realizados en la sierra de Santa Victoria. Los afloramientos presentes en el ámbito de la hoja fueron descritos como Formación Puncoviscana por Schwab (1973) y Omarini *et al.* (1995).

Posteriormente, Salfity *et al.* (1975) la integraron al Grupo Lerma, junto con las formaciones Sancha, Las Tienditas y Corralito reconocidas fuera del área cubierta por la Hoja. Desde su definición, el nombre formacional fue utilizado históricamente para referir al basamento leptometamórfico del noroeste argentino. En trabajos recientes, Zimmermann (2005) y Aparicio González y Moya (2014) propusieron reemplazar el término formación por Complejo Puncoviscana, considerando la existencia de diversas unidades involucradas bajo esta denominación.

En la sierra de Mojotoro, ubicada al oeste del valle de Lerma, Moya (1998), Aparicio González y Pimentel (2010) y Aparicio González *et al.* (2011) propusieron la existencia de otras unidades litoestratigráficas entre los afloramientos que generalmente son asignados a la Formación Puncoviscana, sobre la base de diferencias litológicas y edades absolutas.

Distribución areal

El Complejo Puncoviscana se restringe al sector oriental de la Hoja Susques. Aflora en el cerro Negro, ubicado en el borde noroccidental de la de-

presión de las Salinas Grandes, a lo largo de la sierra de Cobres y en el área de Cangrejillos.

Litología y ambiente de depositación

La unidad está compuesta por pelitas, areniscas y grauvacas leptometamorfizadas con estructuras de corriente. El conjunto se caracteriza por el desarrollo de pliegues apretados con clivaje de plano axial y la presencia de venillas de cuarzo que cortan la estratificación y los planos de clivaje.

En Cangrejillos está integrada por pelitas en la base, en las que se intercalan bancos amalgamados, delgados, de areniscas y grauvacas con geometría de cuña, que hacia el techo aumentan su espesor hasta llegar a un metro. En este lugar se contabilizaron dos ciclos granocrecientes. Las pelitas tienen alto grado de fisilidad. Las areniscas y grauvacas son finas, verdosas, con abundante contenido de mica y feldespatos. Los planos de estratificación tienen estructuras de flujo y en algunos casos muestran rasgos de oleaje.

A escala regional, el ambiente de depositación corresponde a depósitos marinos turbidíticos de plataforma interna.

Schwab (1973) realizó una somera reseña de las secuencias clásticas aflorantes entre las quebradas de Matancilla y Potrerillos y las consideró como depósitos de *flysch*.

En el área de Niño Muerto han sido descritas secuencias sedimentarias depositadas en abanicos submarinos, con intercalaciones de lavas dacíticas (Omarini *et al.*, 1995). Los autores de esta Hoja consideran esos representantes magmáticos asociados a las facies volcánicas del Complejo de plataforma de la Puna.

Niveles de pelitas y grauvacas de la sección superior contienen trazas fósiles de *Monomorphichnus* sp.

Relaciones estratigráficas

El Complejo Puncoviscana constituye la unidad más antigua de la región, por lo tanto no se observa la relación de base. Las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón la cubren en discordancia angular, como se advierte en la quebrada de Matancilla y al sur de Cangrejillos.

Edad

La edad del Complejo Puncoviscana es motivo de un controvertido debate debido a la variabilidad de datos paleontológicos y de edades absolutas, com-

prendidos en un rango entre el Neoproterozoico tardío y el Cámbrico temprano.

Dentro de la Hoja sólo se registró la presencia de *Gordia marina Emmons*, de edad eocámbrica, en la zona de Matancilla - Potrerillos (Schwab, 1973).

La mayoría de las edades registradas para el Complejo Puncoviscana fueron obtenidas fuera del ámbito de la Hoja. Sobre la base de registros de trazas fósiles correspondientes a las asociaciones icnofaunísticas *Oldhamia* y *Nereites* (Mirré y Aceñolaza, 1972; Aceñolaza *et al.*, 1976; Aceñolaza y Durand, 1987; Durand, 1993 y Aceñolaza y Toselli, 2009) las edades obtenidas se encuentran en el rango neoproterozoico – eocámbrico. La icnofacies de *Nereites* corresponde a la parte superior del Ediacariano, mientras que la de *Oldhamia* pertenece al Cámbrico Inferior (López de Azarevich *et al.* 2012).

Las edades de circones detríticos de muestras tomadas en la quebrada del Toro y en la sierra de Mojotoro, al sur de la Hoja, dieron valores de 636 ± 7 Ma (Adams *et al.*, 2008a), 564 Ma (Hauser *et al.*, 2010), 530 ± 4 Ma (Adams *et al.*, 2008a) y 517, 547 y 563 Ma (Aparicio González y Pimentel, 2010; Aparicio González *et al.*, 2014). Dataciones realizadas en la localidad tipo del Complejo Puncoviscana sobre tobas intercaladas en facies sedimentarias obtuvieron edades de 536 y 537 Ma (Escayola *et al.*, 2011).

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. CÁMBRICO

GRUPO MESÓN (2)

Cuarcitas, conglomerados, areniscas y pelitas

Antecedentes

Las cuarcitas cámbricas identificadas en la región como Grupo Mesón (Turner, 1963) fueron designadas con el nombre de Formación Matancilla por Schwab (1973). En la superficie que ocupa la Hoja no se observaron las secuencias típicas de las formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, que integran el Grupo Mesón en otras localidades del NO argentino. Por tal motivo, en este trabajo la descripción y el mapeo correspondiente a esta unidad se realizaron a nivel de grupo.

Distribución areal

Esta unidad se restringe al borde sureste de la Hoja. En el faldeo oriental del cerro Matancilla los

asomos son de poca extensión. Los afloramientos con mayor continuidad areal se encuentran en la ladera occidental de la sierra de Cobres, al sur de la localidad de Cobres y en las serranías ubicadas entre el volcán Chimpa y el sur de las Salinas Grandes.

Litología y ambiente de depositación

Las sedimentitas del Grupo Mesón están constituidas a nivel regional por areniscas cuarcíticas de elevada madurez mineralógica y textural, con intercalaciones de pelitas en menor proporción. La unidad basal se inicia generalmente con un conglomerado matriz soportado mediano con elevado contenido de cuarzo. El ambiente de depositación fue caracterizado como marino somero, dominado por corrientes de mareas (Sánchez, 1994; Sánchez y Salfity, 1999; Moya, 2008).

En el cerro Matancilla, el Grupo Mesón está compuesto, en su base, por una cuarcita conglomerádica gris oscura, de 3 a 10 m de espesor, integrada por clastos de cuarzo redondeados. Por encima del nivel conglomerádico se disponen aproximadamente 350 m de cuarcitas rosado-blancas y areniscas rojizas, en bancos con estratificación mediana a fina. En niveles próximos al conglomerado basal y hasta la parte media de la columna, los bancos psefíticos presentan geometría tabular y se intercalan con bancos de pelitas. Hacia el techo aumenta la existencia de bancos cuarcíticos, desaparecen las intercalaciones pelíticas y la estratificación es mediana a gruesa con estructuras internas entrecruzadas y ondulitas. El desarrollo de la secuencia por encima del conglomerado basal es grano y estratocreciente.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Mesón se apoya en discordancia angular sobre leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana. Esta relación, correspondiente a la discordancia Tilcara (Turner y Méndez, 1975), está expuesta en el cerro Matancilla y al sureste del paraje Cangrejillos.

El techo del grupo está definido por la discordancia (discordancia Iruya) erosiva con sedimentitas del Tremadociano inferior. La base de la unidad suprayacente, correspondiente al Complejo de Plataforma de la Puna, presenta en la sierra de Cobres (Matancilla) un conglomerado polimítico grueso con clastos y bloques de cuarcitas del Grupo Mesón.

Edad

Sobre la base de las relaciones estratigráficas con el Complejo Puncoviscana que lo subyace y con rocas fosilíferas del Cámbrico Superior que lo sobreyacen, se adjudica una edad cámbrica media-superior para el Grupo Mesón (Sánchez y Salfity, 1999), corroborada sobre la base de dataciones de circones detríticos (Adams *et al.*, 2008b; Augustsson *et al.*, 2011).

2.2.2. ORDOVÍCICO

Teniendo en cuenta las observaciones de campo de las secuencias ordovícicas aflorantes en el ámbito de la Hoja y el análisis bibliográfico realizado, para describir las unidades de esa edad en la región se tomaron como base las propuestas de Bahlburg (1990a, c), Bahlburg *et al.* (1990) y Bahlburg y Zimmermann (1999) quienes caracterizaron la cuenca ordovícica mediante tres conjuntos estratigráficos integrados por distintas asociaciones de unidades con facies diferentes, a los que denominaron Complejo de plataforma de la Puna, Complejo volcánico - volcanoclástico de la Puna y Complejo turbidítico de la Puna.

COMPLEJO DE PLATAFORMA DE LA PUNA (3, 3a)

Conglomerados, cuarcitas, areniscas, grauvacas, pelitas (3). Lavas, hialoclastitas y cuerpos subvolcánicos dacítico-riodacíticos (3a)

Antecedentes

Para el ambiente de la Puna Septentrional, Bahlburg y Zimmermann (1999) asignaron estas rocas ordovícicas (Tremadociano - Llanvirniano) a una zona de transición entre la plataforma de la Cordillera Oriental y la cuenca de la Puna. Integran la faja oriental, intermedia entre el Grupo Santa Victoria definido en la Cordillera Oriental y el Grupo Cobres en la Puna. Este último grupo está compuesto por las formaciones Taique (Tremadociano inferior), Potrerillo (Tremadociano inferior alto) y Chiquero (Tremadociano superior - Arenigiano), y fueron reconocidas por Schwab (1973) en la sierra de Cobres.

En la zona de Susques y al sur de esta localidad, Nullo (1988a, 1988b) propuso el nombre de Formación Susques para secuencias compuestas por pelitas con intercalaciones de potentes bancos de cuarcitas y les asignó una edad tremadociana superior.

El vulcanismo submarino asociado a las secuencias clásticas que se incorporan en el Complejo de

plataforma de la Puna fue descrito por Schwab (1973), Bahlburg (1990b) y Coira (1996) e incluido previamente por Méndez *et al.* (1973) en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Años atrás, todo el conjunto y su continuación hacia el norte en la Hoja Mina Pirquitas fue denominado como Complejo magmático y sedimentario Cochino - Escaya (Coira *et al.*, 1999), compuesto por unidades magmáticas máficas y dacíticas intercaladas con espesas secuencias de areniscas y pelitas, con graptolites de edad arenigiana (Aceñolaza y Toselli, 1984; Bahlburg *et al.*, 1990).

Datos sobre la estratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanoclástica del área de Huancar fueron presentados por Coira *et al.* (1999). En ese trabajo se interpretó que el magmatismo silíceo está representado por flujos lávicos porfíricos, hialoclastitas, sills, diques, criptodomas y peperitas.

Según Moya (1999), durante el Cámbrico superior y el Tremadociano, el Alto de Cobres habría separado la Plataforma Chaqueña de los depósitos vinculados con la cuenca de la Puna. Luego de la Fase Tumbaya, estos depósitos se extendieron hacia el este sobre áreas ocupadas por el antiguo alto (Moya, 1997).

Distribución areal

Los afloramientos del Complejo de plataforma de la Puna se distribuyen a lo largo de la sierra de Cobres, desde la quebrada de Matancilla hacia el norte, entre la depresión de las Salinas Grandes y el río Pastos Chicos. Al norte del río de las Burras conforman el cuerpo principal de la sierra situada al oeste del río Barrancas y del granito de Tusaquillas. También forman parte de la sierra de Tanque, en el contrafuerte oriental.

Litología y ambiente de depositación

La base de esta unidad aflora en el cerro Matancilla. Está integrada por conglomerados polimícticos con matriz limosa, en los que la fracción gruesa está constituida por clastos del basamento y de cuarcitas rosadas del Grupo Mesón, de variados tamaños y bien redondeados. Los bloques de mayor tamaño superan el metro de diámetro. El paquete conglomerádico posee intercalaciones pelíticas y arenosas, en conjunto tiene una potencia de 70 m y se apoya sobre una superficie irregular del Grupo Mesón.

Sobre el conglomerado de base continúan bancos cuarcíticos y areniscosos intercalados con pelitas

de laminación fina y paralela (Fig. 2). Los niveles de areniscas presentan escasas intercalaciones de rocas volcanoclásticas. Es destacable la existencia de vulcanitas ubicadas al norte de la quebrada de Matancilla, desde donde podría proceder el mencionado aporte volcanoclástico intercalado.

En el puesto Pirca y en la quebrada Lagunita, los bancos de areniscas son discontinuos y se acuñan lateralmente, con estructuras entrecruzadas y *ripples*. Hay facies con dominio de estratos areniscosos y otras más pelíticas con niveles de areniscas finas intercaladas.

En la entrada de la quebrada de Matancilla dominan las facies arenosas con bancos de hasta un metro de espesor. Éstos tienen estructuras internas tipo *wavy bedding* y lenticulares; la base de los estratos es cóncava e irregular y la parte superior levemente ondulada. Los niveles se acuñan lateralmente dando un arreglo semejante al de barras amalgamadas con escasas pelitas intercaladas. Continúan facies con estratificación fina dispuesta en bancos tabulares y aumenta el dominio de pelitas de coloración ocre. Hacia el fondo de la quebrada, en contacto por falla con el Subgrupo Pirgua, siguen estratos verdosos de pelitas y grauvacas finas oscuras, con disposición tabular.

En el perfil del río Taique, Schwab (1973) describió estructuras de *slumpings* integradas por cuerpos lentiformes de cuarcitas circundadas por pelitas. Estructuras similares, con olistolitos de más de 10 m de diámetro, fueron observadas a lo largo de la quebrada. Continúan intercalaciones de cuarcitas amarillentas atribuidas por Schwab (1973) a su Formación Potrerillo. Los bancos cuarcíticos aumentan de manera gradual y disminuyen los bancos pelíticos. Esta secuencia tiene un espesor aproximado de 550 metros.

Sobre las cuarcitas comienza una alternancia de areniscas y pelitas, que se acrecientan en forma gradual hacia el techo. Estas pelitas, de color ocre y tonos oscuros, son dominantes en relación con los escasos bancos de areniscas oscuras. El espesor aproximado es de 200 metros. Esta última secuencia, con repeticiones de bancos delgados de areniscas grises oscuras, que tienen gradación interna normal y que rematan con niveles pelíticos de decantación, dispuestos en bancos planoparalelos continuos, constituye facies turbidíticas.

La secuencia descrita está integrada por ciclos granodecrecientes de ambientes de plataforma con estructuras internas (entrecruzadas, espina de pez, ondulaciones tipo *wavy bedding* y lenticulares)



Figura 2. Secuencia de pelitas y cuarcitas ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna.

indicadoras de ambiente de plataforma intermareal. La fracción pelítica revela mecanismos de depositación por decantación en aguas tranquilas que podría producirse en zonas de playa durante mareas altas. La estratificación lenticular de arenas en arcillas es propia de corrientes débiles que transportan arenas finas y limos junto con la decantación de arcillas. En zonas de plataforma externa estas estructuras implican tracción en medio de decantación.

La combinación de estratificación ondulante y lenticular es propia de la interfase *nearshore - offshore*. La presencia de bancos de areniscas acunados observada en la parte media de la quebrada Matancilla podría indicar una plataforma con influencia deltaica, barras de desembocadura o dominios de playa.

Las cuarcitas y areniscas gradan hacia sucesiones turbidíticas (Formación Chiquero) de lóbulos depositacionales.

Según Bahlburg *et al.* (1990), la secuencia del río Taique es transgresiva. Se inicia con corrientes mareales simétricas con depósitos de areniscas cuarzosas, por encima depósitos pelíticos y

de deslizamientos que dan lugar a turbiditas con aumento de inestabilidad en la cuenca y presumiblemente un incremento en la profundidad de la misma.

En el camino entre Susques y Huancar, el Ordovícico está conformado por una secuencia turbidítica rítmica de areniscas finas micáceas y pelitas verdes. Se intercalan bancos de arcosas con estructuras internas tractivas entrecruzadas *wavy* y óndulas en caja de huevo. Los bancos más finos están laminados con geometría planoparalela. Hay estructuras de antidunas en *sets* de 3 cm de espesor. Los bancos de areniscas tienen 20 cm de espesor y los pelíticos 50 centímetros.

La secuencia es progradante y granocreciente; las areniscas aumentan de espesor y tamaño hasta llegar a bancos cuarcíticos de granulometría mediana que forman crestones resistentes. Estos bancos tienen base erosiva y podrían ser barras. Las areniscas son medianas a gruesas con matriz fina tipo grauvaca.

Los bancos más duros y potentes tienen granulometría más gruesa, con clastos de 1 a 2 mm de diámetro, subredondeados, integrados por cuar-

zo, mica y feldespatos con escasa matriz y cemento silíceo. En las partes altas se invierte la relación arena-pelita observada en la base; las barras de arena tienen 20 a 50 cm de espesor y las pelitas 5 a 15 centímetros.

En la zona de Niño Muerto aflora una secuencia de areniscas finas y pelitas dispuestas en geometría sigmoidal. Son barras de arena de crecimiento. En las partes pelíticas hay bioturbaciones planares con rastros de cruzianas. Las areniscas tienen micas de metamorfismo térmico. Esta roca constituye la caja de intrusivos dacíticos con cristales euhedrales de plagioclasa y matriz microcristalina color gris oscuro a verdoso. Los cuerpos ígneos son de geometría tabular más o menos paralelos a la estratificación, con morfología de filones tipo *sills*.

En la zona de Huancar se intercalan, en la secuencia de areniscas y grauvacas, mantos de lava de composición dacítica con distintos espesores. Coira *et al.* (1999) describieron una secuencia (200 m) compuesta por un dique basanítico en la base, seguida por espesos lava-domos macizos, *sills* y hialoclastitas, cubiertos en la parte superior por bancos pelíticos y lavas macizas. En los contactos de

las lavas macizas con capas sedimentarias se hallan peperitas. En el sector norte de Huancar predominan cuerpos subvolcánicos muy espesos con textura de pórfiros. Los mantos lávicos y los cuerpos subvolcánicos están plegados formando un anticlinal. Este tipo de litología se encuentra también en la zona de Pastos Chicos (conjunto de criptodomas) y en los cerros Opla y Oplita, al sur de Huancar.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia erosiva sobre el Grupo Mesón en la sierra de Cobres y en el cerro Cangrejillos. A lo largo de las sierras de Cobres y Tanque, se dispone en contacto con intrusivos ordovícicos entre los que se destacan, por sus dimensiones, la granodiorita Cobres y la granodiorita Tanque. Otras relaciones de contactos intrusivos ocurren en la faja oriental de la Hoja con el granito Tusaquilla y la Formación Rangel, ambos de edad cretácica. Sobreyacen en discordancia angular diferentes unidades cretácicas y paleógenas del Grupo Salta. En el río Susques (Fig. 3) se advierte claramente la discordancia entre esta unidad con los depósitos de la Formación Vizcachera e ignimbritas



Figura 3. Discordancias entre sedimentitas ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna con depósitos de la Formación Vizcachera e ignimbritas del Coranzulí, en el río Susques.

miocenas provenientes del Coranzulí.

Edad

La edad de los trilobites hallados en la mayoría de los afloramientos es tremadociana inferior. Dentro de la Formación Chiquero se encontró *Didimograptus* sp. del Tremadociano superior.

Las lavas intercaladas y los cuerpos subvolcánicos dacíticos a riódacíticos tendrían edades entre el Tremadociano superior y el Arenigiano inferior.

Sobre la base de los datos referidos se incluye esta unidad en el lapso Tremadociano inferior - Arenigiano inferior a medio.

COMPLEJO VOLCÁNICO-VOLCANICLÁSTICO DE LA PUNA (4A, 4B)

Lavas riolíticas, andesíticas y basálticas intercaladas con areniscas, pelitas y conglomerados y con depósitos volcaniclasticos y tobas. Facies gruesas (4a), facies finas (4b)

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Bahlburg y Zimmermann (1999) como Complejo volcánico de la Puna. Sin embargo, los autores de esta Hoja consideran conveniente adecuar el nombre a su real constitución litológica y por ello se propone denominarla Complejo volcánico- volcaniclastico de la Puna. Corresponde parcialmente a la Formación Coquena (Schwab, 1973) y a rocas ordovícicas de la faja occidental (Tremadociano - Llanvirniano). Este autor caracterizó a la secuencia como una sucesión de grauvacas conglomerádicas con intercalaciones de lavas diabásicas y tobas.

Coira y Barber (1989) describieron las rocas ordovícicas a lo largo del río Huaitiquina y destacaron la presencia de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos dacíticos y riódacíticos.

Coira y Nullo (1989) detallaron una secuencia piroclástico-sedimentaria de edad arenigiano-llanvirniana en los alrededores de la salina de Jama y la incluyeron en la Formación Acoite.

Koukharsky *et al.* (1989) analizaron una columna de 800 m en la sierra de Guayaos, donde dominan depósitos volcaniclasticos ácidos con algunas intercalaciones de niveles fosilíferos del Arenigiano-Llanvirniano; identificaron también rocas basálticas almohadilladas con afinidad de arco.

Breitkreuz *et al.* (1989) estudiaron en detalle sucesiones volcánico-sedimentarias en Aguada de

la Perdiz, localidad situada al NO de Huaitiquina, con participación de flujos de detritos volcanogénicos de composición riolítica a basáltica y niveles lávicos de basaltos, del Arenigiano medio.

En el borde occidental de la Puna Septentrional, Bahlburg (1990a) definió una unidad volcaniclastica, de hasta 4000 m de espesor, constituida en su porción inferior por lavas básicas y brechas volcánicas intercaladas con conglomerados finos, areniscas gruesas y pelitas. La parte superior está conformada por tobas ácidas y turbiditas volcaniclasticas.

Bahlburg y Zimmermann (1999) señalaron que este complejo indica el desarrollo de un arco volcánico desde el Tremadociano hasta el Llanvirniano (¿Llandeillano?).

Al sur del ámbito de la Hoja, Palma *et al.* (1986) caracterizaron como Faja Eruptiva de la Puna Occidental a una serie de plutones asociados con estas secuencias ordovícicas.

Distribución areal

Esta unidad se extiende en el oeste del salar de Cauchari a lo largo de una franja de orientación nortesur, también aflora en los cerros Guayaos, Huaitiquina y Catua, al oeste del cerro Bayo, en el cordón Borde de Pircas y en los alrededores de la salina de Jama.

Litología

En el área de Huaitiquina la litología está representada por bancos de areniscas finas a medianas, con abundante presencia de cuarzo y micas, intercalados con otros de granulometría gruesa con clastos que llegan a 0,5 cm, subangulosos y mal seleccionados, con poca matriz. Los estratos son levemente sigmoidales y tienen base erosiva. Sobre los depósitos gruesos se apoyan niveles delgados de pelitas. Se intercalan potentes mantos de lavas andesíticas y niveles piroclásticos de granulometría mediana a gruesa. La secuencia volcánico-sedimentaria se dispone con estratificación fina a mediana con laminación paralela y geometría de bancos tabulares. Se observaron rasgos de oleaje, ondulitas de interferencia y rasgos de bioturbación subhorizontales.

En Catua, la secuencia está formada por areniscas medianas a gruesas, con clastos de cuarzo y feldespatos, con intercalaciones de pelitas. La estratificación es fina a mediana. Son depósitos de grauvacas y pelitas que parecen ser de plataforma

interna, en una posición más interna que los de Huaitiquina y no tienen vulcanitas. La presencia de feldespatos retrabajados y de fragmentos de pumitas indica aporte volcánico.

Hacia el oeste, la granulometría es más gruesa, hallándose mayoritariamente estratos de areniscas gruesas a conglomerádicas de 0,5 a 2 m de espesor, intercalados con otros de areniscas finas y pelitas. El piso de los bancos arenosos es irregular, con marcas de calcos de carga, el techo es ondulado pero no hay rasgos de oleaje. La secuencia más gruesa parece de tormentas o de la intersección del *shoreface* con la zona de playa.

Al oeste del cerro Bayo se hallan areniscas y pelitas con intercalaciones de lavas ácidas muy fragmentadas y silicificadas. Entre las sedimentitas se observó un banco de pelitas muy macizo con rasgos de contacto térmico y peperitas. En las lavas, las plagioclasas están bien preservadas y también se vieron cristales aciculares oscuros; se interpreta que estas rocas habrían fluido en un medio ácuo y posiblemente se trate de una secuencia más interna que la de Coquena.

Hacia el oeste de esta secuencia aparecen bancos gruesos a conglomerádicos. Hay presencia de *cherts*, peperitas, lavas riolíticas y posibles niveles de caída. El material volcánico está levemente retrabajado.

En los alrededores de las lagunas Ana y Mucar y de la salina de Jama, las secuencias están compuestas por depósitos volcanoclásticos de granulometría mediana a fina intercalados con pelitas. Los bancos tienen estructuras internas gradadas y laminación paralela.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad constituye el sustrato del área occidental de la Hoja. Las relaciones de techo, al igual que con el resto de las unidades ordovícicas, son discordantes con extensos mantos ignimbríticos, sedimentitas cretácicas y terciarias y cobertura de abanicos aluviales cuaternarios.

Edad

La edad de la base del complejo está indicada por trilobites del Tremadociano inferior, Zona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens* y de *Kainella meridionalis*, hallados al sur del salar del Rincón (Moya *et al.*, 1993), fuera de la Hoja.

En la zona de Huaitiquina se encontraron

graptolites del Arenigiano a Llanvirniano inferior para la mayor parte de esta sucesión (García *et al.*, 1962; Schwab, 1973; Coira y Nullo, 1989; Monteros *et al.*, 1996). En la zona de Catua, Aceñolaza y Durand (1975) definieron una edad arenigiano - llanvirniana.

COMPLEJO TURBIDÍTICO DE LA PUNA (5) *Pelitas, areniscas y grauvacas*

Antecedentes

La asociación de ciclos turbidíticos en la parte central de la Puna Septentrional fue propuesta por Bahlburg (1990a) y Bahlburg *et al.* (1990), quienes dividieron el complejo turbidítico en una parte inferior y otra superior, con sistemas depositacionales controlados tectónicamente. Aceñolaza y Baldis (1987) efectuaron análisis estratigráficos de esta sucesión. Ramos (1972) propuso el nombre de Formación Lina para la secuencia turbidítica aflorante en la sierra del mismo nombre, próximo a la localidad de El Toro.

Distribución areal

Las sedimentitas que componen el Complejo turbidítico de la Puna se extienden al oeste del bajo de Olaroz - Cauchari, integrando las sierras de Lina y El Toro. Estas sierras se desarrollan en una faja de aproximadamente 10 km de ancho y abarcan toda la Hoja de norte a sur.

Litología y ambiente de depositación

El complejo tiene espesores de hasta 3500 metros. Son sucesiones turbidíticas alternantes granocrecientes y granodecrecientes de edad ordovícica media.

El complejo turbidítico expuesto en la sierra de Lina está integrado por pelitas verdes, micáceas, dispuestas en estratificación fina laminar con alta fisilidad. Se disponen en bancos continuos de geometría planoparalela; tienen clivaje de plano axial muy marcado. Se intercalan estratos macizos y potentes de areniscas gruesas mal seleccionadas con abundantes feldespatos muchas veces euhedrales y clastos de cuarzo subangulosos en una matriz de arenisca fina; tienen intercalaciones de niveles de grauvacas con mucha matriz. Los bancos arenosos no presentan continuidad lateral, están dispuestos entre potentes espesores de pelitas.

Las secuencias observadas corresponden a las del tipo A de la serie de Bouma, bancos arenosos potentes

granodecrecientes; del tipo B con laminación paralela de alto régimen, y del tipo C, con óndulas y niveles finos de poco espesor de arenas con estratificación entrecruzada y potentes niveles de decantación.

Los estratos de areniscas más gruesas poseen intraclastos de pelitas en la sección inferior, tienen base y techo irregular y pasan lateralmente en forma abrupta al dominio pelítico.

En la base de las unidades arenosas se encontraron graptolites mal conservados, orientados según las corrientes en secuencias con laminación paralela de alto régimen, lo cual podría indicar que fueron transportados por corrientes desde otras partes de la cuenca. También se advierten calcos de carga y laminación paralela que grada a estratificación cruzada hacia el techo.

Los estratos de areniscas aislados entre depósitos más finos presentan estructuras internas y geometrías propias de lóbulos turbidíticos.

Relaciones estratigráficas

El complejo turbidítico integra el sustrato sobre el cual se apoya el resto de las unidades en la parte central de la Hoja, por lo tanto las relaciones de base no se observan en la región. En la parte suroccidental de la zona de trabajo, la relación de esta unidad con el Complejo volcánico - volcánicoclástico de la Puna se produce a lo largo de un cabalgamiento con vergencia hacia el este.

Las relaciones de techo son discordantes con diferentes unidades sedimentarias cretácicas y terciarias y con mantos ignimbríticos y coladas de lava y depósitos piroclásticos del Complejo volcánico Pairique-San Pedro y de la Ignimbrita Coyaguayma, distribuidos en el extremo norte de la Hoja.

Edad

Sobre la base del hallazgo de graptolites se le asigna edad caradociana, con reservas. La presencia de *Phyllograptus* sp. en los sistemas turbidíticos mencionados indica edades de depositación durante el Ordovícico medio (Bahlburg, 1990a).

Granitoides ordovícicos indiferenciados (6) *Granitoides*

Antecedentes

Bajo este nombre se integra un grupo de cuer-

pos magmáticos intrusivos graníticos y granodioríticos, diferenciados de leucogranitos y cuerpos básicos, emplazados en las secuencias volcánico-sedimentarias ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna.

Este magmatismo fue incluido por Méndez *et al.* (1973) en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental del Paleozoico inferior, que constituye una faja magmática con orientación N-S, de gran distribución areal, compuesta por cuerpos intrusivos y unidades extrusivas. Schwab (1973) los denominó como Formación Hornillos, siguiendo los conceptos de Turner (1970), quien así designó a todos los cuerpos que en forma de *stock* o de dique intruyen sedimentitas cámbricas y ordovícicas.

Distribución areal

Esta unidad está integrada por cuerpos granítico-granodioríticos aflorantes al norte y sur de la quebrada de Lare y en las proximidades de la localidad de Sey - Alto La Ollada.

Litología

Al este y norte de la localidad de Sey (Alto La Ollada) aflora un cuerpo granítico que tendría continuidad hacia el sur con rocas graníticas de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973). No se observa la relación con las unidades ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna. El cuerpo está conformado por facies porfíricas (principalmente) a equigranulares, es de color rosado a gris y está compuesto por fenocristales de feldespato potásico, que en sectores superan los 5 cm, inmersos en una matriz de grano grueso a fino, de coloración oscura, rica en biotita, cuarzo y escasa plagioclasa. Facies equigranulares se distribuyen en el área del Morro Peñas Coloradas, son de color gris, con contactos transicionales con las facies porfíricas.

Al norte de este sector existen pequeños intrusivos de leucogranito equigranular, de grano grueso, compuesto por cuarzo, feldespatos y muscovita. En el área es importante la existencia de diques de cuarzo de hasta 12 m de espesor, en parte brechados.

En la zona de Sey se observan fajas estrechas de deformación en los granitoides, con disminución del tamaño de grano, desarrollo de miccas finas y foliación, marcada por la orientación

preferencial de micas.

La edad de esta unidad está explicada conjuntamente con la de la Granodiorita Tanque.

Granodiorita Tanque (7)

Granitoides porfíricos foliados; enclaves básicos comagmáticos

Antecedentes

Nullo (1988 a y b) distinguió como Formación Tanque los granitoides aflorantes en la sierra homónima. Como Granito de Tanque fue descrito por Pérez y Coira (1998). Coira *et al.* (1999) correlacionaron parte de estos granitoides con los aflorantes en las sierras de Cobres y de las Burras bajo el nombre de Granitos de las sierras de Tanque y Cobres, dentro de los representantes magmáticos ordovícicos de la Puna Oriental.

Distribución areal

Esta unidad está integrada por cuerpos granítico-granodioríticos aflorantes en la sierra de Tanque. El cuerpo granítico principal tiene forma elongada, aflora en el sector medio de la sierra, en el contrafuerte oriental de los salares de Cauchari y Olaroz, desde el puesto Tanque al norte, en el camino que va desde Susques hacia Loma Blanca – Coranzulí, hasta el área de la quebrada de Agua Blanca - cerro Turi Lari al sur.

Litología

El granito está intruido en secuencias volcánicas de edad ordovícica y está en contacto tectónico con depósitos de conglomerados del Subgrupo Pircua en la quebrada de Taire y también con las secuencias ordovícicas. Se observan evidencias de deformación tales como desarrollo de estructuras planares y foliación en fajas estrechas de rumbo aproximado N-S, similar a la que posee el encajante. En el extremo norte, los granitoides son porfíricos, con grandes fenocristales de feldespato potásico y cuarzo azul inmersos en una matriz oscura de micas finas.

Hacia el oeste de San Juan de Quillaqui, en un morro aislado rodeado por mantos de ignimbritas, existen facies de leucogranito de grano medio a fino, con formación de pequeñas fajas de alteración. En este sector hay intrusivos de microgranitos. En su conjunto, esos cuerpos representarían facies de bor-

de del cuerpo principal.

En el Angosto de Taire afloran monzogranitos de color gris con desarrollo de zonas de deformación, marcadas por una foliación NNO - SSE e indicadores cinemáticos. Son rocas de textura porfírica a equigranular, compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. La orientación de las micas y la formación de estructuras de ojos (fenocristales de feldespato rosado) son comunes. La biotita es la mica más abundante en las facies graníticas predominantes, en algunos casos desaparece totalmente y sólo se encuentra mica blanca, con preponderancia de feldespato potásico y escasa plagioclasa.

Hacia el oeste, en el camino que va hacia el paso de Jama, en la quebrada de Taire, en contacto con las facies equigranulares graníticas existen cuerpos pequeños de un leucogranito alcalifeldespático que constituyen facies de borde. Son equigranulares, de color rosado claro y están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, mica blanca y muy escasa biotita de grano fino. No presentan deformación, a diferencia del cuerpo principal de granitoides. En algunos sectores se observan zonas de leucogranitos que pasan gradualmente a monzogranitos. Los granitos están intruidos por cuerpos de lamprófiro de hasta 1 m de espesor, con contactos netos.

El sector sur del cuerpo granítico de Tanque está conformado por un granito - granodiorita de dos micas, equigranular, de color gris, que se dispone sobre la Formación Vizcachera superior por una falla inversa.

Pérez y Coira (1998) definieron al Granito de Tanque como un cuerpo epizonal sin-cinemático, compuesto por facies graníticas granulares porfíricas, intruido por diques micrograníticos biotíticos, aplitas y escasas pegmatitas. Reconocieron foliación magmática de orientación NNE. Es importante la inclusión de enclaves básicos principalmente en el sector norte, con la presencia de cuerpos gábricos comagmáticos con evidencias de mezcla de magmas (mecánica/química). También hallaron diques básicos de composición diorítica y lamprófiro.

Edad y correlación de las unidades 6 y 7

Sobre la base de su relación de contacto con las rocas de caja ordovícicas y sus características petrológicas, estos granitoides son correlacionados con los cuerpos graníticos aflorantes hacia el sur, datados por Omarini *et al.* (1984) en 471 ± 12 Ma, con los del extremo norte de la sierra de Cobres (Granodiorita Cobres), cuya edad U/Pb sobre

monacitas es de 476 ± 1 Ma y con el magmatismo dacítico del Complejo Cochino - Escaya de 467 ± 7 Ma (Lork y Bahlburg, 1993). Coira *et al.* (en Zappettini, 2008a) obtuvieron para esta unidad una edad U/Pb sobre circones de $479 \pm 1,7$ Ma.

De acuerdo con las correlaciones y edades obtenidas, se adjudican las unidades 6 y 7 al Ordovícico inferior a medio.

COMPLEJO ÍGNEO SANTA ANA (8)

Gabros, diques básicos y lavas andesítico-dacíticas

Antecedentes

Durante el desarrollo del Plan NOA, en la década del 70, el cuerpo básico ubicado al oeste de la localidad de Santa Ana fue asignado al vulcanismo terciario. Zappettini (1989) correlacionó al intrusivo de Santa Ana con cuerpos espilíticos descritos por Coira (1979) al oeste de Abra Pampa y con intercalaciones de niveles lávicos en las sedimentitas ordovícicas.

En este trabajo se considera sólo el afloramiento localizado en las proximidades de Santa Ana, denominado por Zappettini (1989) como Queratófiros de Santa Ana.

Coira *et al.* (1999) describieron estas rocas como gabros estratificados que conforman filones capa de 5 a 500 m de potencia, dentro de los representantes volcánico-subvolcánicos básicos de los registros magmáticos ordovícicos de la Puna Oriental.

Litología y distribución areal

La unidad está ubicada al oeste del poblado de Santa Ana. Son dos cuerpos emplazados concordantemente en las secuencias ordovícicas, uno de 500 m de longitud por 50 m de ancho y otro mayor, de 5 km de longitud por 500 m de ancho (Zappettini, 1989). Existen algunos cuerpos menores que conforman diques y niveles lávicos intercalados en la secuencia volcánico-sedimentaria. Hay evidencias de deformación en forma conjunta con las sedimentitas.

El cuerpo mayor está constituido por una roca de composición gábrica, gris oscura a negra, de grano medio a grueso, con variaciones de facies de grano fino y microporfíricas. Presenta bandeamiento magmático, evidenciado por la acumulación de minerales máficos, piroxeno-olivina y de minerales opacos. Hay sectores donde bandas oscuras de gabros se intercalan con leucogabros. La textura es intergranular a equigranular y está compuesta por

andesina (alterada a epidoto y sericita), augita y olivina. La apatita es muy abundante, se halla en individuos grandes junto con cristales subhedrales de titanita. En algunos casos, el bandeamiento se debe a la diferente proporción de plagioclasa y a una intensa alteración de los mafitos que se transforman en clorita (Zappettini, 1989).

Existen numerosas venillas, de entre 1 y 5 cm de espesor, integradas por carbonatos y epidoto, que atraviesan la roca como fase póstuma,

Zappettini (1989) describió un proceso de metasomatismo sobre rocas de composición gábrica a diorítica, cuyo resultado es una roca de color gris medio, con textura granoblástica, formada por prehnita, diópsido, agregados de clorita, epidoto y albita poiquilítica incluida en el clinopiroxeno.

Hacia el este del cuerpo mayor existen niveles lávicos andesíticos a dacíticos intercalados en la secuencia sedimentaria.

Becchio (1994) estudió un intrusivo básico de composición gábrica que grada a facies de leucogabros bandeados, emplazado en el núcleo de una estructura anticlinal; ambas facies son ricas en sulfuros. El cuerpo intruye a secuencias volcánico-sedimentarias del Ordovícico inferior (Complejo de plataforma de la Puna). Según el contenido de elementos minoritarios se lo asigna a un ambiente de trasarco.

Relaciones estratigráficas y edad

Por sus relaciones estratigráficas y estructurales (emplazado en forma concordante en secuencias volcánico-sedimentarias del Ordovícico y deformado en forma conjunta con ellas), el Complejo ígneo Santa Ana es considerado como Ordovícico inferior. Está intruido por cuerpos graníticos de aproximadamente 480 Ma.

Zappettini (1989) obtuvo una edad K/Ar de 494 ± 100 Ma, sobre roca total de composición diorítica, con un error muy elevado que torna muy incierto el valor obtenido.

Una edad más precisa fue aportada por Zappettini y Santos (2009) quienes dataron por U-Pb cristales de circon y de baddeleyita, cuyo promedio dió un valor de $467,2 \pm 3,1$ Ma, Ordovícico medio.

Granodiorita Cobres (9a, 9b)

Monzogranitos (9a), granodiorita deformada (9b)

Antecedentes

Junto con otros intrusivos granitoides paleozoicos,

esta unidad fue considerada como parte integrante de la Formación Hornillos (Turner, 1959; Schwab, 1973). En la década del 70, durante el desarrollo del Plan NOA, fue mapeada como parte de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973).

Zappettini (1989) le dio el nombre de Granodiorita Cobres y realizó un estudio petrográfico. Lork y Bahlburg (1993) obtuvieron una edad ordovícica para estas rocas. Coira *et al.* (1999) presentaron resultados geoquímicos. Hongn *et al.* (2001) definieron dos facies para el plutón de Cobres, una granodiorítica y otra monzogranítica biotítica, y describieron un evento principal de deformación a alta temperatura, contemporáneo con el emplazamiento de la granodiorita, y otro de baja temperatura, póstumo.

Litología y distribución areal

La Granodiorita Cobres constituye un cuerpo elongado en sentido NNE-SSO, que aflora entre el río de las Burras y el poblado de Cobres, con una superficie aproximada de 85 km².

La granodiorita (Zappettini, 1989) es de color gris, con textura granuda de grano grueso, levemente porfírica, con marcada orientación mineral y evidencia de cataclasis; está constituida por oligoclasa, ortoclasa, biotita y cuarzo. La plagioclasa está alterada a sericita y en menor grado a epidoto, con desarrollo de bordes mirmequíticos, presenta flexura de maclas polisintéticas y bordes fragmentados. La ortoclasa es perfitica y en algunos casos forma fenocristales, tiene pequeñas inclusiones de plagioclasa, clorita y cuarzo y se altera a muscovita siguiendo planos de clivaje. El cuarzo está recristalizado con textura en mortero. La biotita está orientada y se altera a clorita.

En este mismo cuerpo, Hongn *et al.* (2001) describieron numerosas inclusiones de enclaves máficos y la existencia de fuertes procesos de alteración que provocaron la transformación total de los minerales máficos primarios en agregados de muscovita-cuarzo-opacos y clorita. Estos autores reconocieron otra facies, monzogranítica biotítica, de grano medio a grueso, porfírica, con fenocristales de microclino perfitico, que también tiene numerosos enclaves máficos y abundante turmalina como mineral accesorio.

El contacto de la granodiorita en su borde oriental es concordante con la foliación de las metamorfitas ordovícicas, en tanto el monzogranito es concordante en la parte sur mientras que en el sector norte es claramente discordante con la estructura de las metamorfitas y la granodiorita; los

contactos del borde occidental se interpreta que están controlados por falla (Hongn *et al.*, 2001). El grado de deformación de las dos facies descriptas es diferente (Hongn *et al.*, 2001), las granodioritas tienen varios grados de deformación, desde zonas donde es incipiente hasta el desarrollo de fábricas planar y linear intensas (rumbo NE), y fueron mapeadas como 9b. Los monzogranitos están muy poco deformados y se los identificó como 9a.

La composición geoquímica de la facies granodiorítica es peraluminosa, con 69 a 75% de SiO₂ y rica en K₂O. Los elementos traza indican también una componente cortical en la fuente del magma (Coira *et al.*, 1999), con altos contenidos en Cs, U, Th y relaciones de La/Th de 1,5 - 2,6.

Edad

Lork y Bahlburg (1993) obtuvieron una edad U/Pb de 476 ± 1 Ma, en monacitas de la facies granodiorítica, en el extremo norte de la sierra de Cobres, próximo al río de las Burras. El monzogranito biotítico, de acuerdo con Hongn *et al.* (2001), se habría intruido un poco después pero en el mismo evento tectónico-magmático. Esto último fue corroborado mediante una datación de 478,4 ± 3,5 Ma sobre circones de la facies monzogranítica realizada por Haschke *et al.* (2005).

Granodiorita Quepente (10)

Ortogneis granodiorítico

Antecedentes

Zappettini (1989) definió y nominó con el nombre del epígrafe un cuerpo de composición granodiorítica deformado y lo discriminó de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973).

Litología y distribución areal

El cuerpo aflora en las proximidades del cerro Quepente, con una superficie de aproximadamente 15 km², al norte del río de las Burras y en los alrededores del Angosto de las Burras. Se emplaza en las secuencias volcánico-sedimentarias ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna y está intruido por el Granito Churcal.

Es un ortogneis de composición granodiorítica, estructura gnéssica, con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo en matriz biotítica. La textura es granuda, con orientación de cristales laminares y

presenta evidencias de deformación dúctil. Está constituido por cuarzo formando ojos, oligoclasa, microclino perfitico, mirmequitas y biotita. Se observan agregados de sericita y minerales accesorios como epidoto, circón y apatita.

Otras facies de este cuerpo tienen menos evidencias de deformación, con similar composición granodiorítica y con textura granuda hipidiomorfa. En éstas, el cuarzo exhibe una textura en mortero. En pequeñas zonas hay un aumento en la proporción del feldespato potásico y la composición varía hacia monzogranítica. En ambas facies son comunes los xenolitos de rocas esquistosas.

Edad

No existen hasta la actualidad edades absolutas de este cuerpo. Sobre la base de las relaciones de campo, donde el Granito Churcal de $472,2 \pm 3\text{Ma}$, lo intruye, en este trabajo se le adjudica una edad dentro del intervalo Ordovícico inferior a medio.

Granito Churcal (11)

Monzogranito

Antecedentes y distribución areal

Este cuerpo fue reconocido durante el desarrollo del plan NOA en la década del 70 e incluido dentro de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973). Zappettini (1989) le asignó el nombre del epígrafe y lo mapeó como un cuerpo individual.

Aflora al sur y al este del cerro Bayo, a lo largo de las serranías del Churcal. Tiene una superficie mayor que la Granodiorita Quepente, de aproximadamente 30 km^2 .

Litología

Zappettini (1989) describió esta unidad como un monzogranito homogéneo, caracterizado por la presencia de cristales idiomorfos de cordierita. Es una roca de color gris con tonalidades verdosas, de grano medio, textura granuda hipidiomorfa y variaciones levemente porfíricas, constituida por cordierita, cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita. La cordierita a veces se presenta como fenocristales, tiene maclado cíclico, está levemente alterada a pinita e incluye epidoto secundario. El cuarzo tiene evidencias de deformación, con extinción ondulosa y textura en mortero de grano fino. El microclino es perfitico, con maclas combinadas, con inclusiones

de pequeños cristales de plagioclasa e intercrecimiento gráfico con cuarzo. La plagioclasa tiene una composición de oligoclasa intermedia (An_{12}), está parcialmente alterada a sericita - epidoto y tiene leve zonación normal con bordes albíticos. La mica más abundante es biotita, está parcialmente desferrizada y transformada en clorita, en menor proporción hay muscovita. Los minerales accesorios más comunes son apatita, circón, titanita y minerales opacos.

Relaciones estratigráficas y edad

Estos cuerpos intruyen a unidades sedimentarias del Complejo de plataforma de la Puna y a la Granodiorita Quepente. A la vez, están intruidos por el Granito Las Burras y los Granitoides Castro Tolay.

Una datación U/Pb SHRIMP realizada por Zappettini (2008 a) en esta unidad dio una edad de $472,2 \pm 3\text{Ma}$.

Granito Las Burras (12)

Monzogranito

Antecedentes

Este cuerpo granítico fue incluido por Méndez *et al.* (1973) en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Zappettini (1989) designó al intrusivo como Granito Las Burras y lo discriminó de los demás intrusivos granitoides aflorantes en el área.

Litología y distribución areal

Está conformado por un cuerpo principal localizado en ambos márgenes del río de las Burras y un cuerpo menor próximo al cerro Quepente.

Zappettini (1989) definió, para los intrusivos mayores, un monzogranito biotítico leucocrático, de textura equigranular mediana xenomórfica, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Muestra evidencias de deformación, con fragmentación general y extinción ondulosa del cuarzo. El microclino está fuertemente alterado a caolín mientras que la plagioclasa, oligoclasa, se altera a sericita. La biotita está levemente cloritizada y tiene inclusiones de minerales opacos y de circón. Se observa apatita como mineral accesorio y epidoto de origen secundario.

Hacia el techo de los intrusivos se desarrollan facies de borde, enriquecidas en nódulos de turmalina y empobrecidas en biotita con respecto al

monzogranito biotítico. Otra facies presente en menor medida, es un granito alcalifeldespático, donde el feldespato potásico (ortoclasa perfitica) es más abundante y está acompañado por plagioclasa de composición albitica.

Diques aplíticos intruyen al monzogranito biotítico. Son de textura equigranular de grano fino a muy fino, color blanco, compuestos por microclino perfitico, cuarzo con extinción ondulosa, oligoclasa y biotita, en algunos casos totalmente alterada a clorita. Los feldespatos están intensamente alterados a caolín y sericita. La apatita, en cristales muy pequeños, es muy abundante. Otros diques son de microgranitos, con textura microporfírica, compuestos por fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, oligoclasa y biotita. El cuarzo está como fenocristales subhedrales con extinción ondulosa y, en forma anhedral, conformando la matriz. El microclino es muy abundante y está parcialmente muscovitizado. La biotita se altera a clorita, está desferrizada y en sectores asociada con muscovita primaria. Como minerales accesorios hay turmalina azul, apatita, circon y minerales opacos.

Relaciones estratigráficas y edad

El monzogranito biotítico intruye unidades del Complejo de plataforma de la Puna, a la Granodiorita Quepente y al Granito Churcal (Zappettini, 1989). Fue datado por Zappettini (2008 a) en $476,7 \pm 4,2$ Ma (U/Pb SHRIMP).

Leucogranito Cerro Bayo (13)

Leucogranitos

Antecedentes

Zappettini (1989) lo designó con el nombre del epígrafe y lo estudió petrográficamente. Antes había sido considerado parte integrante de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1979).

Distribución areal y litología

La exposición principal de esta unidad se localiza en el área del cerro Bayo, en el sector norte de la sierra de Cobres, con una superficie aproximada de $3,5 \text{ km}^2$.

El cuerpo principal del leucogranito (Zappettini, 1989) es de color blanco con textura equigranular de grano fino a medio, compuesto por microclino, cuarzo, muscovita y abundantes nódulos de turmalina.

El cuarzo es anhedral, con extinción ondulosa marcada. La plagioclasa es escasa y de composición oligoclasa baja. La muscovita, de grano fino, es la única mica que se encuentra.

La roca tiene rasgos de deformación con desarrollo de estructuras planares y estiramiento, esto último se evidencia en los nódulos de turmalina con formas alargadas.

Los cuerpos leucocráticos menores que intruyen a la Granodiorita Cobres tienen estructura esquistosa con fuerte orientación de sus componentes y similar mineralogía (Zappettini, 1989). Es llamativa la presencia de biotita de grano fino, dispuesta en bandas; la muscovita no es abundante. En algunos de estos cuerpos la plagioclasa es de composición albitica con sobrecrecimiento de microclino; la composición de los mismos corresponde a un leucogranito alcalifeldespático. Asociados a estos pequeños *stocks* hay un conjunto de diques aplíticos compuestos por microclino levemente alterado, cuarzo, albita-oligoclasa con exigua seritización, escasa biotita y muscovita y epidoto secundarios.

Edad y correlación

Una datación U/Pb sobre circones dio una edad de $479,2 \pm 3,4$ Ma (Zappettini, 2008a) y por ello se lo adjudica al Ordovícico inferior.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. JURÁSICO

Plutonitas Castro Tolay (14)

Dioritas, monzonitas, monzodioritas, sienitas y diques básicos

Antecedentes

En forma parcial, estas rocas fueron asignadas informalmente por Lurgo (1978b) a la Formación Barrancas de edad silúrica. Más tarde, Méndez *et al.* (1979) las incluyeron como variaciones de facies del Granito Tusaquillas del Cretácico inferior. Zappettini (1989) realizó un mapa de detalle de esta unidad, describió la petrografía, diferenció diversas facies y propuso el nombre de Stock Compuesto Castro Tolay. Cristiani (1998) y Cristiani *et al.* (1999) realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos sobre estas rocas adjudicándole el nombre de Stock Castro Tolay.

Con el fin de adecuar el nombre de la unidad al Código Estratigráfico vigente, los autores la deno-

minaron como Plutonitas Castro Tolay.

Distribución areal, litología y relaciones estratigráficas

El *stock* principal, de aproximadamente 25 km², aflora al este de la localidad de Abdón Castro Tolay, en el contrafuerte occidental de la sierra de Alfar, tiene forma semicircular y está parcialmente cubierto por depósitos cuaternarios. El resto de sus contactos están conformados por la intrusión del batolito de Tusaquillas y por el desarrollo de una marcada aureola de metamorfismo de contacto en las secuencias sedimentarias ordovícicas. Está intruido por la Granodiorita Puirá y por diques y vetas mesozoicas (Zappettini, 1989).

Otros afloramientos menores se ubican hacia el norte del batolito de Tusaquillas, conformando de esta manera una traza discontinua por más de 50 kilómetros.

La principal facies constituyente del *stock* es diorítica. Según Zappettini (1989), corresponde a una roca de color gris oscuro a verdoso, grano fino a medio y textura equigranular. Está compuesta por plagioclasa de composición andesina (An₄₀₋₅₀), alterada a sericita - caolín, epidoto y calcita y por augita, hornblenda y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatita (incluida en la hornblenda y en la biotita) y agregados de titanita - epidoto. Localmente aparece cuarzo intersticial y escaso feldespato potásico. La diorita, en algunos sectores, está intruida por facies más evolucionadas, de colores claros y composiciones graníticas, produciendo el desmembramiento de la diorita en fragmentos angulosos aislados de distintos tamaños, entre 10 - 50 cm de diámetro.

Hacia el sector sur del *stock* (mina Santa Julia), la facies dominante es monzodiorítica. Es una roca compacta, color gris verdoso, textura equigranular de grano medio, compuesta por oligoclasa alta (An₃₀), con inclusiones de mafitos y alterada a sericita - caolín), hornblenda verde (con biotita secundaria) y ortoclasa (Zappettini, 1989).

Existen algunas variaciones locales tanto en composición como en textura. Al noroeste de Alto de Minas, la monzodiorita es de grano fino y en casos porfírica y pasa transicionalmente a diorita. La variedad de grano fino es de color rosado con tonos verdosos y está constituida por andesina (An₃₈) idiomorfa y con leve zonación normal, ortoclasa perfitica, hornblenda, biotita y escaso cuarzo. La facies porfírica es de color rosado y está integrada por fenocristales de ortoclasa perfitica, con bordes

de sobrecrecimiento con textura gráfica, inmersos en una matriz equigranular de plagioclasa, hornblenda, ortoclasa, biotita y cuarzo.

En varios sectores afloran, en forma independiente, cuerpos menores de monzonita cuarzosa que intruyen a la diorita. Es una roca de color gris medio con tonalidades rosadas, textura equigranular a levemente porfírica, compuesta por ortoclasa muy alterada, microclino, oligoclasa (An₂₅), hornblenda, biotita con inclusiones de circón y cuarzo intersticial con extinción ondulosa y abundantes inclusiones fluidas (Zappettini, 1989). La hornblenda se altera a biotita y tremolita - actinolita. Hay otros cuerpos con una variedad textural equigranular, de color gris verdoso, constituidos por ortoclasa con fenómenos de albitización (perfitas de reemplazo), albita - oligoclasa (An₁₀), plagioclasas zonadas con núcleos de andesina, cuarzo y minerales máficos muy escasos. Otros afloramientos más australes, localizados al este de Abdón Castro Tolay, son de monzonita cuarzo - biotítica (Zappettini, 1989).

Al este del puesto Ávila, un cuerpo menor de composición sienítica intruye a la facies diorítica y a la monzonítica. Es una roca de color rosado claro, textura equigranular de grano fino, formada por microclino albitizado, muy alterado a caolín, con textura gráfica, oligoclasa (An₂₀), hornblenda y cuarzo con extinción ondulosa y numerosas inclusiones fluidas. Como minerales accesorios se hallan apatita, circón y allanita. Las sienitas están presentes también al este de Abdón Castro Tolay, con niveles ricos en miarolas de cuarzo.

Incluidos en los afloramientos de dioritas es común encontrar cumulos de composición gábrica (Zappettini, 1989). Son nódulos de varios decímetros de diámetro pero que algunos alcanzan hasta 30 metros. La roca es de gran tenacidad, color negro, de grano fino a muy fino, textura equigranular, con olivina alterada a serpentinas, muy fracturada y con bordes transformados en clinopiroxeno, augita idiomorfa, labradorita (An₆₀) y hornblenda marrón en cristales subhedrales alterados a biotita. Los minerales accesorios más comunes son abundantes minerales opacos y apatita.

Se integran dentro de esta unidad, diques y cuerpos menores de diorita, meladorita, melagabro hornbléndico y microgabro hornbléndico y algunos con textura pegmatítica que afloran al norte del cerro Quepente y en el extremo norte de la sierra de Cobres (Zappettini, 1989). Estos cuerpos intruyen a secuencias volcánico-sedimentarias ordovícicas y a

los plutones de Cobres, Quepente y Churcal.

Por otro lado, Cristiani *et al.* (1999) describieron monzogranitos, cuarzosienitas, cuarzomonzodioritas, monzodioritas, monzogabros, dioritas y gabros como facies integrantes del *stock*. Las diferentes facies tienen un amplio rango de composiciones entre 46% a 75% de SiO₂, con contenidos relativamente bajos de Rb. Según estos autores, las características geoquímicas de los elementos traza están de acuerdo con rocas graníticas de intraplaca y anorogénicas.

Edad

Cristiani (1998) y Cristiani *et al.* (1999) realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y determinaciones Rb/Sr, mediante isocronas, roca total - biotita en dioritas y monzonitas y obtuvieron edades entre 152 ± 2 y 145 ± 1 . Por ello, consideraron este complejo intrusivo asociado al mismo evento magmático que originó el emplazamiento del batolito granítico de Tusaquillas, de edad jurásico-cretácica. Los resultados alcanzados por estos autores, en relación con la totalidad de intrusivos en el área de Tusaquillas, evidenciaron que durante aproximadamente 7 Ma hubo una interacción entre magmas derivados del manto representados por el *stock* de Castro Tolay y magmas originados por fusión cortical (batolito de Tusaquillas) en un ambiente extensional y de adelgazamiento cortical. Coincidentemente, Zappettini (2008 b) obtuvo, sobre una diorita de este cuerpo intrusivo, una edad de $154,2 \pm 0,92$ Ma y de $152,2 \pm 1,4$ Ma de una sienita. Sobre la base de estos antecedentes, se asume como jurásica superior la edad correspondiente a esta unidad.

Granodiorita Puira (15)

Granodioritas y tonalitas

Antecedentes

Zappettini (1989) definió con este nombre diversos cuerpos intrusivos que habían sido incluidos anteriormente en los granitoides Castro Tolay o en los de Tusaquillas.

Distribución areal, litología y relaciones estratigráficas

La unidad está compuesta por varios cuerpos, que en general tienen formas elongadas de rumbo N 45°-50° E, intruidos en un *stock* diorítico de los Granitoides Castro Tolay, localizados al este del pue-

blo homónimo. Están intruidos, a su vez, por facies granitoideas de edad jurásico - cretácica pertenecientes al Batolito Compuesto de Tusaquillas (Zappettini, 1989) aquí denominado Granito Tusaquillas. El cuerpo principal está ubicado en el cerro Puira.

La facies predominante es una granodiorita porfírica que grada hacia otra, menos diferenciada, de composición tonalítica. En ambas son comunes los xenolitos de dioritas y cornubianitas (Zappettini, 1989).

La granodiorita (Zappettini, 1989) es una roca compacta de grano medio, con textura porfírica y una marcada orientación de sus componentes minerales. Es de color gris y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, fenocristales de feldespato potásico y minerales máficos. La plagioclasa es oligoclasa - andesina sericitizada y con parches de caolín, en algunos casos esta alteración es avanzada. La ortoclasa también está fuertemente argilitizada. El cuarzo es anhedral, tiene extinción ondulosa y conforma intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico. El mafito principal es hornblenda verde que pasa a biotita. También hay biotita, en menor medida alterada parcialmente a clorita. En algunas facies la hornblenda no está presente. Los minerales accesorios son apatita, circón y agregados de minerales opacos.

La tonalita es una roca compacta de grano medio a fino y de color gris verdoso. Tiene textura equigranular y está integrada por oligoclasa - andesina (alterada a agregados de sericita-caolín y en parte a epidoto), cuarzo abundante, hornblenda verde y biotita secundaria a partir de la hornblenda. El feldespato potásico, ortoclasa, es muy escaso y se altera a caolín. La apatita, en cristales idiomorfos, es muy abundante; otro mineral accesorio es titanita en agregados.

Tanto en la granodiorita como en la tonalita se observan abundantes xenolitos de tamaños entre 5 a 20 centímetros. Son de dos tipos, unos magmáticos de composición diorítica y otros de metamorfismo de contacto (hornfels). Los xenolitos dioríticos presentan evidencias de interacción con el magma granodiorítico, tales como el emplazamiento doble de fenocristales y la existencia de bordes de reacción - enfriamiento, con acumulación de biotita. Las cornubianitas son cuarzo - cordieríticas (Zappettini, 1989).

Edad

Esta unidad tiene una edad Ar/Ar de 152 ± 2

Ma (Jurásico superior) determinada en este trabajo sobre separados de biotita de la facies granodiorítica. Este valor es similar al obtenido por Cristiani *et al.* (1999) para rocas pertenecientes al *stock* de Castro Tolay. Anteriormente, la Granodiorita Puirá había sido considerada como pérmica por Zappettini (1989), sobre la base de una correlación con el Leucogranito Cerro Bayo.

2.3.2. JURÁSICO - CRETÁCICO

Granito Tusaquillas (16a, 16b)

Sienogranitos y leucogranitos (16a). Monzogranitos, monzogranitos porfíricos y granitoides (16b)

Antecedentes

El Granito Tusaquillas fue descrito parcialmente por Kittl y Kittl (1968/1969) cuando se estudió el marco regional de la mineralización de tungsteno de Tusaquillas y Liquinaste. Los granitoides fueron definidos formalmente por Méndez (1974).

Durante el desarrollo del plan NOA I, en la década del 70, se efectuaron algunas descripciones petrográficas (Lurgo, 1978b). Turner *et al.* (1979), mediante dataciones K/Ar, determinaron edades de 147 ± 10 y 96 ± 5 Ma y consideraron a los granitoides de Castro Tolay como una variación de facies del Granito Tusaquillas, al que atribuyeron finalmente al Cretácico inferior.

La Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) realizó trabajos de exploración con muestreos y determinaciones radimétricas (Guidi y Burgos, 1984).

Galliski y Viramonte (1988) definieron al cuerpo principal de Tusaquillas como un granito, asociado a cuerpos menores dioríticos a monzodioríticos.

El primer estudio de detalle de los granitoides de Tusaquillas fue hecho por Zappettini (1989), quien presentó un mapa, datos de petrografía, geoquímica y geocronología y diferenció las rocas del batolito granítico de Tusaquillas de las del *stock* de Castro Tolay y señaló dos fases magmáticas principales, seguidas por un importante cortejo filoniano.

Cristiani *et al.* (1999) describieron dos cuerpos que conforman este complejo, el Stock Castro Tolay y el Batolito de Tusaquillas.

En el presente trabajo, el término Granito Tusaquillas corresponde a las denominaciones Batolito Compuesto de Tusaquillas (Méndez, 1974)

y Batolito de Tusaquillas (Cristiani, 1998).

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad componen el cuerpo principal de la sierra de Alfar o sierra de Tusaquillas. Están limitados hacia el este por la laguna de Guayatayoc, fuera de la Hoja, y hacia el oeste por sedimentitas ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna. Al norte del cuerpo principal se distribuyen afloramientos menores que integran cerros aislados y filones pegmatíticos que intruyen a las sedimentitas ordovícicas. Cubren una superficie aproximada de 200 km².

Litología

Los dos grupos de rocas que se describen a continuación corresponden a las facies magmáticas identificadas por Zappettini (1989).

A- Sienogranito y leucogranito (16a)

El sienogranito es una roca compacta, friable, de color blanco con tonalidades castañas por tinción. La textura es equigranular, xenomorfa y de grano grueso. Está compuesto por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita. El cuarzo tiene extinción ondulosa y pequeñas inclusiones de feldespatos y micas. La ortoclasa es perfitica, fuertemente transformada a caolín, tiene escasos intercrecimientos gráficos con cuarzo. La plagioclasa es de composición oligoclasa límite con albita (An₁₀₋₁₅), muy alterada a sericita - caolín. La biotita está desferrizada, con inclusiones de minerales opacos siguiendo el clivaje y está parcialmente alterada a clorita, en tanto que la muscovita se halla fresca y en menor proporción. Como minerales accesorios hay circón, apatita y escasos cristales de andalucita. Existen facies de borde del leucogranito, donde la plagioclasa tiene una composición albitica.

El cuerpo principal leucogranítico está situado entre las localidades de Tusaquillas y Alfarcito. En su descripción, Zappettini (1989) señaló que está constituido por una roca friable de color blanco, compuesta por feldespatos, cuarzo y micas. Al microscopio tiene textura xenomorfa granular gruesa con grado variable de fracturación. El cuarzo es límpido, con extinción ondulosa. El feldespato potásico es ortosa perfitica, fuertemente argilitizada, en parte con crecimientos gráficos de cuarzo. La plagioclasa es oligoclasa con maclado polisintético y con inclusiones de circón idiomorfo. La biotita es castaña y está desferrizada. También hay muscovita fresca, subor-

dinada, y andalucita con bordes sericitizados.

B- Monzogranito, monzogranito porfírico y granitoides (16b)

Se integran en esta subunidad tres facies principales: monzogranito, monzogranito porfírico y granito alcalifeldespático.

El monzogranito es una roca de grano medio, color blanco a levemente castaño, textura equigranular xenomórfica, formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa y forma intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico. La ortoclasa es pertítica y está fuertemente alterada a caolín. La plagioclasa es oligoclasa (An_{20-25}), alterada a sericita y caolín, la sericita se concentra en el núcleo de la plagioclasa. El único mafito presente es la biotita, alterada a clorita. Los minerales accesorios son apatita, circón y opacos.

El monzogranito porfírico tiene color blanco a gris con tonalidades castañas, es de grano medio, textura porfírica con megacristales de plagioclasa. Está compuesto por fenocristales de oligoclasa (An_{20}) inmersos en una matriz de cuarzo, feldespatos y biotita. La ortoclasa en la matriz está fuertemente alterada a caolín, también hay escasos individuos de microclino. La biotita se altera a muscovita y clorita. Los minerales accesorios son circón, topacio y andalucita.

El granito alcalifeldespático se localiza próximo al contacto con los granitoides de Castro Tolay, que correspondería a la zona de techo del batolito (Zappettini, 1989). Es una roca de color blanco con tonos castaños, textura equigranular, de grano medio a grueso, compuesta por abundante cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa, presenta fracturamiento e indicios de deformación dúctil con generación de subgranos y nuevos granos. El microclino es pertítico y está fuertemente alterado. La plagioclasa es de composición albítica (Ab_3) y está muy alterada a sericita y caolín. Los minerales accesorios son circón, apatita, opacos y turmalina.

Otro granitoide que se incluye en esta unidad es un pórfiro granítico (Zappettini, 1989) situado en el núcleo del batolito y que constituye aproximadamente el 15% del total de los afloramientos. Corresponde a una roca compacta, de color gris mediano, textura porfírica donde se destacan fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. Los fenocristales de cuarzo son límpidos, con fracturamiento y trenes de inclusiones fluidas secundarias. El feldespato potásico es ortoclasa pertítica, alterada a caolín y

en parte a sericita, los bordes de los fenocristales están corroídos por la matriz. La matriz del pórfiro es microgranuda, xenomórfica, integrada por cuarzo, oligoclasa, ortoclasa con textura gráfica y biotita que pasa a muscovita. Los minerales accesorios son circón, abundante apatita y titanita, turmalina y andalucita con bordes sericitizados.

Al noroeste de Rinconadilla aflora un pequeño *stock* de granito muscovítico. Es de color blanco, grano medio, textura equigranular y está constituido por cuarzo, ortoclasa con desarrollo de pertitas de reemplazo de composición albítica, oligoclasa ácida (An_{12}), muscovita y andalucita como mineral accesorio.

Al norte de la sierra existen varios cuerpos pegmatíticos con rumbo E-O que intruyen a las sedimentitas del Complejo de plataforma de la Puna y al Complejo ígneo Santa Ana. Los cuerpos principales tienen potencias que varían entre 1 y 10 m y hasta 40 m de largo. Los cuerpos mayores son zonados (Zappettini, 1989).

Otros cuerpos pegmatíticos menores intruyen a las dioritas de los Granitoides Castro Tolay. El *stock* está penetrado también por numerosos diques de aplita, que estarían relacionados con los granitoides de Tusaquillas. Las aplitas son de color gris claro a blanco con tonos rosados, grano fino a muy fino, textura equigranular y están constituidas por cuarzo con extinción ondulosa, ortoclasa con fuerte alteración y crecimiento gráfico con cuarzo, albita - oligoclasa (An_{10}) y escasa biotita con pequeñas inclusiones de allanita.

Otros diques intruidos en el *stock* tienen composición sienítica, al igual que diques que se emplazan al norte de Altarcito, y sienítico-nefelínica en la parte central del batolito. Esta última roca es de color rojo, grano fino, textura levemente porfírica, compuesta por fenocristales de nefelina inmersos en una matriz rica en ortoclasa. Zappettini (1989) citó la presencia de otros intrusivos de riolita, lamprófiros (espessartita, kersantita) y tefrita nefelínica.

Cristiani *et al.* (1999) describieron dos cuerpos que conforman esta unidad: a) el *Stock* Castro Tolay, datado en 152 ± 2 Ma, constituido por gabronorita y cuarzomonzonita, cuyo quimismo indica una serie transicional metaluminosa a alcalina, y b) el Batolito Tusaquillas, que posee mayores dimensiones que el anterior intrusivo y lo componen rocas graníticas de carácter peraluminoso (145 ± 1 Ma a 140 ± 1 Ma, Rb/Sr sobre roca total - plagioclasa y biotita). Los datos petrográficos, químicos e isotópicos revelan que las rocas del *Stock* Castro Tolay tienen origen

mantélico, en tanto que para las del Batolito Tusaquillas indicaron una fuente de características corticales (Cristiani *et al.*, 1999).

Edad

Turner *et al.* (1979), mediante dataciones K/Ar, determinaron edades de 147 ± 10 y 96 ± 5 Ma y consideraron al *stock* de Castro Tolay como una variación de facies del granito de Tusaquillas, al que le atribuyeron una edad cretácica inferior.

Cristiani *et al.* (1999), por medio de isocronas Rb/Sr de roca total - mineral, determinaron edades de 145 ± 1 Ma a 140 ± 1 Ma para el granito de Tusaquillas. Estos autores vincularon al *stock* de Castro Tolay, datado en 152 ± 2 Ma, con el mismo evento magmático que generó el batolito granítico de Tusaquillas.

De acuerdo con los resultados de las dataciones radimétricas se considera que el Granito Tusaquillas tiene una edad jurásico-cretácica.

2.3.3. CRETÁCICO

SUBGRUPO PIRGUA (17)

Conglomerados, areniscas, areniscas limosas

Antecedentes

El Subgrupo Pirgua, integrado por las formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos, fue definido por Reyes y Salfity (1973) y corresponde a las antiguas unidades denominadas Areniscas Inferiores (Bonarelli, 1913), Estratos de Pírgua (Vilela, 1951) y Formación Pírgua (Turner, 1958). Constituye la sección inferior del Grupo Salta.

En el ámbito de la zona de trabajo, Schwab (1973) mapeó y describió las sedimentitas de la unidad en la sierra de Cobres, en las proximidades del Abra de Cobres, contrafuerte oriental del salar de Cauchari y alrededores de Catua. Alonso *et al.* (1984) también reconocieron al Subgrupo Pírgua en el ámbito de la Hoja. Características estratigráficas para el área de la Puna argentina han sido reseñadas por Marquillas *et al.* (1986). Sabino (2002) definió el depocentro de Sey, área de Cavi, con conglomerados basales (Formación La Yesera) y una sección superior equivalente a la Formación Las Curtiembres.

Distribución areal

Las principales exposiciones del Subgrupo Pírgua

se encuentran en el contrafuerte occidental de la sierra de Tanque, en el Angosto de Taire y en el camino que atraviesa la sierra en el sector norte, a la altura del puesto Tanque.

En la franja oriental de la Hoja afloran pequeños asomos en la quebrada del Charco, al este de Sey y al norte de la localidad de Abdón Castro Tolay.

Litología

En la quebrada de Matancilla, el Subgrupo Pírgua está integrado por un conglomerado polimíctico grueso, con matriz-soporte de arenisca mediana de color rojo oscuro. Los clastos de la fracción gruesa son redondeados, están formados mayoritariamente por grauvacas, cuarcitas y cuarzo y en menor proporción por dacitas. En algunos niveles los clastos guardan cierta orientación y están imbricados, en tanto que en otros estratos se disponen en forma caótica. Los tamaños dominantes de los clastos oscilan entre 1 y 5 cm, aunque en menor proporción llegan a 30 cm de diámetro.

En la quebrada de Tanque, el Subgrupo Pírgua se encuentra en contacto por falla normal con sedimentitas del Ordovícico. El espesor total aproximado es de 300 metros. Se trata de un conglomerado oligomíctico grueso, fuertemente cementado y diagenizado, bien estratificado, aunque la separación de los bancos es difusa. Con éste, alternan bancos de conglomerados más finos en los que los clastos se disponen en forma planar e imbricados. Los conglomerados son clastosoposte cuando aumenta el tamaño de los clastos y matrizsoporte cuando éstos son más finos. La matriz es de arenisca mediana a gruesa con pequeños clastos de la misma composición que la de los mayores. Los clastos son subredondeados a subangulosos con tamaños máximos de 30 cm y abundan los de cuarzo y grauvacas. Algunos bancos más gruesos parecen lentes erosivos que cortan a los más finos, donde los clastos están mejor orientados. La mayoría de los clastos se disponen en forma planar y se suceden niveles gruesos clastosoposte y finos matrizsoporte. Se observó una sucesión de niveles clastosoposte más gruesos, que van de 10 a 30 cm, intercalados en conglomerados más finos, de 20 a 40 cm de espesor, aunque la matriz es gruesa, mal seleccionada. Los clastos más grandes son de más de 45 cm y en general están bastante redondeados. Estos *sets* dan al conjunto un aspecto de estratificación fina. El color es rojizo típico de Pírgua. Los estratos conforman crestones que resaltan como rasgo rugoso e irregular. La unidad se encuentra en contacto

por falla inversa con la Formación Yacoraite.

En la quebrada Yaguara, al suroeste de Huancar y al nordeste de Cobres, el Subgrupo Pírgua yace en el bloque bajo de una zona de falla normal del *rift*. La zona de falla es una faja de unos 50 m de ancho y está intensamente alterada (interesante desde el punto de vista minero). Aquí el conglomerado es muy macizo, con bloques y clastos muy variados de sedimentitas ordovícicas similar al observado en la quebrada de Tanque. Hacia el oeste, en la quebrada orientada en sentido N-S, comienza una alternancia abrupta de paquetes de conglomerados y niveles más finos de areniscas limosas.

Relaciones estratigráficas y edad

En las sierras de Tanque, Cobres y Tusaquillas la unidad se apoya en discordancia angular indistintamente sobre rocas del basamento y del Paleozoico inferior e infrayace a las areniscas y calizas del Subgrupo Balbuena.

La edad del Subgrupo Pírgua fue obtenida fuera de la Hoja Susques a partir de dataciones radiométricas de los basaltos Isonza (114 ± 5 Ma; Valencio *et al.*, 1976) y Las Conchas (76 a 78 Ma; Valencio *et al.*, 1976; Reyes *et al.*, 1976), que están intercalados en la secuencia sedimentaria y comprenden el intervalo Aptiano - Campaniano (Cretácico inferior a superior). Hernández *et al.* (2008) establecieron que la Supersecuencia Pírgua se desarrolló entre los 130 y 75 Ma (Hauteriviano- Campaniano).

Diorita Taire (17a)

Diorita

La Diorita Taire es un pequeño cuerpo de composición diorítica intruido en las sedimentitas del Subgrupo Pírgua, que aflora en la parte central de la sierra de Tanque, aproximadamente 1 km al norte de la quebrada de Taire. El emplazamiento está controlado por estructuras distensivas asociadas al desarrollo de una falla de borde del *rift* cretácico.

Para esta unidad se determinó en este trabajo una edad de 110 Ma mediante una concordia U/Pb sobre circones, que es correlacionable con la de un dique básico aflorante en la culminación de la quebrada de Matancilla, al sur de Cobres, de aproximadamente 110 Ma (Ar/Ar en flogopitas) y corresponde al ciclo volcánico inferior dentro de la secuencia Pírgua 1, depositada en el intervalo Valanginiano - Turoniano. Estos datos están confirmados por una datación de esta unidad de $115 \pm 0,4$ Ma, U-Pb en

circones, aportada por Seggiaro *et al.* (2002).

Formación Rangel (18a, 18b)

Sienitas (18 a). Granitos alcalinos, granitos calcoalcalinos, diques, pegmatitas, aplitas y carbonatitas (18b)

Antecedentes

Los primeros antecedentes sobre granitoides y diques en el área de la sierra de Rangel corresponden a Hausen (1930). Méndez *et al.* (1973) incluyeron las rocas alcalinas de dicha sierra en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Halpern y Latorre (1973) realizaron determinaciones geocronológicas y obtuvieron valores entre 123 ± 6 y 129 ± 8 Ma. Datos de geoquímica de rocas y minerales del plutón de granito alcalino de Cobres fueron aportados por Toselli y Rossi de Toselli (1977). Montenegro y Nicolli (1986) efectuaron determinaciones de microtermometría en inclusiones fluidas en cuarzos de grano grueso del plutón de granito alcalino y diferenciaron dos tipos de fluidos, uno de alta salinidad y temperatura (25-34% NaCl eq., 440°C) y otro de menor salinidad y temperatura (2-13% NaCl eq., 100-300°C).

El plutonismo alcalino anorogénico de Rangel, entre otros, fue asignado por Galliski y Viramonte (1988) a una etapa de *prerifting*, con respecto al desarrollo del magmatismo cretácico en el noroeste de la Argentina.

En trabajos regionales y otros de detalle, Zappettini (1989, 1990) estudió las rocas intrusivas alcalinas de la sierra de Rangel y definió complejos carbonatíticos asociados al desarrollo de plutones y diques alcalinos. También realizó un mapeo de facies del granito alcalino de esa sierra y brindó datos sobre la geoquímica de roca total.

Por otro lado, Lurgo y Zappettini (1989) diferenciaron varios subtipos de carbonatitas, vinculando su origen con el emplazamiento de diques lamprofíricos, asociados al magmatismo alcalino del lacolito de Rangel.

Menegatti *et al.* (1997) aportaron datos de geoquímica y geocronológicos (Rb/Sr) acerca del plutón alcalino de Rangel.

Viramonte *et al.* (1999) y Viramonte y Escayola (1999) presentaron nuevos antecedentes de petrografía y geoquímica y formalizaron una interpretación sobre el origen y evolución de las plutonitas y vulcanitas del magmatismo cretácico. Allí incluyeron las rocas aflorantes en el área de Rangel.

Menegatti (2001), en su tesis doctoral, agrupó al magmatismo bajo el nombre de Complejo Alcalino

Sierra de Rangel, compuesto por diferentes *stocks*, plutones y cuerpos subvolcánicos (diques). Hizo un mapeo de detalle y distinguió ocho facies litológicas entre sienitas y granitos, de carácter metaluminoso, peralcalino y débilmente peraluminoso.

En trabajos efectuados tanto por la Comisión Nacional de Energía Atómica como por Sureda *et al.* (1986), Zappettini (1989, 1990) y Del Blanco *et al.* (1996), se hicieron referencias sobre metalogenia y mineralizaciones de torio y tierras raras, asociadas al magmatismo alcalino de la sierra de Rangel (carbonatitas).

Distribución areal y litología

En el borde sureste de la sierra de Cobres afloran intrusivos alcalinos, *stocks*, plutones y diques emplazados en secuencias volcánico-sedimentarias del Ordovícico inferior. Tienen forma elongada y asoman en la sierra de Rangel, aproximadamente a lo largo de 10 km x 2 km de ancho, con una superficie de casi 9 km² (Menegatti, 2001) y en pequeños cerros aislados en el extremo NO de las Salinas Grandes.

El emplazamiento estaría controlado por sistemas de fallas y fracturas tanto de edad paleozoica como aquellas vinculadas con estructuras mayores del desarrollo del *rift* cretácico con rumbo general NNE-SSO. Los contactos de los cuerpos principales son subparalelos entre sí y con la roca de caja ordovícica y tienen la misma orientación que las estructuras mayores.

Zappettini (1989) caracterizó al cuerpo principal como una intrusión lacolítica, sobre la base de la presencia de bandeado magmático paralelo al piso y techo del intrusivo, la morfología y la distribución de las facies y a distintos ciclos intrusivos en el mismo cuerpo.

Por otro lado, Menegatti (2001) consideró un emplazamiento totalmente discordante con morfología de plutón y de *stock*, y reseñó ocho facies, entre sienitas y granitos alcalifeldespáticos, distribuidos en distintos pulsos magmáticos: *Stock Los Mogotes*, Plutón Este, Plutón Oeste y un sistema filoniano. Asignó el nombre de Complejo Alcalino Sierra de Rangel al conjunto de rocas intrusivas. Las facies que identificó coinciden parcialmente con las descritas por Zappettini (1989), según el siguiente detalle: *Stock Los Mogotes*: sienita alcalifeldespática con anfíbol ± piroxeno cálcico; sienita nefelínica alcalifeldespática con anfíbol ± piroxeno sódico-cálcico. *Plutón Este*: sienita alcalifeldespática con

anfíbol ± piroxeno sódico-cálcico; cuarzosienita alcalifeldespática con anfíbol ± piroxeno sódico; granito alcalifeldespático con anfíbol ± piroxeno sódico; granito alcalifeldespático con anfíbol sódico; microgranito alcalifeldespático con anfíbol ± piroxeno sódico. *Plutón Oeste*: granito alcalifeldespático con anfíbol sódico ± biotita. De acuerdo con relaciones isotópicas de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, este autor propuso un origen para estas rocas a partir de un magma sienítico del manto tipo OIB, con procesos de cristalización fraccionada, asimilación de material cortical y un metasomatismo alcalino póstumo.

Para la descripción litológica de esta Hoja se tomó el trabajo de Zappettini (1989), quien reconoció dos facies intrusivas principales y un cortejo filoniano posterior. La primera es de composición sienítica intruida en forma semiconcordante por una segunda facies granítica.

A- Sienitas (18a)

Sienita riebeckítica. Aflora a lo largo del cuerpo principal de la sierra por aproximadamente 9 km, con anchos variables entre 150 y 900 metros. En afloramiento tiene coloraciones rojizas con tonalidades violáceas. En general es de grano medio con transiciones locales de grano grueso, fino y microporfírico. Tiene bandeamiento magmático, con variaciones en la cantidad de sus minerales esenciales.

Al microscopio la textura es granular, hipidiomorfa, constituida por feldespato potásico, albita, anfíbol y escaso cuarzo intersticial. El feldespato potásico es ortoclasa y microclino, ambos peritéticos y albitizados, con bordes de recristalización. El anfíbol, riebeckita, es prismático, con fuerte pleocroísmo entre verde a azul intenso, se altera a biotita y a clorita. Como mineral accesorio hay monacita. Toselli y Rossi de Toselli (1977) citaron la presencia de ferrohastingsita.

Hacia el sur del intrusivo, las sienitas son hornblendíferas sin riebeckita, de grano fino a microporfíricas con fenocristales de feldespato potásico.

Sienita hornbléndica. Conforman parte de los cerros aislados al este de la sierra. Son rocas de grano grueso con variedades de grano fino, color castaño con tonalidades rosadas. La textura es hipidiomorfa granular, formada por feldespato potásico (ortoclasa) con fuerte argilitización e inclusiones de mafitos, oligoclasa muy escasa, anfíbol, biotita y escaso cuarzo. El mafito principal es hornblenda, parcialmente al-

terada a biotita.

Sienita biotítica. Compone un sector menor de los morros aislados al este de la sierra. Es similar a la sienita rica en hornblenda y está formada por feldespatos potásico, hastingsita, ferroaugita y biotita, con muy escaso cuarzo. Tiene textura equigranular, de grano grueso a fino. Se diferencia a simple vista de la variedad anterior por el predominio de biotita.

B- Granitos alcalinos, granitos calcoalcalinos, diques, pegmatitas, aplitas y carbonatitas (18b)

Granito alcalifeldespático riebeckítico - egirínico. Constituye la masa principal, con un ancho de aproximadamente 400 m por 9 km de largo. Intruye en el techo a la sienita riebeckítica con contactos netos entre ambas facies, mientras que en su base lo hace a las secuencias ordovícicas. En este borde grada a granito alcalifeldespático biotítico, sin anfíbol. Es fácil distinguirlo de las facies sieníticas por sus coloraciones más claras. Es un granito de grano medio, color gris con tonalidades rojizas y textura hipidiomorfa; está compuesto por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, piroxeno y anfíbol. La ortoclasa, con pertitas de reemplazo, está fuertemente caolinizada. La plagioclasa sólo está presente en las pertitas y es albita. El cuarzo es xenomorfo y abundante. El piroxeno es egirina, con pleocroismo de verde castaño al amarillo, se transforma en riebeckita. La riebeckita también se halla como componente primario en prismas aislados subhedrales. Minerales accesorios: pirocloro, monacita, opacos, circón y apatita.

Granito alcalifeldespático riebeckítico. Esta facies aflora en el sector central y norte del cuerpo principal. Se caracteriza por el mayor desarrollo de la riebeckita. Tiene textura hipidiomorfa heterogranular, constituida por microclino, albita en las pertitas de reemplazo, cuarzo y riebeckita en fenocristales prismáticos, localmente es intersticial y forma pequeñas coronas incluidas en cristales de feldespato potásico. Como mineral accesorio hay monacita.

Granito alcalifeldespático biotítico. Conforma una facies de borde del granito alcalifeldespático riebeckítico. La estructura es granuda de grano medio, posee color castaño claro, con máculas verdosas. La textura es equigranular hipidiomorfa. La roca está constituida por ortoclasa pertítica, albita, cuarzo anhedral y biotita.

Leucogranito alcalifeldespático. Compone cuerpos menores, alineados N-S, que intruyen a las

facies sieníticas. Es una roca de grano grueso, color rosado, con textura equigranular, que está formada por ortoclasa intensamente caolinizada, pertítica, con intercrecimiento gráfico de cuarzo, albita de tamaño menor y cuarzo xenomorfo intercrecido. La biotita es escasa y como minerales accesorios hay circón y turmalina verde.

Leucogranito alcalifeldespático hematítico. Aflora en el cerro Padreao e intruye a facies sieníticas. Tiene estructura granuda media de color rosa débil, se destacan cristales idiomorfos de feldespatos y de cuarzo, intercrecidos con láminas de hematita especular. Tiene textura hipidiomorfa, integrada por ortoclasa pertítica, intensamente albitizada, y albita constituyendo las pertitas y las coronas en los bordes de la ortoclasa. El cuarzo es anhedral, conforma en algunos casos una textura de reemplazo con feldespato potásico, donde quedan relictos de ortoclasa en una base de cuarzo. Como minerales accesorios hay fluorita y abundantes láminas idiomorfas de hematita. Se presenta muscovita secundaria en forma muy escasa.

Microgranito alcalifeldespático riebeckítico. Son afloramientos menores que se localizan en el sector medio del cuerpo principal e intruyen a la facies de granito riebeckítico. Es una roca de grano fino y de color gris rosado. Tiene textura equigranular alotriomorfa, constituida por ortoclasa intensamente alterada a caolín, riebeckita reemplazada por epidoto, plagioclasa y cuarzo. El mineral accesorio más común es fluorita, que se presenta en forma intersticial.

Monzogranito biotítico. Son cuerpos pequeños que intruyen a facies sieníticas en el sector central de la sierra. Son rocas de grano fino a medio y de colores claros grisáceos. Tienen textura equigranular hipidiomorfa y están formados por ortoclasa argilitizada y en menor medida con desarrollo de albita secundaria, oligoclasa (An_{15}), cuarzo xenomorfo y biotita, y como minerales accesorios circón y casiterita.

La fase final del ciclo intrusivo está representada por un conjunto de diques de composiciones variadas que serían, de acuerdo con Zappettini (1989), las siguientes:

Leucosienita alcalifeldespática. Aflora en el extremo sur del intrusivo mayor. Es de grano medio, color blanco amarillento, textura equigranular hipidiomorfa, compuesta por ortoclasa pertítica fuertemente albitizada y cuarzo intersticial.

Pegmatitas. Existen diversos tipos de diques

pegmatíticos, algunos están vinculados con las facies sieníticas y presentan similar composición, con variaciones texturales. El rasgo más característico es el gran desarrollo de prismas de riebeckita que alcanzan hasta 6 cm de largo, que también forman agregados fibroso-radiales.

Las otras pegmatitas, y más importantes, son de composición granítica y tienen contactos netos. Son cuerpos delgados, con potencias desde 0,20 a 1 metro. Tienen una mineralogía compleja de fosfatos y óxidos. La triplita es el principal fosfato presente, forma agregados criptocristalinos de color pardo amarillento y está asociada con xenotima, casiterita, thorita (alterada a thorigummita), columbo-tantalita, circón y fluorita. Otras pegmatitas, dispuestas en mantos semiconcordantes, son de mayor desarrollo, llegan hasta 25 m de potencia. No tienen una zonación marcada, son de mineralogía simple, compuestas esencialmente por cuarzo y microclino y como mineral accesorio se halla laihunita (silicato de Fe).

Aplita microgranítica riebeckítica. Aflora en el sector sur, conformando diques delgados de hasta un metro de potencia. Es compacta, de grano fino a muy fino, color gris, textura equigranular alotriomorfa, compuesta por albita, microclino perfitico, cuarzo, riebeckita y como minerales accesorios epidoto y pirocloro en cristales cúbicos euhedrales.

Riolita. Son diques con rumbo NNO-SSE que intruyen a las facies sieníticas y graníticas, alcanzan una potencia de hasta 3 metros. Son rocas porfíricas, de color blanco amarillento, constituidas por fenocristales de cuarzo con bordes de disolución e inclusiones vítreas, ortoclasa y oligoclasa. Los fenocristales están inmersos en una matriz micrográfica de cuarzo y ortoclasa.

Bostonita. Son diques emplazados en la facies granítica del sector norte del complejo que alcanzan potencias de hasta 2 metros. Son rocas de color blanco amarillento a castaño, de estructura granular, de grano fino, con fenocristales de feldespatos orientados en forma paralela con el borde del dique, que le confieren a la roca aspecto fluidal. La textura es bostonítica, con cristales de ortoclasa orientados en forma subparalela a divergente. La ortoclasa es el componente casi único de la roca, está fuertemente alterada a caolín y en algunos casos está acompañada por agregados ferruginosos, escaso cuarzo y clorita.

Sienita analcímica. Es un dique delgado, de 1 m de espesor, compuesto por una roca de grano fino, color castaño claro, con delgadas fisuras rellenas

de Mn. Tiene textura levemente porfírica, con fenocristales de analcima dispuestos en una matriz bostonítica conformada por pequeños cristales de ortoclasa levemente orientados.

Serie de diques lamprofíricos. Se localizan principalmente en el sector sur, en las proximidades del cerro Padreao y en el área de la mina Rangel. *Espessartita hornbléndica:* roca maciza de tonos grises oscuros a negro, levemente porfírica, compuesta por hornblenda, escasa augita parcialmente uralitizada y plagioclasa; la matriz está formada por plagioclasa y hornblenda; en algunos sectores se observan cristales aciculares de tremolita - actinolita. *Kersantita antofilitica:* roca maciza de grano fino a muy fino, color gris oscuro, la textura es porfírica, con diseminación de sulfuros de grano fino; está constituida por fenocristales de antofilita, inmersos en una matriz xenomorfa de biotita, escasa antofilita, espinelo verde y muy escasa plagioclasa. *Tefrita nefelínica:* roca de color gris oscuro, textura porfírica, con fenocristales de olivina y nefelina dispuestos en una matriz afanítica intergranular de labradorita, augita, biotita y minerales opacos idiomorfos diseminados.

Andesita. Son diques emplazados en el borde oeste, al norte de la localidad de Cobres y en las proximidades de la mina Rangel. Las rocas son de color verdoso oscuro, con una matriz afanítica. La textura es porfírica, con fenocristales de oligoclasa-andesina y biotita inmersos en una matriz de grano muy fino de plagioclasa, biotita y minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasa tienen textura coronítica con bordes de reemplazo por feldespatos alcalino. Como minerales accesorios hay titanita y apatita.

Menegatti (2001) describió también un tercer evento magmático subvolcánico representado por diques riolíticos, traquíticos y de lamprofíros, que estarían asociados con el emplazamiento de aparatos volcánicos en superficie. Dentro de este cortejo filoniano se mencionó la presencia de monchiquita analcímica.

Hacia el sur de la localidad de Cobres, en la quebrada de Matancilla, se localiza un dique alcalino básico que intruye secuencias pelíticas ordovícicas. Tiene un espesor de aproximadamente 5 m y un largo de 4 - 5 kilómetros. La textura es porfírica seriada y está compuesta por fenocristales de clinopiroxeno y flogopita, en arreglos circulares. Hay albita de neoformación asociada con prehnita. El rumbo es N-S y su emplazamiento estaría controlado por una falla normal desarrollada durante la extensión

jurásico-cretácica.

Por último, Zappettini (1989, 1990) señaló la presencia de *carbonatitas*, que en general están representadas por diques y zonas de alteración tipo fenítica, son de carácter primario, metasomático e hidrotermal. Se asocian con los cuerpos aflorantes más al norte, en el área del cerro Quepente, cerros Bayo - Alto de Minas y este de la localidad de Castro Tolay. Según Zappettini (1989), se pueden distinguir un primer ciclo intrusivo con variedades sovíticas, rauhaugíticas, tescheníticas y crinaríticas; un segundo ciclo con mayor variedad petrográfica, integrado por carbonatitas primarias: beforsita, rauhaugita, beforsita hipersténica y carbonatitas metasomáticas sobre diques de sienitas y, por último, una fase póstuma de carbonatitas hidrotermales formada por calcita, siderita, cuarzo y baritina.

Los principales diques carbonatíticos asociados con el intrusivo principal de la sierra de Rangel se ubican en los alrededores de las minas Rangel y Platería. Tienen potencias entre 0,5 a 2 m y un largo entre 50 a 500 metros. Intruyen diversas unidades como la Granodiorita Cobres, secuencias ordovícicas y el Leucogranito Cerro Bayo y están intruidas por lamprófiros y otros diques. En el área de las minas Platería, Curaca, Estrella de Oriente, La Barba y Aurelia, las carbonatitas son metasomáticas; corresponden a diques sieníticos alcalinos, reemplazados en una primera etapa por agregados de carbonatos con material ferruginoso y epidoto. En etapas más avanzadas se formó metabeforsita feldespática y metasilicobeforsita (Zappettini, 1989). En el sector de la mina Rangel las carbonatitas son hidrotermales.

Edad

Halpern y Latorre (1973) realizaron dos dataciones de granitos provenientes de las proximidades del cerro Padreao. El método utilizado fue Rb/Sr sobre roca total y obtuvieron valores de 123 ± 6 y 129 ± 8 Ma.

Posteriormente, Menegatti *et al.* (1997) lograron edades de $146 \pm 1,6$ y $137 \pm 1,4$ Ma mediante el método Rb/Sr sobre roca total/biotita, de una sienita y un dique sienítico y de $122 \pm 1,5$ Ma por la misma técnica, en un granito alcalifeldespático del Plutón Oeste. Dichos valores fueron corregidos por errores analíticos (Menegatti, 2001), definiéndose un primer evento magmático a los $134,5 \pm 1,6$ Ma y otro posterior datado en $121,6 \pm 1,5$ Ma. Una sienita alcalina fue datada en 135 ± 2 Ma (U-Pb SHRIMP)

por Zappettini y Santos (2011).

Con respecto a las carbonatitas, Zappettini (1989), basándose en relaciones de campo, ubicó este evento magmático, metasomático e hidrotermal entre los 135 - 110 Ma.

El dique de la quebrada de Matancilla ha sido datado por Becchio (1994) en aproximadamente 110 Ma, mediante Ar/Ar en flogopitas.

En consecuencia, estos granitoides se adjudican al Cretácico inferior.

2.4. MESOZOICO - CENOZOICO

2.4.1. CRETÁCICO - PALEOCENO

SUBGRUPO BALBUENA (19)

Areniscas, conglomerados, pelitas, areniscas calcáreas, calizas, tufitas, margas

Antecedentes

El Subgrupo Balbuena, la sección media del Grupo Salta, está constituido por las formaciones Lecho y Yacoraite. La primera fue definida por Turner (1959) y corresponde a la unidad Xi de Hagerman (1933) y a las Areniscas calcáreas de Schlagintweit (1942). Al sur de las Salinas Grandes, en el área de Piscuno, se describieron bancos de areniscas asignados a la Formación Lecho (Blasco *et al.*, 1996). Hernández *et al.* (1999) incluyeron a la Formación Lecho en la sección inferior de la Secuencia Balbuena 1.

La Formación Yacoraite también fue definida por Turner (1959). Corresponde al Horizonte Calcáreo Dolomítico de Bonarelli (1913), denominación que perduró por varias décadas y que fue utilizada, entre otros, por Feruglio (1931) en perfiles realizados en Purmamarca y en Tilcara y por de Ferrariis (1940) en sus trabajos en la quebrada de Purmamarca. Mather (1922) la denominó Calizas de Vitiacua. Equivale a la unidad Xs de Hagerman (1933), al Horizonte Calcáreo propiamente dicho de Schlagintweit (1942) y a la Formación Yacoraite (Formación Yacoraite + Formación Lecho) de Groeber (1952). Gómez Omil *et al.* (1987) reconocieron para esta formación tres miembros (inferior, medio y Las Avispas o superior). Para el ámbito de la Puna, Marquillas y del Papa (1993) caracterizaron los bancos estromatolíticos de esta unidad como *boundstones* estromatolíticos laminares.

Distribución areal

Los depósitos del Subgrupo Balbuena están dis-

tribuidos en fajas estrechas de dirección aproximada N-S al norte de Castro Tolay, en la quebrada El Charco ubicada al sudeste de Sey, al oeste de la Granodiorita Cobres y en la sierra de Tanque.

Se incluyen también en este subgrupo las areniscas con niveles carbonáticos que afloran al sur de la sierra de Lina y en el faldeo oriental del cordón Borde de Pircas, al sur de la salina de Jama.

Litología

Asomos adjudicables a la Formación Lecho se han localizado al oeste de la Granodiorita Cobres, donde se apoyan en discordancia erosiva sobre rocas sedimentarias ordovícicas. Son areniscas sacaroides gruesas con granos redondeados de cuarzo, clastos líticos del basamento y granos de feldespatos. No tienen matriz, los clastos están pulidos y el conjunto es macizo, sin estratificación evidente ni estructura interna. Se advierten rasgos de disolución de muñecas de toscas, por lo que se deduce que el cemento podría haber sido carbonático. Dominan los colores amarillentos y rosado pálido. Tienen aproximadamente 15 m de espesor. Los tamaños de clastos, bastante bien seleccionados, están en el orden de 1 mm de diámetro. En la base hay 1 m de conglomerado integrado por clastos y bloques de rocas del Ordovícico inmersos en areniscas; es probable que se trate de un relleno de un relieve en el que la arena rodea los clastos coluviales previos.

En la quebrada Coranzulí, de base a techo, el subgrupo está integrada por bancos pelíticos rojos y areniscas finas micáceas de color rojo ladrillo con intercalaciones de dos bancos carbonáticos, de 1 m cada uno, de calizas pisolíticas con coquinas. El espesor aproximado de este conjunto es de 30 metros. En la base de la caliza hay un delgado banco eólico de tufita con matriz tobácea y con abundante contenido de mica; sobre esta secuencia se apoyan areniscas conglomeráticas bioturbadas, conglomerados y pelitas del Subgrupo Santa Bárbara.

En el norte de la sierra de Tanque aflora la Formación Yacoraite, integrada por estratos de calizas oolíticas grises claras, bien estratificadas, micríticas, calizas oscuras homogéneas, calizas pisolíticas deformadas, margas verdosas, pelitas verdes y niveles de areniscas calcáreas con laminación entrecruzada y ondulitas. Está en contacto con el Subgrupo Pirgua por medio de una falla inversa.

En la sierra de Tanque, al oeste de la quebrada de Taire, sobre la ruta nacional que baja al salar de

Olaroz rumbo al paso de Jama, afloran estratos basales del Subgrupo Balbuena formando un sinclinal apretado. La base está integrada por areniscas conglomeráticas clastosoprote con cemento carbonático de colores gris y morado claro intercaladas con areniscas finas, rojas, decoloradas.

Al pie de la ladera oriental del Cordón Borde de Pircas se observó una secuencia de pelitas lutíticas de color rojo oscuro intercaladas con bancos delgados de areniscas finas bien cementadas; el cemento es carbonático. Los bancos más competentes tienen 10 a 30 cm de espesor, son muy continuos y tabulares y están compuestos por areniscas finas limosas con intraclastos de pelitas; uno de ellos es un depósito de caída más o menos proximal, formado por lapillis. Hay grietas de desecación y presencia de yeso secundario que invade gran parte de la roca.

El afloramiento situado en el extremo sur de la sierra de Lina está integrado por areniscas finas y pelitas con intercalaciones de dos bancos de calizas apoyados sobre rocas ordovícicas. La secuencia presenta bancos de estratificación fina a mediana, granocrecientes. En la base, la litología dominante está dada por 20 m de pelitas con intercalaciones de areniscas cada 1,5 m a 2 metros; estas últimas son finas, con matriz limosa, muy diagenizadas. Los bancos carbonáticos están cerca de la base y poseen un espesor de 10 a 20 centímetros. La estratificación tiene geometría plana pero los bancos se acunñan lateralmente. Los estratos más arenosos tienen estructuras internas tipo multicanal; se advierten en ellos venas de carbonatos y decoloraciones por bioturbaciones. La secuencia está separada del resto de la unidad por un paleosuelo de grano fino a mediano y grueso con estructuras prismáticas, barniz del desierto, muñecos de tosca de color violáceo y abundantes rastros verdosos de raicillas. Subyace al paleosuelo, un banco de aproximadamente 1 m de toba. Sobre él se apoya un banco de areniscas con cemento carbonático, estratificación fina, estructura laminar y en artesas, en tanto que lateralmente se advierten bancos de areniscas calcáreas y dolomías con espesores de unos 2 metros. En los 30 m restantes del perfil prevalecen las areniscas calcáreas finas.

Edad

La edad de la Formación Yacoraite fue asignada al rango comprendido entre el Campaniano - Maastrichtiano hasta el Paleoceno, sobre la base del hallazgo de fósiles, *Gasteroclupea branisai signeux*

entre otros, en distintas localidades de Salta y Jujuy (Leanza, 1969; Bonaparte *et al.*, 1977; Marquillas, 1985). Alonso *et al.* (1984) mencionaron la presencia de gasterópodos en el área de la Puna.

Hernández *et al.* (1999) incluyeron en la sección superior de la Secuencia Balbuena 1 (Supersecuencia Balbuena, 75 - 63 Ma) facies conglomerádicas que suprayacen a la Formación Yacoraite.

Los afloramientos de areniscas y areniscas calcáreas de la faja occidental de la Hoja, fueron asimilados a la secuencia superior del Subgrupo Balbuena, debido a su similitud con la parte superior del Grupo Purilactis, descrito en Chile (Charrier y Reutter, 1994), de edad maastrichtiana.

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEOCENO - EOCENO

SUBGRUPO SANTA BÁRBARA Y FORMACIÓN CASA GRANDE (20)

Conglomerados, areniscas gruesas a finas, pelitas.

Antecedentes

En este trabajo se consideró conveniente incluir las facies conglomerádicas y areniscas rojas suprayacentes al Subgrupo Balbuena en el Subgrupo Santa Bárbara, las que se mapearon conjuntamente con los depósitos de la Formación Casa Grande, hasta la que se extendió su rango temporal. No obstante, se destaca que su ubicación en la columna estratigráfica podría ser modificada en el futuro ya que, al presente, no se registraron hallazgos fósiles que permitiesen ajustar su posición definitiva.

El Subgrupo Santa Bárbara fue definido por Moreno (1970) y está integrado por las formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera, que corresponden a las unidades Wi, Ws y V, respectivamente, de Hagerman (1933) y a las Margas Coloradas Inferiores, Margas Verdes y Margas Coloradas Superiores de Schlagintweit (1942).

La Formación Casa Grande, por su parte, fue descrita por Fernández *et al.* (1973) en el sinclinal de Mal Paso, provincia de Jujuy.

Distribución areal

La mayor parte de los afloramientos se distribuyen en forma casi continua a lo largo de la sierra de Tanque, se interrumpen en el extremo norte de la sierra y reaparecen en las proximidades de

Coranzulí. En la faja occidental de la Hoja se registran afloramientos en los alrededores de Catua, al este de la sierra de Lina y en el cerro Aguiliri.

Litología

En la localidad de Catua, el Subgrupo Santa Bárbara está constituido en su base por un conglomerado grueso, de color rojizo oscuro, muy diagenizado, compuesto exclusivamente por clastos angulosos y subangulosos de sedimentitas ordovícicas con matriz arenolimosas. Los clastos están imbricados y el conjunto tiene una estratificación mediana poco evidente. Sobre los conglomerados se apoyan areniscas de color rojo ladrillo intenso, micáceas, de grano mediano a grueso, con clastos angulosos de 0,2 cm y matriz limosa. Están bien cementadas, dispuestas en niveles tabulares de estratificación fina a mediana. Los bancos de granulometría más fina tienen laminación interna paralela con bases y techos planos e intercalaciones de pelitas, y en ellos se destacan marcas de ondulitas. Los de granulometría gruesa presentan estratos que se acuñan lateralmente, con estructura interna entrecruzada orientada hacia el E-NE, que llegan a 40 cm de espesor. La secuencia es grano y estratodecreciente, y con dominio de areniscas limosas en la parte superior de la columna, donde las barras de arena tienen espesores de 0,4 m mientras que los bancos limosos tienen 1,5 metros.

Al sur de Catua, sobre los conglomerados se apoyan depósitos eólicos de areniscas medianas con estructura interna entrecruzada con ángulos elevados, en las que se intercalan escasas barras de arena y depósitos finos de planicie aluvial. Las dunas presentan bimodalidad de granos con cantos pulidos, entre 0,3 mm a muy finos. El conjunto tiene coloración rojiza oscura intensa pero en algunos sectores se encuentra fuertemente decolorado. Esta decoloración está limitada por la discordancia con las rocas de la Formación Casa Grande suprayacente.

En la quebrada Coranzulí afloran areniscas conglomerádicas muy cuarzosas, poco cementadas y con matriz de arenisca fina a mediana, sabulítica. Los espesores de los bancos oscilan entre 1 y 1,5 m y 0,30 a 0,40 metros. Tienen estructuras entrecruzadas, clastos subredondeados e intraclastos de pelitas. Los niveles conglomerádicos aumentan hacia el techo pero dominan las arenis-

cas sabulíticas. La potencia es del orden de 0,5 a 1 m para las barras de arena. Esta secuencia, con dominio de areniscas cuarzosas sabulíticas y arcóscicas con niveles de conglomerados finos, tiene 40 m de espesor. Sobre ésta siguen otros 40 m de bancos pelíticos de 2 a 4 m y de areniscas finas rojizas con algunas intercalaciones de areniscas arcóscicas rosadas. Hacia el techo continúan 100 m de areniscas finas y pelitas. La secuencia es grano y estratodecreciente.

En la quebrada situada al norte de Tanque, la parte basal del subgrupo está integrada por areniscas finas a medianas muy micáceas. Resaltan bancos competentes que se separan en lajas debido a la anisotropía que le otorgan las micas, intercalados con niveles de color gris verdoso de areniscas con matriz tufítica y muy delgados bancos pelíticos. Estos niveles tienen estructuras internas entrecruzadas y en artesa. Hacia el techo aumenta la presencia de bancos de areniscas finas de coloración rojiza. Algunos de estos estratos tienen bioturbaciones y cemento carbonático, lo que le da mayor competencia y por ello resaltan del conjunto. La parte superior de la secuencia está compuesta por lutitas rojo ladrillo de aspecto similar a las de la Formación Lumbrera en su sección típica.

Dentro de la quebrada de Taire, en el valle ubicado al oeste, se localizan areniscas conglomeráticas con cemento carbonático de colores grises, rosados y rojizos. Hay paquetes cementados y otros deleznable intercalados, dispuestos en estratificación fina a mediana.

En la quebrada de Turi Lari la secuencia se inicia con 700 m de conglomerados gruesos rojizos, integrados en su mayor parte por clastos de rocas ordovícicas y de areniscas rojizas. En la parte media se observó un pasaje lateral de areniscas conglomeráticas gruesas a niveles pelíticos rojizos y de areniscas micáceas. En las partes superiores de la columna dominan areniscas finas y pelitas con escasos niveles verdes. En la parte media afloran bancos conglomeráticos gruesos cuarzosos, de colores gris claro y blanquecino.

En los alrededores de Aguiliri, esta unidad está compuesta por secuencias de areniscas medianas con matriz limosa, de color rojo ladrillo, dispuestas en estratificación fina a mediana con estructura interna entrecruzada y base plana, interpretadas como barras de arena. Se intercalan bancos lutíticos que varían de 40 cm a 2 m de espesor. Las barras de arena tienen forma sigmoidal, se acuñan lateralmente, están amalgamadas por sectores y son granodecrecientes. La

estratificación entrecruzada es asintótica y de bajo ángulo. Las barras con niveles de decantación podrían corresponder a un sistema fluvial deltaico. Los niveles pelíticos son muy continuos lateralmente. La base de la secuencia tiene 300 m de espesor, observándose dominio de pelitas y bancos continuos de areniscas, de poca potencia. Hacia la parte superior de la columna, afloran 400 m de estratos más arenosos, en los que son frecuentes las barras de arena apiladas como en una pirámide invertida, que parecieran corresponder a un sistema fluvial con canales que avanzan sobre la llanura de inundación.

En la sierra de Tanque y al sur de la quebrada de Taire, sobre la ruta internacional a Chile, se disponen sobre el Subgrupo Balbuena, bancos conglomeráticos competentes con abundante contenido de cuarzo y clastos subredondeados de sedimentitas ordovícicas y otros más finos de areniscas pardusco-rosadas, con matriz de arenisca fina, muy micáceas, que presentan estructura interna entrecruzada de muy bajo ángulo; estos últimos aumentan su participación hacia el techo. Los conglomerados tienen clastos que no superan los 10 cm de diámetro, los más abundantes tienen alrededor de unos 2 centímetros. El conjunto posee estratificación fina a mediana, los bancos tienen geometría de cuña formando un sistema de barras amalgamadas con techo y base irregulares y poca continuidad lateral. Las areniscas tienen abundantes rasgos de bioturbaciones. Se contabilizaron cuatro ciclos que suman un espesor parcial de 230 metros. Los ciclos son grano y estratodecrecientes hasta llegar a la parte superior donde dominan las areniscas finas y pelitas de la Formación Lumbrera. El ambiente corresponde a un sistema fluvial tipo *braided* en los ciclos inferiores, que grada a un sistema de ríos entrelazados con barras colonizadas y generación de una llanura aluvial en el intermedio. El ciclo superior culmina con un sistema fluvial meandroso con llanura aluvial muy desarrollada.

En el sector austral de la sierra de Tanque, entre las quebradas de Aguas Blancas y Taraste, hay afloramientos elongados en sentido N-S de areniscas micáceas finas con matriz limosa de color rojo oscuro, con intercalaciones de niveles delgados de pelitas, dispuestos en estratificación fina. Algunos estratos pelíticos son de coloración verdosa. En forma esporádica se intercalan bancos de areniscas amarillentas gruesas a conglomeráticas con escasa matriz y abundantes clastos de sedimentitas ordovícicas, de cuarzo y de feldespatos.

Esporádicamente se observan delgados niveles carbonáticos y de yeso. La geometría general de los bancos tiende a ser planoparalela, con intercalaciones de otros cuneiformes. El conjunto está fuertemente diagenizado. La base de la secuencia está formada por estratos potentes de areniscas conglomerádicas y conglomerados blanquecino-amarillentos, clastosoporte, con cemento silíceo, integrados por clastos de cuarzo y de rocas ordovícicas. Estos niveles están fuertemente acuñaos y tienen estructura interna entrecruzada poco evidente. Los clastos en general son subredondeados a redondeados, dispuestos en fábrica planar y mal seleccionados. La fracción más fina es de 0,2 cm y la gruesa alcanza los 5 centímetros. El espesor de los niveles es de 0,5 a 1 metro. En este sector, que tiene un espesor aproximado de 30 m, no hay intercalaciones de material fino y se lo ha interpretado como barras. Éstas presentan base erosiva, llegan a 4 m de espesor y están amalgamadas y superpuestas. Hacia el techo, en un tramo de 40 m, se intercalan bancos gruesos acuñaos y finos, luego siguen aproximadamente 500 m con estratificación fina. La secuencia general es granodecreciente, con bancos tabulares continuos, con laminación paralela, intercalados con otros que se acuñan lateralmente.

Relaciones estratigráficas y edad

El Subgrupo Santa Bárbara se apoya concordantemente sobre rocas del Subgrupo Balbuena en las quebradas de Tanque y Taire y sobre estratos ordovícicos en la sierra de Catua.

Gasparini y Báez (1975) y Volkheimer *et al.* (1984) le asignaron edad Riochiquense a las formaciones Mealla y Maíz Gordo, sobre la base del hallazgo, fuera de la Hoja Susques, de restos de mamíferos notoungulados y reptiles (tortugas), peces, insectos y palinomorfos.

La Formación Lumbrera, por su parte, es portadora de abundantes restos de mamíferos (crocodylia, squamata, notoungulados, marsupiales y astrapoterios) que indican edad Casamayorensis (Carbajal *et al.*, 1977; Gasparini y Báez, 1975; Vucetich, 1980; Pascual *et al.*, 1981; Vucetich y Bond, 1982; Goin *et al.*, 1986; Bond y López, 1995; Deraco *et al.*, 2008).

Una datación radimétrica efectuada en la parte superior de la Formación Lumbrera realizada por del Papa *et al.* (2009) dio una edad de 39,9 Ma, incluyéndola en el Eoceno medio.

En síntesis, la edad del Subgrupo Santa Bárbara, definida principalmente por asociación de vertebrados, está comprendida entre el Riochiquense y el Eoceno medio.

En cuanto a la edad de la Formación Casa Grande, está basada en registros paleontológicos de vertebrados obtenidos en distintas partes de la cuenca, fuera de los límites de la Hoja. En el área de Tres Cruces, Bond y López (1995) reconocieron la presencia de leontínidos, asignados al Eoceno, edad ratificada por nuevos hallazgos de fósiles y correlaciones regionales efectuados por Hongn *et al.* (2007), DeCelles *et al.* (2007) y Deraco *et al.* (2008).

Por las características litológicas y el registro fósil de vertebrados, Hongn *et al.* (2007) correlacionaron esta unidad con la Formación Quebrada de los Colorados, investigada por Díaz *et al.* (1987) en el valle Calchaquí.

2.5.2. MIOCENO

Formación Vizcachera

Antecedentes

Esta unidad es equiparable, en parte, con las formaciones Log Log y Pozuelos descritas por Schwab (1973). En este trabajo se utiliza el nombre de Formación Vizcachera (Seggiaro, 2006) a los fines de correlacionar unidades terciarias utilizando el criterio seguido en las Hojas Geológicas Socompa, Antofalla, Cachi y Paso San Francisco.

Constituye una secuencia estratigráfica integrada por areniscas y conglomerados sin participación de volcanitas en el miembro inferior, seguida de estratos con litología similar a los anteriores en los que intervienen depósitos volcánicos o volcanoclásticos en su miembro superior.

Relaciones estratigráficas

La Formación Vizcachera se apoya en discontinuidad estratigráfica sobre rocas de la Formación Casa Grande y del Subgrupo Balbuena en la sierra de Tanque y en los alrededores de Catua. En las proximidades de Susques está en discordancia angular sobre unidades ordovícicas.

Las ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí, las sedimentitas de la Formación Pastos Chicos y los depósitos de abanicos aluviales modernos cubren en relación de discordancia a la Formación



Figura 4. Intercalación de tobas en sedimentitas de la Formación Vizcachera.

Vizcachera (Fig. 4).

Miembro inferior (21)

Areniscas sabulíticas y conglomerados

Distribución areal

Esta unidad aflora al este de la sierra de Tanque, al este y norte de la localidad de Catua, al sudoeste del Cordón Borde de Pircas y en los alrededores del cerro Aguiliri, ubicado al nordeste de la salina de Jama.

Litología y relaciones estratigráficas

Los afloramientos ubicados al este de Catua están integrados por areniscas medianas a gruesas y conglomerados de colores grisáceos a rosados y rojizos.

Los estratos arenosos presentan granulometría bimodal moderadamente seleccionada, en algunos casos sabulítica, con estratificación mediana a gruesa y estructura interna entrecruzada de alto ángulo. La geometría sigmoidal de los estratos es asimilable al de un sistema de barras de arena amalgamadas.

Los conglomerados lenticulares, de 1 a 2 m de ancho y con base erosiva, tienen menor participación que las areniscas, la fracción gruesa está inte-

grada exclusivamente por clastos de sedimentitas ordovícicas. Presentan una disposición de sistemas de canales con migración lateral.

El conjunto de estos depósitos presenta características propias de un sistema fluvial de ríos entrelazados con distribución lateral de barras y canales y sin desarrollo de llanura aluvial.

Al norte y oeste de Catua se puede observar el contacto concordante entre este miembro y el superior.

Edad

Debido a la ausencia de dataciones y de controles paleontológicos o estratigráficos en el ámbito de la Hoja, se considera para esta unidad una edad miocena inferior, sobre la base de dataciones consideradas en la Hoja Paso San Francisco (Seggiaro, 2006).

Miembro superior (22)

Conglomerados, areniscas, pelitas y depósitos piroclásticos

Distribución areal

La unidad se dispone al noroeste de la sierra de Cobres, a lo largo de todo el cordón montañoso de

Tanque, donde se encuentran los afloramientos más extensos, en las proximidades del paso de Huaitiquina, al oeste del Cordón Borde de Pircas y en los alrededores de las localidades de Susques, Catua y El Toro.

Litología

Los afloramientos observados en la quebrada La Aguada, ubicada en la ladera oriental de la sierra de Tanque, próximo al borde sur de la Hoja, están conformados por una secuencia que se inicia con facies conglomerádicas medianas a gruesas en la base, formada por clastos subredondeados de sedimentitas y granitoides ordovícicos y de cuarzo redondeados. La matriz está integrada por areniscas limosas rojo parduscas. La sección transversal de estos bancos tiene geometría plana en la base y convexa en el techo, característica que podría corresponder a depósitos de abanicos aluviales amalgamados lateralmente. En la parte media de la secuencia se intercalan niveles finos limosos con bancos arenosos que presentan estructura interna entrecruzada.

Las barras son de areniscas medianas a gruesas con matriz limosa, tienen geometría sigmoidal de poca longitud y se acuñan lateralmente. Hacia el techo dominan sedimentitas fluviales de

granulometría fina.

El conjunto corresponde a un sistema de abanicos aluviales que evolucionaron a un sistema fluvial en la parte superior, en un conjunto grano y estratodecreciente.

Próximo al techo de esta secuencia se intercalan depósitos piroclásticos de coloración rojiza a pardusca y verde claro (Fig. 5). Tienen estructuras bandeadas a laminadas y la granulometría varía de mediana a fina. Se distinguen bancos delgados ricos en pómez amarillentas con intercalaciones de bancos de tobas y de depósitos volcanoclásticos.

Edad

Este miembro, que infrayace a ignimbritas del Mioceno superior, se asigna al Mioceno medio sobre la base de una datación de Ar/Ar sobre biotita de una roca piroclástica intercalada en areniscas, que dio como resultado 14,8 Ma.

Formación Pucará (23)

Lavas dacíticas y andesíticas con intercalaciones piroclásticas

Antecedentes

Esta formación agrupa productos volcánicos



Figura 5. Aspecto de la discordancia entre depósitos de la Formación Vizcachera e ignimbritas del Coranzulí en el sur de Susques.

relacionados con el Complejo volcánico Rincón (Matteini, 2001). En este trabajo se utiliza la denominación de Formación Pucará propuesta por Ramírez y Gardeweg (1982), quienes determinaron una edad miocena media a superior para la misma. Matteini (2001) integró todos los depósitos del área bajo el nombre de Complejo volcánico Rincón, describió lavas, domos y productos piroclásticos y realizó una caracterización geoquímica de los principales productos volcánicos.

Distribución areal

Las unidades de lavas y depósitos piroclásticos cubren un sector del límite suroeste de la Hoja, como parte del llamado Complejo volcánico Rincón, constituido por una pequeña cadena volcánica de aproximadamente 30 km, con rumbo SE-NO, ubicada al O del salar del Rincón. Los flujos de ignimbritas intercalados con las lavas afloran en todo el borde nordeste del complejo.

Litología

La unidad está integrada por lavas dacíticas y andesíticas intercaladas con depósitos piroclásticos.

Según Matteini (2001), el estratocono localizado al NE de la cadena volcánica está constituido en su parte más alta por lavas viscosas, sobre una secuencia de coladas de lavas y depósitos ignimbríticos más antiguos, que afloran con un espesor de aproximadamente 60 - 70 m en el ámbito de la Hoja Socompa, borde NE de la laguna Santa María.

Las lavas tienen textura porfírica, con abundantes fenocristales inmersos en una matriz vítrea rica en microlitas. Fueron definidas lavas de composición andesítica con plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol, y lavas dacíticas con plagioclasa, ortopiroxeno y anfíbol. Los fenocristales de plagioclasa tienen zonaciones inversas, directas y oscilatorias, con numerosas inclusiones vítreas que conforman una textura cribosa, los bordes están libres de inclusiones vítreas. El anfíbol es hornblenda, con marcada zonación. La augita es subhedral a anhedral con dimensiones de hasta 5 milímetros. El ortopiroxeno de la dacita es subhedral a anhedral y alcanza 3 mm de tamaño. La matriz es hialopilitica, con microlitas de plagioclasa y clinopiroxeno. Algunas lavas de composición andesítico - dacítica, con plagioclasa y anfíbol, tienen escasos fenocristales subhedrales de olivina.

No existen datos petrográficos sobre las unidades ignimbríticas, que corresponderían a una fase

eruptiva temprana del complejo.

La composición geoquímica representativa de los productos efusivos del Complejo volcánico Rincón (Matteini, 2001) varía entre 58% - 69% de SiO₂, 4-1,1% de MgO, 1,6-2,5% de K₂O y 3,2-4,8% de Na₂O. Son rocas subalcalinas con variaciones entre andesitas y dacitas. Según los elementos traza, se observa un enriquecimiento en tierras raras livianas, el patrón de distribución de las tierras raras pesadas es horizontal y se advierte una leve anomalía de Eu. Para todo el complejo, Matteini (2001), basándose en la petrografía y geoquímica, definió dos grupos de rocas, a partir de magmas del manto superior y magmas generados por procesos de fusión parcial y MASH en la base de una corteza engrosada.

Edad

En territorio chileno, flujos lávicos de composición andesítica de la Formación Pucará fueron datados por Ramírez y Gardeweg (1982) en aproximadamente 10 Ma. Se estima que la unidad comenzó en el Mioceno medio y se extendió hasta el Mioceno superior.

COMPLEJO VOLCÁNICO AGUILIRI (24a, 24b)

Lavas andesíticas (24a); domos dacíticos (24b)

Antecedentes y distribución areal

Gorustovich *et al.* (1985) describieron la geología de la región de Aguiliri con énfasis en los domos dacíticos y en la mineralización de uranio asociada.

El complejo está emplazado al sur y sureste de los cerros San Pedro o Poquis y Jama. Una serie de cuerpos dómicos dacíticos aflora en las proximidades de Aguiliri, mientras que facies lávicas de composición andesítica tienen una mayor distribución areal al norte, desde los alrededores de las lagunas Guachalajte y Esquinas Negras, depresión de la pampa de Pabellón, hasta los afloramientos ubicados al este y sureste de la salina de Jama.

Litología

El complejo está constituido por un conjunto de cuerpos subvolcánicos de composición dacítica (24b) y de intrusivos y lavas andesíticas (24a). Las rocas muestran una variación que va desde dacita biotítica a andesita hornblendífera.

Los pórfiros dacíticos están compuestos por

fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda, contienen xenolitos de dioritas con textura granular (Gorustovich *et al.*, 1985). Los cuerpos andesíticos tienen mayor proporción de hornblenda y bajo a nulo contenido de cuarzo y biotita.

Relaciones estratigráficas y edad

Los cuerpos subvolcánicos y las lavas que integran este complejo intruyen sedimentitas ordovícicas y terciarias en el primer caso y se apoyan en discordancia sobre ellas, en el segundo.

Al este de la salina de Jama, las coladas andesíticas se apoyan discordantemente sobre el Miembro superior de la Formación Vizcachera, reconocida en el área como Formación Trinchera por Gorustovich *et al.* (1985).

Por las relaciones estratigráficas con la Formación Vizcachera y otros centros volcánicos próximos de similares características, el Complejo volcánico Aguiliri es considerado como Mioceno superior.

COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO BAYO (25a, 25b)

Lavas lacítico-andesíticas, aglomerados y tobas (25a); domos dacítico-riodacíticos (25b)

Antecedentes

Los principales antecedentes de esta unidad se refieren a informes internos del Plan NOA I Geológico Minero de la Dirección General de Fabricaciones Militares, de las direcciones provinciales de Minería de Jujuy y Salta y de la Secretaría de Minería de la Nación, con énfasis en la descripción de procesos de alteración hidrotermal y mineralizaciones asociadas a los cuerpos dómicos.

Distribución areal

Este complejo aflora en los cerros Bayo y Tropapete ubicados al oeste de la sierra de Olaroz, en el extremo sur de la depresión de la salina de Jama. El cerro Bayo es un aparato volcánico de forma alargada en sentido N-S, de aproximadamente 12 km de largo por 8 km de ancho.

Litología

La columna litológica está compuesta por aglomerados volcánicos seguidos de tobas y mantos

de lavas de composición lacítico-andesítica, poco diferenciadas. Las andesitas están compuestas por fenocristales de plagioclasa cálcica acompañada por cuarzo en una pasta que incluye, en menor proporción, feldespato potásico. Los mafitos están integrados por biotita dominante y hornblenda muy subordinada.

En la parte central del cerro Archibarca se destaca la presencia de un domo cuya composición varía desde una dacita hasta una riodacita con textura porfírica. En su parte central aumenta el porcentaje de sílice. El cuerpo está constituido por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa - andesina) y biotita generalmente desferrizada, dentro de una pasta silíceo.

En la parte central del domo aflora una estructura positiva formada por una brecha silicificada. El núcleo del cerro Bayo posee alteración hidrotermal, con intensidades diferentes, que obliteran las características petrográficas y del depósito de la roca original.

Edad

No existen datos cronológicos de las vulcanitas del cerro Bayo. De acuerdo con la posición estratigráfica de las lavas, apoyadas sobre sedimentitas terciarias de la Formación Casa Grande, y con el emplazamiento del aparato volcánico que interrumpe la traza del cabalgamiento que elevó la sierra situada inmediatamente al sur del mismo, se las considera de edad miocena superior.

Pórfiro Guachalajte (26)

Pórfiros dacíticos y dacítico-riolíticos

Antecedentes y distribución areal

Estas rocas fueron descritas por Medina (2003) bajo los nombres de «pórfidos de Jama y pórfidos de Poquis». En este trabajo se agrupan ambas unidades bajo la denominación del epígrafe.

La unidad se distribuye en los alrededores de la laguna Guachalajte y próxima al cráter central del volcán Jama y al norte del volcán Nevado de Poquis, en el extremo noroeste de la Hoja.

Litología

El afloramiento del norte del volcán Poquis es de una roca porfírica de composición dacítico-riolítica

con fenocristales de plagioclasa, en cristales aislados o en cúmulos, y de cuarzo, feldespato potásico y escasa biotita como único mineral máfico.

En el volcán Jama, los afloramientos están constituidos por rocas porfíricas dacíticas compuestas por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y mafitos (orto y clinopiroxenos) rodeados de matriz vitrofírica con escasa desvitrificación.

Relaciones estratigráficas y edad

Sobre estas rocas se apoyan las ignimbritas de Guachalajte. Una datación radimétrica realizada por Medina (2003) dio como resultado una edad de $12,4 \pm 0,8$ Ma, correspondiente al Mioceno medio.

Ignimbrita Guachalajte (27)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes y distribución areal

Medina (2003) describió de manera sucinta las ignimbritas aflorantes entre el volcán Jama y la laguna Guachalajte asignándoles el nombre de Ignimbrita Guachalajte.

La ignimbrita se distribuye en los alrededores de la laguna Guachalajte y se extiende hacia el oeste conformando el sustrato sobre el que se erigieron los edificios volcánicos Jama y Poquis.

Litología

La unidad está compuesta por dos flujos, que en conjunto alcanzan 20 m de espesor. Presenta pómez, fragmentos líticos y cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita inmersos en una matriz tobácea, moderadamente soldada, de color rosado pálido a gris blanquecino. Las pómez son de color blanco con textura porfírica, integradas por 55% de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Los fragmentos líticos, presentes en todo el depósito, están compuestos por rocas porfíricas dacíticas redondeadas, de 7 cm de tamaño promedio.

Relaciones estratigráficas y edad

Estas ignimbritas cubren parcialmente a los Pórfidos Guachalajte y constituyen el sustrato de los edificios volcánicos Jama y Poquis. Sobre la base de esta posición estratigráfica se las incluye de manera preliminar en el Mioceno me-

dio a superior

COMPLEJO VOLCÁNICO PAIRIQUE – SAN PEDRO (28a, 28b)

Lavas, domos e ignimbritas ácidos a intermedios (28a); brechas intermedias (28b)

Antecedentes

Turner (1982) incluyó parcialmente las unidades lávicas y piroclásticas del Pairique dentro de la Formación VicuñaHuasi. Coira (1990) presentó una datación K/Ar sobre lavas dacíticas del inicio de la actividad magmática en el volcán Pairique. Seggiaro *et al.* (1995) mapearon y describieron la estratigrafía volcánica y analizaron su control estructural.

Coira (1990) realizó estudios petrológicos y geoquímicos de las vulcanitas cenozoicas de la región y entre ellas de las dacitas del nevado de San Pedro. En la Hoja Mina Pirquitas (Coira *et al.*, 1999) se reseñaron las vulcanitas de San Pedro como parte del Complejo volcánico Vilama, integrado por lavas dacíticas y andesíticas y extensos mantos de ignimbritas.

Distribución areal

La procedencia de estas vulcanitas corresponde a centros de emisión erodados o colapsados que conforman el bajo de Pairique y el volcán San Pedro, ambos ubicados fuera del límite noroeste de la Hoja. Sus depósitos se extienden al noreste del cerro Poquis y se distribuyen desde las cumbres de la serranía de San Pedro hasta el norte del bajo donde se encuentra la laguna Guachalajte.

Litología

El Complejo volcánico Pairique – San Pedro está integrado por una sucesión de lavas y domos dacíticos y riódacíticos en la parte inferior, seguidos de brechas volcánicas, ignimbritas intermedias, ignimbritas y lavas dacíticas en la sección superior y brechas y lavas andesíticas (Seggiaro *et al.*, 1995).

Las lavas dacíticas inferiores son las de mayor volumen emitido. Una de las principales características que se observó es la disposición de estructuras de flujo subverticales que se horizontalizan lateralmente a manera de estructuras de domos o lavadomos. Las lavas iniciales se encuentran cortadas por conductos de emisión, brechados, comúnmente asociados a fallas. Estos conductos se unen entre sí en las partes más altas y evolucionan en superficie como mantos de

brechas. Sobre las brechas se disponen ignimbritas en facies que varían de proximales a intermedias. La etapa final del ciclo volcánico está representada por brechas y lavas andesíticas.

Para el complejo San Pedro, Medina (2003) describió lavas andesíticas, macizas, de color gris oscuro, afaníticas. Al microscopio presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa maclada y zonada y ortopiroxeno, biotita, apatita y minerales opacos.

Relaciones estratigráficas y edad

En el ámbito de la Hoja Mina Pirquitas, las unidades que integran este complejo volcánico están en discordancia sobre sedimentitas clásticas de la Formación Peñas Coloradas del Mioceno medio y están cubiertas por la Ignimbrita Granada de $9,8 \pm 0,6$ a $8,9 \pm 0,26$ Ma (Coira *et al.*, 1999). Según Coira *et al.* (1996), el inicio de la actividad volcánica, con la emisión de lavas dacíticas, fue a los $11,2 \pm 1,5$ Ma, edad K/Ar. Sobre la base de estas edades se incluye el conjunto de unidades integrantes de este complejo en el Mioceno superior.

COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO MORADO (29a, 29b)

Ignimbritas dacíticas (29a); lavas y domos dacíticos a riodacíticos (29b)

Antecedentes

Schwab (1973) describió sedimentitas piroclásticas y tufitas dacíticas en las laderas del extremo sur de la sierra de Tanque, entre el río Pastos Chicos por el este y el salar de Cauchari por el oeste y las incluyó como facies volcánica de la Formación Trinchera. En este trabajo, las rocas que conforman dicha facies se las denomina con el nombre del epígrafe, entendiéndose que conforman una unidad independiente de los depósitos de la mencionada formación.

Distribución areal

Las vulcanitas de este complejo se distribuyen en el extremo sur de la sierra de Tanque, en ambas vertientes del filo de Arizaro. En el flanco oriental de la sierra se localizan flujos de ignimbritas al inicio de las quebradas de Taraste, Sepulturas y Sijes. En el contrafuerte oeste afloran mantos de ignimbritas en los cerros Moradito y Bayo Mesquinantes y a lo largo del río La Aguada. Pequeños cuerpos dómicos dacíticos se observan al

sur de la quebrada de Lari.

Litología

En esta unidad se han distinguido ignimbritas dacíticas (29a) y lavas y domos dacíticos a riodacíticos (29b).

Las ignimbritas se extienden al sur del río La Aguada. Los mantos yacen en forma discordante sobre sedimentitas del miembro superior de la Formación Vizcachera, son de color rosado claro, compuestos por abundante cuarzo, biotita y en menor grado plagioclasa. Las pómez, de tamaños entre 5 a 10 cm, son abundantes y no están colapsadas. Se observan numerosos fragmentos líticos accidentales de areniscas rojizas provenientes de las sedimentitas terciarias infrayacentes. Lateralmente gradan a flujos de coladas de bloques y cenizas de la misma composición. En la quebrada de Lari, las pómez están levemente colapsadas y en conjunto le confieren un rasgo fluidal al flujo ignimbrítico.

Las lavas tienen escasa distribución areal y están asociadas a cuerpos intrusivos dómicos pequeños, como los aflorantes al sur del río La Aguada. Estos domos son de composición dacítica a riodacítica y en algunos sectores tienen continuidad con las lavas, conformando cuerpos de lava-domos de alta viscosidad.

Edad y correlaciones

De acuerdo con sus relaciones de intrusividad y estratigráficas, se vincula este complejo con la actividad de un centro volcánico (estratovolcán erodado) del Mioceno medio a superior. No se observan centros de emisión y toda la secuencia volcánica está afectada por una fuerte estructuración, a ambos lados de la sierra de Tanque.

Una edad realizada en este trabajo, K/Ar sobre biotita, de una ignimbrita ubicada al inicio de la quebrada de La Aguada, reveló una antigüedad de 10,5 Ma.

Este magmatismo se podría correlacionar con intrusivos someros de composición dacítica aflorantes en la zona de El Oculito, al sur del cerro Morado, en la Hoja San Antonio de los Cobres.

Formación Yungara (30)

Domos y cuerpos subvolcánicos riodacíticos, riolíticos a dacíticos

Antecedentes

Schwab (1973) integró bajo el nombre de For-

mación Yungara los cuatro cuerpos intrusivos que conforman esta unidad, realizó estudios petrográficos y consideró el emplazamiento de los domos como contemporáneos con la parte superior de la Formación Trinchera (Miembro superior de la Formación Vizcachera en este trabajo).

Schwab y Lippolt (1974) realizaron una datación sobre rocas dacíticas del pórfiro de Huayra Huasi. Coira y Caffè (1999) describieron datos generales de petrografía e incluyeron a los intrusivos de Yungara junto con otros cuerpos dómicos de la Puna Norte, bajo la denominación de Complejos dómicos lávicos y/o intrusivos del Mioceno medio.

Distribución areal

Esta unidad se distribuye al este del salar de Olaroz, integrando los cerros Huayra Huasi, Turi Lari Chico, Esquina de Minas y Turi Lari Grande, elongados en dirección norte-sur.

Litología

Se trata de cuatro cuerpos subvolcánicos (*stocks*) de composición riodacítica, riolítica a dacítica. Presentan textura porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, escasa plagioclasa y biotita, inmersos en una pasta de grano muy fino a vítrea. No se encuentran facies piroclásticas asociadas. En algunos sectores los pórfiros tienen alteración hidrotermal (silicificación - sericitización). La alteración afectó también a rocas del Subgrupo Pirgua, a las que se asocian mineralizaciones de Ag en vetillas. Se observan xenolitos de diversas composiciones.

El intrusivo de Huayra Huasi produjo un borde delgado de metamorfismo de contacto en las areniscas del Subgrupo Pirgua.

Relaciones estratigráficas y edad

Los cuerpos intrusivos de Yungara muestran relaciones intrusivas en su flanco oriental y están parcialmente cubiertos por abanicos aluviales en las laderas occidentales. El cuerpo del cerro Huayra Huasi intruye al Subgrupo Pirgua a lo largo de una falla que posiblemente habría favorecido su ascenso. Los dos cuerpos que le siguen hacia el sur intruyen a sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara, mientras que el cuerpo de Turi Lari está completamente rodeado por

acarreos modernos.

Uno de los cuerpos intrusivos de composición dacítica del cerro Huayra Huasi fue datado por Schwab y Lippolt (1974) con una edad K/Ar de $11,8 \pm 0,4$ Ma., por lo que esta unidad es asignada al Mioceno medio a superior.

COMPLEJO VOLCÁNICO CHIMPA (31, 31a)

Brechas líticas, depósitos de oleadas piroclásticas, de bloques y cenizas y lavas, de composición andesítica (31). Ignimbritas andesíticas (31a)

Antecedentes

La denominación Formación Chipas (*sic*) fue propuesta por Ramos (1973) para incluir un conjunto volcánico de composición andesítica, comprendido por secuencias de lavas, depósitos piroclásticos y cuerpos subvolcánicos. Asignó la edad del volcán mixto al Pleistoceno inferior sobre la base de relaciones estratigráficas. Viramonte *et al.* (1984) incluyeron, en la columna estratigráfica de Corte Blanco, depósitos piroclásticos distales provenientes del volcán Chimpa. Esquivel (1989), por evidencias de campo, dividió la secuencia en tres eventos principales, uno andesítico, el segundo piroclástico y el último de emisiones lávicas. Coira *et al.* (1993) vincularon la Ignimbrita Vizcachayoc, emplazada durante el Mioceno medio ($12 \pm 0,3$ Ma), con el volcán Chimpa.

Según el tipo de alteración hidrotermal presente en el área central del volcán, Villaruel (1998) definió un sistema epitermal de alta sulfuración. Por último, Arnosio (1999, 2002) dividió la secuencia volcánica en un ciclo explosivo y otro efusivo. Por características geoquímicas y petrográficas estableció que el proceso dominante en la evolución de los magmas fue la mezcla de magmas.

Distribución areal y litología

Las unidades volcánicas relacionadas con el volcán Chimpa se distribuyen al sureste de las Salinas Grandes, al norte y sur de la localidad de Piscuno y al sur de El Moreno.

Los depósitos piroclásticos poseen un patrón radial asimétrico con mayor extensión hacia el norte y oeste, con un espesor máximo de 280 m en la zona norte. La secuencia está conformada por ignimbritas, que son los depósitos volumétricamente más importantes, oleadas piroclásticas, brechas

líticas y coladas de bloques y cenizas (Arnosio, 2002). Por otro lado, el ciclo efusivo está conformado por lavas máficas, intermedias, félsicas y bandeadas (Arnosio, 2002).

Las *ignimbritas* tienen numerosas unidades de flujo individuales, variables entre 1 a 40 m de espesor. Son de color rosado a gris claro, moderadamente soldadas, poco seleccionadas, con gradaciones inversas de pómez y líticos. Los fragmentos pumíceos varían entre 2 mm a 40 cm, son redondeados a subredondeados, dispuestos en forma caótica o concentrados en la parte superior. Se reconocen tres variedades diferenciadas por su coloración y texturas: blanca, gris y bandeada (Arnosio, 2002). Los fragmentos líticos (Arnosio, 2002) son de naturaleza volcánica (andesitas) y no volcánica (metasedimentitas del Complejo Puncoviscana) y de tamaños entre pocos mm hasta 30 cm; la matriz es cinerítica y está formada por fragmentos de plagioclasa, hornblenda, biotita, opacos, fragmentos de pómez y líticos.

Las *brechas líticas* (Arnosio, 2002) son depósitos macizos, escasamente seleccionados, con matriz clasto-soportada a matriz soportada. Los líticos son de composición andesítica, con tamaño máximo de 2 metros; la matriz es cinerítica, con pómez pequeñas, menores a 2 centímetros. Las brechas se distribuyen ampliamente por todo el aparato volcánico y están intercaladas en los mantos de ignimbritas con contactos transicionales con los mantos ignimbríticos suprayacentes, mientras que el contacto inferior está marcado por un aumento abrupto en el tamaño y concentración de líticos. Los espesores varían entre 6 a 14 metros.

Las *oleadas piroclásticas* (Arnosio, 2002) se ubican en la base de los mantos ignimbríticos. Tienen una buena selección granulométrica, estratificación cruzada de bajo ángulo y paralela, con numerosas capas macizas o inversamente gradadas de espesores entre 2 a 10 centímetros. La composición es de pómez, cristales y líticos volcánicos. El espesor total varía entre 2 a 40 centímetros.

Los *depósitos de bloques y ceniza* (Arnosio, 2002) se caracterizan por presentar textura caótica y escasa selección de los clastos. Están conformados por una sucesión de numerosas unidades de flujo o por un único depósito. El espesor individual de cada flujo varía entre 0,9 a 3,5 m y el total de los flujos entre 10 y 60 metros. Cubren una gran superficie, de aproximadamente 100 km². Se los interpreta como originados a partir de colapsos de domos.

La composición geoquímica de los depósitos

ignimbríticos (Arnosio, 1999) varía entre andesitas silíceas para las pómez blancas (61% SiO₂), andesitas basálticas para las pómez grises (55,5% SiO₂) y andesitas máficas para las pómez bandeadas (59% SiO₂). Los valores de A/CNK son similares entre las pómez grises y blancas (0,88 - 1,04), mientras que las pómez bandeadas son peraluminosas (1,10 - 1,21).

Las *lavas* se distribuyen en forma radial, cubriendo una superficie de 32 km². Se distinguen varios tipos: a) lavas máficas, de coloración gris oscura, con textura porfírica, constituidas por fenocristales de olivina, augita y plagioclasa, microfenocristales de magnetita y xenocristales de cuarzo con bordes de reacción compuestos por clinopiroxeno. La pasta es pilotáxica, formada por microlitas de plagioclasa, magnetita y vidrio; b) lavas intermedias de color gris oscuro con un mayor contenido de fenocristales de plagioclasa. La textura es porfírica, compuesta por olivina, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. La pasta es pilotáxica, integrada por microlitas de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, magnetita y vidrio; c) lavas félsicas, son las más importantes volumétricamente, tienen coloración gris clara, textura porfírica y están formadas por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, microfenocristales de magnetita, clinopiroxeno, ortopiroxeno y escasa olivina, y d) lavas bandeadas, conformadas por bandas claras y oscuras de 15 a 20 cm de espesor cada una.

Todas las variedades de lavas contienen inclusiones máficas de 10 a 20 cm de diámetro y tienen una composición de andesitas basálticas (53% SiO₂). La composición geoquímica (Arnosio, 1999) varía entre andesitas basálticas (54% SiO₂) a andesitas (61% SiO₂). Las lavas están enriquecidas en tierras raras livianas (La/Yb 20-28) con una débil anomalía de Eu (0,81 - 0,97), mientras que las inclusiones máficas tienen relaciones La/Yb más bajas (Arnosio, 1999).

Relaciones estratigráficas

Las secuencias del ciclo efusivo, representadas por los depósitos piroclásticos, tienen una distribución radial y se apoyan en relación discordante directamente sobre el Complejo Puncoviscana, el Grupo Mesón, el Complejo de plataforma de la Puna y el Complejo volcánico - volcanoclástico de la Puna. En el ámbito de la Hoja San Antonio de los Cobres, al sur del volcán, las secuencias piroclásticas se depositaron sobre una colada de bloques y cenizas provenientes del cerro Rumio, que representaría un evento eruptivo previo al del volcán Chimpa (Arnosio, 2002). Las lavas fluyeron sobre

las secuencias piroclásticas en la parte central del volcán.

Edad

Arnosio (2002) asignó el magmatismo del volcán Chimpa al Mioceno medio a superior, teniendo en cuenta la edad de $12,05 \pm 0,39$ Ma, obtenida mediante una isocrona Rb/Sr, sobre una pómez blanca de las primeras unidades de ignimbritas del ciclo efusivo, asignación que se adopta en este trabajo.

Ignimbrita Susques (35)

Ignimbritas y coignimbritas dacíticas con abundantes pómez; depósitos de oleadas piroclásticas

Antecedentes

Seggiaro (1994) integró parcialmente esta ignimbrita a los productos volcánicos del Complejo volcánico Coranzulí y la describió como facies distales de la Ignimbrita Las Termas, con espesores menores a 50 metros. Aproximadamente 5 km al sur de Susques, reseñó la presencia de grandes bloques de pómez sin colapsar que superan el metro de diámetro.

En el presente trabajo se discrimina la Ignimbrita Susques de la Ignimbrita Las Termas como una unidad diferente.

Distribución areal

Comprende los mantos ignimbríticos que se extienden al pie de la ladera oriental de la sierra de Tanque, entre las quebradas Agua Buena y Lare y al sur de la quebrada Taire, próximo a la localidad de Susques.

Litología

La unidad está integrada por ignimbritas y coignimbritas dacíticas con abundante contenido de pómez. La textura es porfírica, vitrofírica. Está compuesta por cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita y, como minerales accesorios, opacos, circón y apatita; hay sericita de origen secundario. La matriz está alterada y posee tonos amarillentos por sericitización. El cuarzo, en cristales anhedrales, presenta engolfamientos por corrosión. Las pómez se encuentran alteradas; la pasta es vítrea, con presencia de fragmentos pumíticos no redondeados; tienen poco grado de soldadura. Se presentan en facies

proximales con pómez de grandes tamaños, de más de 1 m de diámetro.

En la quebrada de Tanque esta unidad está representada por afloramientos de potentes depósitos de oleadas piroclásticas de color blanco con algunas zonas anaranjadas y amarillentas. Están formados por bancos de matriz tobácea con abundantes biotita y piroxeno y con pequeños fragmentos líticos de rocas ordovícicas y de areniscas rojizas. Las pómez están presentes en tamaños muy pequeños. En la parte basal, los fragmentos líticos son de tamaños mayores, tipo grava, de composición granítica y granodiorítica. Todo el conjunto forma bancos poco definidos, deleznable, con estructuras internas entrecruzadas de alto ángulo, dunas, antidunas y de corte y relleno. La potencia total estimada es de 20 metros. Las direcciones de corriente dan orientación hacia el suroeste.

Relaciones estratigráficas y edad

En las proximidades de la localidad de Susques, las facies proximales de la ignimbrita cubren sedimentitas clásticas del Miembro superior de la Formación Vizcachera e infrayacen a la Ignimbrita Las Termas. Por estas relaciones estratigráficas, se considera que la Ignimbrita Susques fue emitida durante el Mioceno medio a superior, entre los 15 y 7 Ma.

COMPLEJO VOLCÁNICO CORANZULÍ (36a, 36b, 36c, 36d)

Ignimbritas (36a, b y d) y lavas dacíticas (36c)

Antecedentes

Las primeras descripciones de carácter regional que se refieren a esta unidad son los relevamientos geológicos de Catalano (1926, 1927). Otras contribuciones destacadas son las aportadas en las Hojas Geológicas Santa Catalina y San Juan de Oro (Turner, 1978) y en la Hoja Abra Pampa (Coira, 1979), en las que se refieren, en general, a los grandes mantos ignimbríticos de la Puna Septentrional como Formación Zapaleri (Turner, 1978).

Desde el punto de vista volcanológico, uno de los primeros antecedentes fue el brindado por Vilela (1953), quien definió los «períodos eruptivos de la Puna» en el sector comprendido entre Salinas Grandes, Catua y los salares de Pocitos y de Pastos Grandes.

Por otro lado, Gorustovich *et al.* (1987) carac-

terizaron las ignimbritas ubicadas entre Coranzulí y Ramallo por su contenido de uranio, y Seggiaro (1994) detalló la petrología y analizó los mecanismos de erupción del Complejo volcánico Coranzulí. Parte de los contenidos plasmados en este último trabajo fueron tomados en la descripción que se transcribe a continuación.

Distribución areal

El Complejo volcánico Coranzulí está integrado mayoritariamente por ignimbritas dacíticas, que forman mantos de gran extensión (Fig. 6) en el norte de la Hoja y que en conjunto superan en algunos lugares los 400 m de potencia.

Se reconocen tres unidades ignimbríticas (36a, b y d) cuyas características morfológicas y composicionales son muy similares. Por encima de las ignimbritas y circunscripta al cerro Coranzulí, se encuentra una cuarta unidad representada únicamente por lavas dacíticas (36 c).

La *Ignimbrita Potreros* (36a) se distribuye radialmente a partir del cerro Coranzulí, aunque presenta un sentido preferencial hacia el este donde cubre, en parte, a las lavas andesíticas del volcán Rachaite, fuera de la Hoja.

La *Ignimbrita Las Termas* (36b) es la más extensa de las unidades que conforman el Complejo volcánico Coranzulí. El sentido preferencial del flujo que depositó esta ignimbrita fue hacia el sur y al este de la sierra de Tanque. Junto con la *Ignimbrita Potreros* configura el extenso *plateau* que abarca desde la localidad de Coranzulí hasta Susques. Un manto de esta unidad se distribuye hacia el noroeste del cerro Coranzulí.

La *Ignimbrita Morro Grande* (36d) es la de menor extensión, su ubicación se restringe a un área de aproximadamente 2 km de diámetro localizada al suroeste de Coranzulí.

Litología

Las ignimbritas (Fig. 7) poseen características petrográficas y morfológicas muy similares, lo cual indica mecanismos eruptivos y depositacionales idénticos. Para diferenciarlas en el campo se adoptó como criterio principal el contenido y tipo de fragmentos líticos.

La secuencia eruptiva se inicia con una brecha piroclástica de marcado carácter polimodal integrada por fragmentos de lava de composición dacítica, englobados en una matriz pumíceo - vitroclástica medianamente soldada. Este depósito aflora sólo en

el flanco norte del cerro Coranzulí, fuera de la Hoja, y corresponde a facies proximales.

Las brechas de explosión se generaron en la primera fase explosiva, al producirse la apertura de la boca de emisión. Son depósitos mal clasificados constituidos principalmente por fragmentos líticos de las paredes del conducto, de la cubierta y por un porcentaje del material juvenil magmático. La presencia de estructuras fluidales, los efectos de soldadura en la matriz y la distribución unidireccional indican que se trata de un depósito generado por una colada piroclástica de alta densidad y de pequeño volumen que se emplazó a una temperatura relativamente alta. Los abundantes fragmentos líticos comagmáticos de dacitas, junto con fragmentos vitroclásticos y pumíceos, revelan que se trata de un episodio explosivo inicial de tipo vulcaniano. Durante este episodio se destruyó un domo o tapón situado en la boca de emisión que se habría formado por la solidificación del magma en el interior del conducto.

A continuación se encuentra un nivel de oleadas piroclásticas de granulometría cinerítica, integradas casi exclusivamente por pómez y cuarzos redondeados y bien seleccionados, con intercalaciones lenticulares de depósitos más gruesos. Las oleadas son corrientes que se caracterizan por presentar un régimen de flujo turbulento, están compuestas por una baja densidad de partículas sólidas inmersas en una fase continua de gas. La distribución de este depósito piroclástico sigue la misma dirección que la brecha inicial, lo que demuestra que se trata de una explosión dirigida y de escasa importancia. La existencia de material retrabajado dentro de estos niveles de oleadas piroclásticas sugiere un origen a partir de explosiones sucesivas separadas por cortos lapsos.

Apoyados sobre estos depósitos iniciales, y con una expresión areal mucho mayor, se suceden las tres unidades ignimbríticas principales que integran el Complejo volcánico Coranzulí. El campo extensional localizado en el centro de emisión habría favorecido la apertura del conducto, el ascenso y erupción de los materiales piroclásticos y el consecuente emplazamiento de la caldera Coranzulí (Seggiaro y Hongn, 1994).

La base de las ignimbritas es siempre plana y normalmente está representada por una capa formada por materiales finos originados por fricción de la base del flujo con el sustrato. En pocos lugares son visibles niveles discontinuos de esta capa basal (*basal layer*), muy poco potentes.



Figura 6. Extensión hacia el sur de los depósitos piroclásticos provenientes del volcán Coranzulí (al fondo de la imagen). En primer plano se observan estratos de areniscas ordovícicas.



Figura 7. Ignimbrita del Coranzulí relleno un valle labrado en rocas ordovícicas en el río de las Burras.

Existe un marcado contraste entre los bajos contenidos de fragmentos líticos presentes principalmente en áreas proximales y distribuidos aleatoriamente dentro de las principales unidades de flujo y la abundancia de pumitas, rasgo que constituye una característica de erupciones predominantemente magmáticas.

El contenido de cristales de las ignimbritas es muy similar al de las lavas dacíticas, con las que guardan, además, una semejanza composicional muy marcada. De esta observación se desprende que, si bien la elutriación de materiales finos producida durante el transporte influyó en el enriquecimiento relativo de cristales, su contenido en el magma era ya muy elevado antes de la erupción.

- Ignimbritas (36 a, b y d)

Las ignimbritas del Coranzulí son de composición dacítica, bien soldadas, ricas en cristales (35-50%), con contenidos moderados a altos de fragmentos pumíceos y relativamente pobres en fragmentos líticos. Presentan en general textura vitrofírica caracterizada por fragmentos pumíceos poco estirados, junto con escasos fragmentos líticos subredondeados y fenocristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa y sanidina y láminas de biotita englobados en una matriz vitroclástica.

Las trizas vítreas presentan formas variadas y constituyen un rasgo que caracteriza la mesostasis de las ignimbritas. Integran la mayor parte de la matriz de estas rocas y el 45 al 50% del total. Poseen formas de semiluna y biconvexas observables al microscopio.

Además de las trizas, los componentes vítreos están compuestos por un abundante contenido de pómez de variados tamaños, poco estiradas y subredondeadas. La participación de pómez en la matriz varía de 3% al 15%, guardando una relación inversa con la distancia al centro de emisión.

Los fenocristales de plagioclasa son los más abundantes y también los que adquieren mayor desarrollo. La composición es variable entre andesina (Ab_{37}) y oligoclasa (Ab_{45}). Se trata de cristales por lo general subhedrales, zonados (zonación oscilatoria), maclados según la ley de albita y albita - Carlsbad y en algunos casos con reabsorción con inclusiones de vidrio.

La sanidina se halla como fenocristales con hábito subhedral, pocas veces maclados y muy límpidos y con un contenido que oscila entre el 7 y el 10% del

total de la roca, con una marcada disminución desde las primeras unidades emitidas a las últimas.

Los fenocristales de cuarzo, en proporciones que van del 11 al 16% aproximadamente, tienen hábito frecuentemente subhedral, con engolfamientos escasos y a veces están craquelados o fragmentados. Algunos cristales de plagioclasa exhiben gotas o exsoluciones de cuarzo en su interior.

Los fenocristales de biotita en general se presentan en láminas bien desarrolladas, aunque las de menor tamaño poseen estructura esquelética. Contienen numerosas inclusiones de cristales idiomorfos de apatita y circón.

Los minerales opacos se hallan en proporciones que varían del 0,40 al 3% del contenido total de la roca y están compuestos por ilmenita y magnetita frecuentemente oxidada. Entre los minerales accesorios hay circón y apatita. El circón está presente en todas las muestras estudiadas, a manera de inclusiones en fenocristales o en la matriz. La apatita se halla como inclusiones en cuarzo y en plagioclasas; también se observaron secciones basales euhedrales y cristales de gran tamaño.

Los fragmentos líticos fueron subdivididos en cognatos, accesorios y accidentales, siguiendo la clasificación de Wright *et al.* (1980). En este complejo volcánico, los fragmentos líticos cognatos, también llamados esenciales (Teruggi *et al.*, 1978), son trozos de lavas dacíticas producidos por enfriamiento del mismo magma en el interior del conducto volcánico, o en forma de diques a lo largo de fracturas conectadas con la cámara magmática. Se presentan en tamaños muy variados que van de 0,02 m a más de 1 m de diámetro y se los encuentra en la unidad estratigráfica basal (Ignimbrita Morro Grande) del Complejo volcánico Coranzulí. Los correspondientes a la zona de diques son de tamaños más homogéneos, varían de 0,01-0,02 m a 0,05-0,06 metros. Algunos de ellos muestran cantos rectangulares bien marcados. Son abundantes en la Ignimbrita Las Termas, cuyo nivel de fragmentación fue más profundo. Al microscopio presentan composición mineralógica idéntica a la de las ignimbritas que los contienen. Están formados por cuarzo, plagioclasas zonadas, sanidina y biotita y como minerales accesorios apatita, circón y clorita secundaria. La textura es vitrofírica, flotante. La matriz se diferencia de las ignimbritas por la ausencia de pómez y trizas vítreas. Algunos especímenes tienen incipiente desvitrificación de la pasta.

En una muestra se observó el contacto con una arenisca cuarzo feldespática con matriz ferruginosa

a lo largo del cual las biotitas desarrollan una orientación muy marcada. Esta muestra pone en evidencia la procedencia de estos fragmentos a partir de diques o venas que intruyeron la roca de caja.

En la masa ignimbrítica se han encontrado fragmentos cognatos de corneanas con rasgos petrográficos característicos de rocas metamórficas. Son rocas composicionalmente similares a las dacitas, con blastesis indicadora de metamorfismo térmico a partir de las mismas dacitas. Tienen, además, biotita, plagioclasa zonal con gotas perfiticas y exsoluciones de cuarzo en su interior. El cuarzo tiene extinción ondulosa y no posee contornos definidos. Los minerales accesorios son apatita bien desarrollada y circón. El rutilo es abundante, se presenta en agujas como inclusiones en cristales de plagioclasa y cuarzo. La textura de estas metamorfitas es porfiroblástica con participación de la matriz y los fenocristales en iguales proporciones. La relación entre granos es de crecimiento de bordes por cristalización con abundantes puntos triples, no se observan rasgos de presión ni orientación de granos. En conclusión, los rasgos texturales y composicionales de estas rocas sugieren un origen por metamorfismo térmico a partir de dacitas como roca original.

Los fragmentos líticos accesorios son aquellos arrancados de la roca de caja cuando se produjo el ascenso del magma en el interior del conducto volcánico. La mayor proporción de estos fragmentos se concentra en la Ignimbrita Potrereros y corresponden a areniscas finas y pelitas, pardo amarillentas a verdosas y grises, pertenecientes a sedimentitas ordovícicas.

Otros fragmentos líticos accesorios, hallados principalmente en la Ignimbrita Las Termas, están constituidos por gneises biotítico-sillimaníticos. Estas rocas muestran al microscopio un mosaico de cuarzo y plagioclasa con cristales de biotita y sillimanita orientados. Las fibras de sillimanita se formaron a partir de biotitas. Esta relación es claramente observable en una de las muestras colectadas (N° 503) en la que los extremos de las biotitas presentan haces aciculares de sillimanita. La textura es granoblástica, equigranular. La relación entre granos de recristalización, por migración de bordes, forma contornos irregulares y ondulados que sugieren interpenetración y puntos triples de unión intergranular. La orientación de los cristales de biotita y sillimanita y la existencia de fenocristales biotíticos interpenetrados con cre-

cimiento en orientaciones cruzadas a 90° son indicadores de deformación dúctil producida en niveles corticales profundos bajo condiciones de presión litostática elevada. El tipo de roca sugiere la presencia de un basamento metamórfico profundo no aflorante en el área.

A partir de la naturaleza y distribución de los fragmentos líticos accesorios en las diferentes unidades ignimbríticas, se determinó que el nivel de fragmentación descendió paulatinamente en el interior del conducto con cada erupción.

Los fragmentos líticos accidentales son los que se incorporan a la masa piroclástica durante su transporte. Son los clastos que se encontraban en la superficie del terreno y que habían sufrido erosión y transporte previo, comúnmente son clastos redondeados y pulidos. Entre los fragmentos incorporados a la masa piroclástica se encuentran pelitas y areniscas ferruginosas pertenecientes a rocas ordovícicas.

- Lavas dacíticas (36 c)

En la etapa final de la actividad eruptiva, coronando las secuencias ignimbríticas, se produjo la emisión de al menos tres coladas de lavas dacíticas restringidas a las laderas del aparato volcánico que configura el cerro Coranzulí. Se trata de coladas macizas, ocasionalmente brechadas, correspondientes a dacitas porfíricas que tienen la misma composición que las ignimbritas. En algunos perfiles se observó un pasaje gradual del último pulso ignimbrítico de coloración gris blanquecino a las lavas con tonalidades verdosas.

Estas coladas indican la finalización del vulcanismo piroclástico del Coranzulí, cuando el magma desgasificado ascendió y se derramó por las laderas del cerro, rellenando parte de la «estructura de caldera» preexistente. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, hipersteno y biotita con inclusiones de rutilo. El cuarzo se encuentra en cristales subhedrales, en proporción muy escasa al igual que la sanidina. Por el contrario, las plagioclasas son abundantes, en cristales bien desarrollados y formando cumulos con frecuentes bordes de reabsorción. Como minerales accesorios hay apatita y circón. Es frecuente la existencia de fantasmas totales o parciales de biotitas reabsorbidas por la pasta. La textura es vitrofírica flotante, donde el vidrio se halla comúnmente muy límpido y con fractura perlítica. En algunas muestras, la pasta contiene microlitas

inmersas en vidrio constituyendo una textura pilotáxica. La presencia de hipersteno y la marcada disminución en el porcentaje de cuarzo marcan un carácter intermedio en la composición, como reflejo de algún grado de diferenciación magmática en el interior de la cámara.

Relaciones estratigráficas

Las ignimbritas de Coranzulí se apoyan discordantemente tanto sobre un basamento de edad ordovícica como sobre unidades sedimentarias cretácicas y cenozoicas. El contacto entre las diferentes ignimbritas está marcado por superficies de enfriamiento continuas.

Las ignimbritas subyacen a las lavas dacíticas que configuran el cerro Coranzulí y a sedimentos cuaternarios de abanicos aluviales en las laderas de la sierra de Tanque. En el resto del área aflorante, el *plateau* ignimbrito no presenta cobertura.

Edad

Las edades absolutas de las diferentes unidades ignimbriticas, obtenidas por el método K/Ar sobre biotita (Seggiaro, 1994), son de $6,45 \pm 0,15$ Ma para la Ignimbrita Las Termas y de $6,6 \pm 0,15$ Ma para la Ignimbrita Potrerros. Sobre la base de estos datos se le asigna a este complejo edad miocena superior.

2.5.3. MIOCENO SUPERIOR - PLIOCENO INFERIOR

Formación Sijes (32)

Areniscas, areniscas calcáreas, calizas, pelitas, tufitas, tobas y depósitos volcanoclásticos; travertinos

Antecedentes

La Formación Sijes fue establecida por Turner (1961, 1964) y constituye la sección superior del Grupo Pastos Grandes, definido por dicho autor en esos mismos trabajos en la región de la laguna homónima situada al sur de San Antonio de los Cobres, en Salta. En la comarca en estudio, Alonso (1986) describió la secuencia de Loma Blanca y la asignó a la Formación Sijes. Chávez (1988) examinó una columna tipo en dicha área y los depósitos de boratos (bórax, ulexita e inyoíta) intercalados en la sucesión volcanoclástica y evaporítica de dicha unidad, cuyos afloramientos y la geología del área mencionada fueron reseñados

también por Alonso (1987), Seggiaro y Aniel (1987) y Alonso *et al.* (1988).

Distribución areal y litología

En el sector suroeste de Coranzulí, la unidad está integrada por depósitos de flujo y de oleadas piroclásticas intercalados con sedimentitas lacustres, muy bien expuestos en la quebrada de Loma Blanca. Las facies volcánicas de la secuencia culminan con depósitos hidrotermales asociados a los boratos del yacimiento de Loma Blanca. Las sedimentitas presentan características típicas de un lago evaporítico poco profundo, como lo indica la presencia de grietas de desecación y de nódulos de sílice y de carbonatos. Se han contabilizado tres paquetes piroclásticos intercalados con sedimentitas, a los que se suman bancos de travertino como testimonio de actividad hidrotermal asociada al vulcanismo. La morfología previa a los depósitos fue de un valle encajonado con dirección de drenaje principal en sentido SO-NE. Probablemente, la emisión piroclástica de Morro Grande provocó el endicamiento del valle generando un lago somero.

En el área de Turi Lari, en el extremo noroeste del salar de Olaroz, la unidad está constituida por areniscas medianas, tufitas y depósitos volcanoclásticos de color blanco a gris blanquecino con abundante contenido de biotita. Se intercalan bancos de tobas, *surges* y depósitos de caída. Los depósitos volcanoclásticos están levemente retrabajados. La estratificación es planoparalela, con estructura interna laminar y en algunos casos entrecruzada, de posibles bancos eólicos.

Al este del salar de Cauchari, en el extremo sur de la Hoja, la secuencia está formada por areniscas finas, bancos de yeso, calizas y areniscas calcáreas con estromatolitos, intercalados con tufitas grises oscuras y tobas de 30 cm a 2 ó 3 cm de espesor. La estratificación es mediana a fina y está dispuesta en bancos tabulares continuos. Es un depósito lacustre evaporítico con mucho aporte piroclástico.

Al este de Catua la unidad está integrada por areniscas eólicas bien seleccionadas con intercalaciones de niveles piroclásticos y volcanoclásticos. Se suceden depósitos tipo *block and ash* y brechas conglomerádicas con bloques de lavas y matriz de igual composición, con presencia de pómez y biotita. Parte de estos depósitos se encuentran orientados y la matriz es de granulometría gruesa.

En el área de Loma Blanca, Chávez (1988) describió un perfil integrado por facies clásticas, piroclásticas y escasos niveles evaporíticos. La base

está compuesta por ignimbritas, varios niveles de oleadas piroclásticas, tufitas y sedimentitas finas de origen lacustre. Este autor propuso para la secuencia un origen a partir de un ambiente lacustre que grada a pedemontano, evidenciado por la intercalación de facies lacustres con fluviales.

Al noroeste de Loma Blanca, en el área de Morro Blanco, Armanini (1995) detalló aproximadamente 500 m con tufitas, tobas, limolitas, arcilitas, niveles de areniscas con cemento carbonático y capas de travertino, que asignó a la Formación Sijes.

Relaciones estratigráficas y edad

En las proximidades de las localidades de Coranzulí y Loma Blanca la unidad se apoya discordantemente, en ángulo suave, sobre la Ignimbrita Morro Grande perteneciente al Complejo volcánico Coranzulí. En Turi Lari lo hace, también en discordancia, sobre sedimentitas ordovícicas, en tanto que la sobreyace la Ignimbrita Coyaguayma.

En Morro Blanco la secuencia se apoya, con una suave discordancia angular, sobre sedimentitas rojas (Armanini, 1995) del miembro inferior de la Formación Vizcachera y está cubierta por la Ignimbrita Las Termas, de 6,45 Ma (Seggiaro, 1994).

La secuencia volcanoclástica en el área de Loma Blanca fue datada en $6,99 \pm 0,18$ Ma (Watson, en Alonso, 1986).

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas y las dataciones señaladas, se asigna esta unidad al Mioceno superior – Plioceno inferior.

Ignimbrita Coyaguayma (33)

Ignimbrita dacítica

Antecedentes

Seggiaro (1994) diferenció esta ignimbrita de las vulcanitas del Complejo volcánico Coranzulí, por presentar características petrográficas diferentes, como pómez colapsadas y estiradas, con desarrollo de *fiammes* de más de 10 cm de largo, textura eutaxítica muy marcada y con fenocristales de hornblenda.

Distribución areal

Los principales afloramientos constituyen un *plateau* que se distribuye al norte de la depresión

del salar de Olaroz y del río Rosario, cubriendo la ladera sur del cerro Convento (Hoja Mina Pirquitas). Otros asomos menores se ubican en la ladera occidental de la sierra de Tanque y al SO de la localidad de Coranzulí, NE del cerro Tocol.

Litología

La unidad está constituida por una ignimbrita dacítica de color rosado, cuyos componentes esenciales son cuarzo, plagioclasa, sanidina y hornblenda y como minerales accesorios apatita y circón. La textura es vitrofírica, eutaxítica. La pasta presenta rasgos de fluidalidad muy marcados, con pómez muy estiradas y orientadas según las líneas de flujo.

Relaciones estratigráficas y edad

No se observa una relación clara con las unidades volcánicas del Complejo volcánico Coranzulí, estimándose que, en parte, serían contemporáneas. En el área de Turi Lari las ignimbritas cubren sedimentitas y depósitos volcanoclásticos de la Formación Sijes, del Mioceno superior a Plioceno inferior. En el contrafuerte oriental del salar de Olaroz cubren a sedimentitas del miembro superior de la Formación Vizcachera, del Mioceno medio.

Coira *et al.* (2004), en la Hoja Mina Pirquitas, correlacionaron estas rocas con la Ignimbrita Potreros, de $6,6 \pm 0,15$ Ma (Seggiaro, 1994).

En este trabajo se acepta una edad Mioceno superior – Plioceno inferior para esta unidad.

Ignimbrita Casabindo (34)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Seggiaro (1994) describió un perfil en el área de Casabindo, donde midió un espesor de 100 m de una ignimbrita de color gris claro, medianamente soldada. Se diferencia de las vulcanitas del Complejo volcánico Coranzulí por la presencia de hornblenda y titanita.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja se distribuye en dos pequeños asomos en el extremo norte de la quebrada del río Barrancas, al oeste del cerro Morado y en las proximidades del caserío de Tusaquillas, limitados hacia el este por los afloramientos graníticos del batolito de Tusaquillas

y al oeste por secuencias ordovícicas del Complejo de plataforma de la Puna.

Litología

La base de la columna está compuesta por una ignimbrita dacítica con fenoclastos de pelitas, fragmentos lávicos y pómez que varían de tamaño entre 0,5 y 30 centímetros.

En esta ignimbrita se intercala un banco lenticular de conglomerado grueso con poca matriz y abundantes pómez subredondeadas junto con sedimentitas del basamento. Continúa 1 m de otro flujo de ignimbrita de coloración terrosa a rosada, con abundantes pómez y líticos redondeados de pelitas y andesitas. Siguen 10 m de ignimbritas macizas débilmente soldadas. En la base tiene 50 cm de *surge* integrados por niveles alternantes de granulometrías finas y gruesas dispuestos en acuñamientos y estructuras entrecruzadas. Hacia el techo la roca es maciza, con abundante contenido de líticos de pelitas rojas y areniscas finas que van de 1 a 5 cm, junto con pómez de tamaños inferiores a 3 cm de diámetro.

La parte superior de la columna está formada por un paquete de 20 m de ignimbrita maciza, medianamente soldada, con disyunción columnar. Contiene escasos fragmentos líticos angulosos de pelitas provenientes del basamento, de 1 a 4 centímetros, con pómez de 1 a 7 cm y fenocristales de cuarzo y biotita. La matriz vítrea constituye el 80% de la roca.

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad está cubierta en discordancia por mantos ignimbriticos provenientes del Complejo volcánico Coranzulí, sin embargo, algunos productos piroclásticos de este complejo serían contemporáneos con el nivel superior de la Ignimbrita Casabindo. Teniendo en cuenta esa relación, se considera que su emisión ocurrió en el Mioceno superior - Plioceno, entre 7 y 4 Ma.

COMPLEJO VOLCÁNICO JAMA (37a, 37b)

Lavas andesíticas (37a), lavas dacíticas (37b)

Antecedentes

No existen antecedentes específicos sobre el vulcanismo relacionado con el cerro Jama, solo fue mencionado en trabajos regionales como producto del vulcanismo del Mioceno superior de la Puna Septentrional. Medina (2003) describió las

lavas emplazadas en la ladera occidental del aparato volcánico.

Distribución areal

El volcán Jama se encuentra al norte del paso que lleva su nombre y por su cumbre pasa el límite con Chile. Las lavas se extienden en mantos continuos tanto en territorio argentino como chileno.

Litología

Las lavas dacíticas (37b) constituyen la unidad basal del aparato volcánico de Jama. Son porfíricas, de color pardo oscuro, con fenocristales de plagioclasa, minerales ferromagnesianos y escaso cuarzo. Presentan estructuras de flujo, con la base brechosa separada en bloques de hasta 50 cm de diámetro (Medina, 2003).

La unidad superior está integrada por lavas andesíticas (37a), de coloración verde grisáceo oscuro con decoloraciones rojizas, compuestas por plagioclasa (oligoclasa) y vidrio, e hipersteno, minerales opacos y fragmentos líticos como accesorios. La textura es homogénea, vitrofírica, con rasgos de desvitrificación en la pasta.

Edad

Una datación radimétrica K/Ar en biotita, de $5,8 \pm 4$ Ma, obtenida por Medina (2003) en la unidad superior, permite asignar el Complejo volcánico Jama al Mioceno superior - Plioceno.

2.5.4. PLIOCENO

Ignimbrita Atana (38)

Ignimbritas y surges dacíticas

Antecedentes

Esta unidad fue incluida por Turner (1982) en la Formación Zapaleri, junto con las ignimbritas del Coranzulí y otras. Luego, Gardeweg y Ramírez (1987) describieron y le dieron el nombre actual a este extenso manto ignimbritico emitido desde la caldera La Pacana (60 x 35 km) situada en Chile, asociado con la emisión de la Ignimbrita Toconao. Coira *et al.* (1996) la reconocieron en territorio argentino a lo largo del río Zapaleri.

Lindsay *et al.* (1998) propusieron un modelo de

evolución magmática de la caldera La Pacana y presentaron resultados geotermobarométricos.

Distribución areal

Se extiende en forma de manto cubriendo la planicie situada entre las altas cumbres que forman el límite chileno-argentino. Su mayor extensión se encuentra en Chile y penetra en la Argentina entre el salar de Ratones, ubicado fuera de la Hoja, al sur del salar del Rincón y el suroeste de la salina de Jama, con un volumen aproximado de 1200 km³.

Litología

Esta unidad está integrada por ignimbritas y *surges* de composición dacítica. En la sección de Huaitiquina se diferenciaron dos unidades ignimbríticas superpuestas; la basal es de coloración rojiza con abundantes pómez y clastos de vulcanitas y sedimentitas ordovícicas y fenocristales de cuarzo y biotita; las pómez tienen la particularidad de tener vesículas aciculares a tubulares. La ignimbrita superior presenta coloración gris blanquecina y está integrada por fragmentos líticos de rocas ordovícicas, abundantes pómez, biotita y cuarzo inmersos en matriz vítrea. Ambas ignimbritas están separadas por un nivel de oleada piroclástica de 0,5 m de espesor. Como se observa en secciones delgadas, las ignimbritas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda y como minerales accesorios circón y opacos; hay fragmentos líticos de vulcanitas. La textura es vitrofírica con la matriz integrada por trizas de vidrio y abundantes pómez no colapsadas.

Gardeweg y Ramírez (1987) determinaron que la Ignimbrita Atana es de composición riódacítica, con al menos 4 unidades mayores de flujo, que pueden estar separadas por delgados depósitos de caída o de oleadas piroclásticas. Es rica en cristales, aproximadamente un 45%, tiene una composición homogénea, correspondiente a dacitas ricas en K, tiene carácter metaluminoso y relaciones relativamente bajas de La/Yb (Coira *et al.*, 1996).

Según Lindsay *et al.* (1998), la Ignimbrita Atana habría sido emitida con posterioridad a la emisión de fundidos residuales de composición riolítica concentrados en la parte superior de la cámara magmática y que conformaron la Ignimbrita Toconao de menor volumen. Las tem-

peraturas de formación de los fragmentos pumíceos, según geotermómetros, son de 730-810°C, a una profundidad de 10-17 km (3-5 kbars).

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad cubre discordantemente a rocas ordovícicas, a rocas terciarias de la Formación Pucará y a las lavas de los volcanes Ratones y Jama.

La Ignimbrita Atana fue datada por Gardeweg y Ramírez (1987). Los resultados obtenidos fueron de 4,0 ± 0,3 Ma y 4,5 a 3,8 Ma, correspondientes al Plioceno.

COMPLEJO VOLCÁNICO POQUIS (39a, 39b) *Lavas y domos dacíticos (39a); lavas andesíticas (39b)*

Antecedentes y distribución areal

El Complejo volcánico Poquis fue analizado desde el punto de vista petrológico y geoquímico por Medina (2003).

El conjunto de lavas, domos e ignimbritas que integra esta unidad está situado en el extremo noroeste de la Hoja, conformando las laderas sur y sureste del cerro Poquis. Los flujos de lavas llegan hasta el borde norte de la laguna de Guachalajte.

Litología

El complejo está compuesto por lavas y domos de composición dacítica (39a) y lavas andesíticas (39b).

Las dacitas, descritas por Medina (2003), presentan coloración gris amarillenta y están constituidas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita e hipersteno en una pasta vítrea frecuentemente desvitrificada, en casos microgranosa, con cristales de plagioclasa, cuarzo y sanidina intersticial. Como minerales accesorios comunes hay apatita y óxidos de Fe - Ti.

Las lavas andesíticas son de color gris a verde oscuro con tintes rojizos, tienen textura vitrofírica y están constituidas por fenocristales de plagioclasa y piroxenos.

Edad

Una datación radimétrica K/Ar en biotitas, arrojó

3,6 ± 0,7 Ma (Medina, 2003), por ello la edad asignable a esta unidad corresponde al Plioceno.

Formación Pastos Chicos (40)

Conglomerados y areniscas conglomerádicas con niveles piroclásticos

Antecedentes y distribución areal

Esta unidad litológica fue propuesta por Schwab (1973). Aflora en fajas alargadas de unos 10 km en promedio, con una dirección norte-sur. Se localiza en la parte centro sur de la Hoja y en las laderas de las principales sierras.

Litología

Está conformada por conglomerados y areniscas conglomerádicas, mal seleccionados, poco consolidados, de color rojizo, con algunas intercalaciones de niveles piroclásticos, correspondientes a abanicos aluviales. Los clastos en los conglomerados son bastante uniformes, con tamaños que varían entre 5 a 10 cm, en casos aislados llegan hasta 50 cm y derivan principalmente de las secuencias ordovícicas, de las areniscas rojas del Subgrupo Pirgua y de vulcanitas cenozoicas.

Schwab (1973) mencionó la presencia de niveles de diatomitas al norte de la localidad de Huancar; la forma dominante es *Denticula valida* Grun.

Relaciones estratigráficas y edad

Schwab (1973) la asignó al Plioceno medio-superior, basándose en relaciones estratigráficas y en la presencia de *Denticula valida* Grun.

Los depósitos yacen en forma discordante sobre algunas de las unidades anteriormente descritas, por lo que se la asigna al Plioceno superior.

2.5.5. PLEISTOCENO

Dacita Trancas (41)

Dacitas porfíricas

Antecedentes

Esta unidad fue descrita por única vez por Méndez y Méndez (2001) con el nombre de Complejo Trancas. En este trabajo se reemplaza el término Complejo por el de Dacita por entender que las diferentes facies corresponden a un único proceso generado por un cuerpo intrusivo que alcanzó

la superficie en forma de domo hasta colapsar generando flujos piroclásticos.

Distribución areal

Se emplaza en la parte alta de la sierra ubicada entre las sierras de Cobres y de Rangel, al SSO de las nacientes de la quebrada Trancas. Es de forma subcircular con un diámetro aproximado de 1 kilómetro. La parte central del cuerpo presenta una profunda depresión con un desnivel de aproximadamente 400 m desde sus bordes.

Litología

La unidad está integrada por rocas porfíricas grises con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita e hipersteno de 1 a 2 cm de diámetro, inmersos en matriz vítrea. Se disponen en lóbulos de flujos distribuidos en forma radial a partir de los bordes que circundan la depresión central. En algunos casos la base de estas estructuras de flujo y la parte frontal presentan brechas de la misma composición.

En el interior de la depresión hay depósitos lacustres alterados, de colores rojo borraño y blanco, que por su escasa extensión no fueron diferenciados en el mapa. Estos depósitos están levemente basculados hacia el centro de la depresión. Méndez y Méndez (2001) señalaron la presencia de diques y pórfiros dacíticos alterados en el interior de la depresión.

A partir de las observaciones litológicas y morfológicas efectuadas, se interpreta que esta unidad fue generada a partir del ascenso de un cuerpo intrusivo en forma de domo, que al alcanzar la superficie siguió su crecimiento hasta colapsar derramándose lateralmente en flujos viscosos. La parte distal de alguno de estos consiste en depósitos de bloques y cenizas. El colapso, seguido de enfriamiento del sistema, habría producido la contracción del intrusivo en el conducto, dando como resultado la formación de la depresión central. Posteriormente, en ésta se habría desarrollado un lago cuyos depósitos fueron alterados por fluidos circulantes en la etapa póstuma del magmatismo. El enfriamiento final del sistema habría producido el basculamiento concéntrico de los depósitos lacustres.

Relaciones estratigráficas y edad

Parte de las dacitas que integran esta unidad intruyen a rocas ordovícicas (Méndez y Méndez, 2001), en tanto que otras se apoyan sobre ellas. Los flujos circularon por pendientes y quebradas que muestran

rasgos morfológicos modernos, por esa razón se infiere que esta unidad podría ser de edad pleistocena.

Ignimbrita Tuzgle (42)

Ignimbritas dacíticas a riolíticas

Antecedentes

Las vulcanitas del cerro Tuzgle fueron descritas con motivo de un estudio geotérmico efectuado por Coira y Paris (1981). Coira y Kay (1993 a) presentaron un modelo de evolución magmática sobre la base de estudios petrográficos y geoquímicos de detalle de la secuencia volcánica del cerro Tuzgle. Esta ignimbrita corresponde a la parte inferior del Complejo Efusivo Tuzgle (Blasco *et al.*, 1996).

Distribución areal

La Ignimbrita Tuzgle aflora en el borde inferior de la Hoja, al SSE de la localidad de Sey. La superficie expuesta en la Hoja no supera los 20 km². Se dispone en mantos que forman mesetas con bordes de pendientes muy pronunciadas a verticales y espesores individuales de 2 a 8 metros. La extensión mayor y la boca de emisión se encuentran en la Hoja Geológica San Antonio de los Cobres.

Litología

La ignimbrita es de composición dacítica a riolítica y de coloración gris blanquecina. Está compuesta mayoritariamente por matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo y biotita. Este depósito está integrado por dos unidades ignimbríticas superpuestas.

La unidad inferior es friable y tiene abundante contenido de pómez de tonalidades blanca y amarillenta. En esta sección basal se encuentran las partes de la columna con mayor grado de soldadura, destacadas por texturas eutaxíticas.

La ignimbrita superior se caracteriza por un mayor contenido de fragmentos líticos, tiene un espesor variable entre 4 y 6 m, es de granulometría fina, posee alta friabilidad en la base y una mayor competencia hacia el techo, otorgada por un elevado grado de soldamiento. En la sección friable se destaca un nivel con abundantes fragmentos líticos subredondeados a subangulosos constituidos por granitoides y sedimentitas ordovícicas, vulcanitas terciarias y leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana.

Esta unidad se destaca también por una marcada disyunción columnar prismática.

La Ignimbrita Tuzgle, según Coira y Kay (1993 a), es rica en cristales (20-25%), pobre en líticos y con contenidos en pómez que llegan hasta el 20%. Los cristaloclastos son de plagioclasa (An₄₅₋₃₂), cuarzo, biotita y feldespato potásico. Estas autoras infirieron temperaturas preerupción mayores a 760°C y presiones de 2,5-3 kbars y postularon el emplazamiento de la cámara magmática en niveles de la corteza media. Según datos de geoquímica, con relaciones La/Yb <30 y contenidos de SiO₂, el origen del fundido magmático refleja grados de fusión parcial menores de una fuente mantélica con granate, con respecto a las secuencias andesíticas más jóvenes que sobreyacen a las ignimbritas. Datos isotópicos evidencian una importante contaminación con componentes de la corteza superior.

Relaciones estratigráficas y edad

Los mantos ignimbríticos cubren discordantemente a granitoides ordovícicos. Los flujos ignimbríticos basales tienen una edad de 0,5 Ma (Coira y Kay, 1993 a), correspondiente al Pleistoceno medio.

Andesitas y basaltos de volcanes monogénicos (43)

Andesitas y basaltos

Antecedentes

Varios centros máficos monogénicos recientes de la Puna Septentrional (Esquina del Rincón, Huaitiquina, Cerros Negros de las salinas de Jama y laguna Ana, Cerros Negros del salar de Olaroz, Casa El Porvenir - Salar de Cauchari) han sido estudiados por Krallman (1994), quien realizó mapas generales y estudios petrográficos y geoquímicos. Coira y Caffè (1999) describieron características petrográficas y geoquímicas de los centros próximos a la laguna de Jama.

Distribución areal

Los volcanes monogénicos están dispersos en el sector occidental de la Hoja. Los afloramientos más extensos se localizan al este del salar de Cauchari - Olaroz, donde las lavas fueron emitidas a lo largo de fallas. Otras lavas se emplazan en el límite con Chile (Rincón, Huaitiquina) y entre la sierra de Lina y el sa-

lar de Jama. Los asomos más septentrionales se hallan próximos a la localidad de El Toro.

Litología

Al oeste de la localidad de El Toro existen cuerpos de lavas tipo *aa* integradas por basaltos amigdaloides. Presentan disyunción columnar y en algunas partes esferoidal, que deja morfología de bochas.

En la serranía (aproximadamente 20 km de largo por 3-4 km de ancho) ubicada al este de la unión entre los salares de Olaroz y de Cauchari afloran mantos de lavas basálticas olivínicas amigdaloides, con oquedades rellenas por carbonatos y zeolitas. Tienen decoloraciones verdosas generadas por alteraciones de posibles minerales de cobre. Se apoyan sobre sedimentitas rojas del miembro superior de la Formación Vizcachera.

En esta zona, Krallman (1994) describió lavas oscuras de composición andesita basáltica con un espesor entre 25 - 35 m, dispuestas en discordancia erosiva sobre una secuencia plegada de 180 m de espesor compuesta por lavas de grano fino, sedimentos rojos, conglomerados, areniscas con intercalaciones de tobas y diques dacíticos del Terciario superior. En la parte inferior de la secuencia sedimentaria existen fanglomerados polimícticos con clastos de metasedimentitas ordovícicas, areniscas rojas del Cretácico (Subgrupo Pirgua) y escasos fragmentos de riodacitas. Las lavas recientes tienen textura hialocristalina a intersertal, formada por olivinas (3% vol.) de diferentes tamaños con textura esquelética y cloritizadas y ortopiroxeno (3-5 % vol.) incoloro, variedad hipersteno, hipidiomorfo, de hasta 0,8 mm de largo, intercrecido con microlitas de plagioclasa. Hay escasa augita y biotita en la matriz, la que está integrada principalmente por microlitas de plagioclasa inmersas en vidrio y afectada por una alteración carbonática póstuma. Se pueden observar xenolitos reabsorbidos, con xenocristales de feldespato potásico de hasta 1 cm de largo rodeados por una mezcla de carbonatos, vidrio castaño, clinopiroxeno y zoisita (Krallman, 1994).

Al sur del paso de Sico, en la ladera norte del estratovolcán del Rincón, existen dos conos monogénicos con pequeñas corrientes de lava y escasos depósitos piroclásticos tipo estromboliano. Las vulcanitas son negras, sin evidencias de una fuerte erosión. Según Krallman (1994), son andesitas basálticas de textura porfírica hipocristalina, con olivina (8% vol.) con bordes reabsorbidos y en parte cloritizada, augita (7% vol.) idiomorfa que se pre-

senta como fenocristal y en la matriz vítrea fluidal, junto con microlitas de plagioclasa. Hay estructuras bandeadas entre componentes de distintas tonalidades producto de concentraciones y morfología diferentes entre plagioclasa y clinopiroxeno.

Al norte del paso de Huaitiquina, a partir de un centro monogénico bajo, se desprende una colada de lava con un largo aproximado de 3,5 kilómetros. La lava es de color gris oscuro, tiene composición andesítica y es rica en cristales (Krallman, 1994). La textura es porfírica a glomeroporfírica hialocristalina. Está compuesta por escasa olivina corroída en los bordes que se presenta en agregados con piroxenos e hipersteno idiomorfo (3% vol.) con bordes transformados en augita. La augita se halla en la matriz en forma anhedral. La relación ortopiroxeno/clinopiroxeno es de 1:3. Las microlitas de plagioclasa se disponen siguiendo la estructura fluidal de las vulcanitas. Algunos individuos de mayor tamaño, entre 1,4 y 3,2 mm, tienen bordes y zonas de reabsorción. Hay xenocristales de feldespato potásico y cuarzo con bordes fuertemente reabsorbidos.

En la región próxima a la laguna de Jama, los centros monogénicos están constituidos por conos de escoria y coladas andesítico - basálticas. Son rocas afaníticas a porfíricas con 3 a 5% de fenocristales de piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno) y de plagioclasa, inmersos en una matriz hialopilítica a pilotácica (Coira y Caffè, 1999). Las proporciones de SiO₂ varían entre 52 - 58%, son rocas calcoalcalinas con altos contenidos en K, relaciones Ba/La = 11-13 y La/Ta = 30-36. Estas características corresponden al grupo geoquímico de magmas calcoalcalinos con altos contenidos en K y relaciones La/Ta > 25 identificado previamente por Kay *et al.* (1994) para el vulcanismo máfico moderno de la Puna; estos autores evidenciaron, para el origen de estos magmas, una participación de contaminantes corticales según anomalías negativas de Eu, relaciones radiogénicas de Sr y no radiogénicas de Nd y por la presencia de xenocristales de cuarzo y plagioclasa.

Al este de la laguna Ana existen varios flujos aislados de lavas que conforman los Cerros Negros. Las coladas tienen una longitud entre 0,5 y 1 km y hasta 20 m de espesor. Las vulcanitas tienen coloraciones gris oscura, negra y rojiza. La composición es de andesita basáltica, constituida por olivina alterada a clorita, hipersteno hipidiomorfo de hasta 0,2 mm y augita idiomorfa, dispersos en la matriz. La biotita es muy escasa. La plagioclasa se halla

como microlitas conformando el 70 % vol. de la matriz (Krallman, 1994).

Al este de la zona denominada como Casa El Porvenir, en el borde oeste del salar de Cauchari, Krallman (1994) describió mantos de lava de 1 km de largo de color gris a negro, fuertemente erodados. Las vulcanitas tienen composición de andesitas basálticas, con textura hialocristalina porfírica a glomeroporfírica, de grano muy fino, constituida por agregados de grano grueso de ortopiroxeno - clinopiroxeno, olivina hipidiomorfa rica en Mg (3% vol.), hipersteno y augita diopsídica. La plagioclasa se presenta como microlitas en la matriz junto con pequeños cristales idiomorfos de augita. Es común la existencia de grandes xenocristales de cuarzo, reconocibles a simple vista.

Las lavas andesítico - basálticas están en general asociadas con fallas, en algunos lugares son netamente fisurales, sin un centro de emisión definido, como los de El Toro y este de Olaroz - Cauchari. En otros sitios, en cambio, hay un claro centro monogénico, como los de Esquina del Rincón, Huaitiquina y Casa El Porvenir.

Relaciones estratigráficas

Al oeste del salar de Cauchari las lavas se apoyan discordantemente sobre sedimentitas plegadas del miembro superior de la Formación Vizcachera. En los alrededores de El Toro, los basaltos yacen sobre rocas ordovícicas, sobre las ignimbritas de Coyaguayma y sobre la Formación Sijes. Al oeste de la sierra de Lina se apoyan en discordancia sobre lavas andesíticas del Complejo Aguiliri.

En el área de Esquina del Rincón y al norte del paso de Huaitiquina, las estructuras monogénicas se desarrollan directamente por encima de la Ignimbrita Atana.

En Casa El Porvenir, las lavas están dispuestas en forma discordante sobre sedimentitas del miembro superior de la Formación Vizcachera, generadas a partir de una falla con rumbo N-S, que provocó el cabalgamiento de las secuencias del Complejo turbidítico de la Puna sobre los depósitos del Mioceno.

Correlaciones y edad

Los centros monogénicos mencionados han sido correlacionados por Coira y Caffè (1999) con el vulcanismo máfico de los cerros Tuzgle, Chorrillos y San Jerónimo, de edad pleistocena media

a superior (0,5±0,2 Ma, 0,2±0,15 Ma y 0,78±0,1 Ma, respectivamente).

2.5.6. PLEISTOCENO - HOLOCENO

Depósitos lacustres evaporíticos (44)

Cloruros, sulfatos y boratos; pelitas

Antecedentes y distribución areal

Estudios de depósitos evaporíticos en la región fueron llevados a cabo por Catalano (1927), Igarzábal *et al.* (1987) y Alonso (1999b).

Estos depósitos se hallan en depresiones que separan los cordones montañosos. El drenaje fluvial se distribuye hacia salares y lagunas. Los mayores cuerpos evaporíticos son Salinas Grandes, Rincón, Jama, Cauchari y Olaroz.

En el sector este de la Hoja, a continuación del piedemonte distal, se formaron depósitos de playas salinas con evaporitas. Similares acumulaciones surgieron del río San Antonio de los Cobres, que desemboca también en la depresión de Salinas Grandes.

Litología

Igarzábal *et al.* (1987) establecieron una zonación simple en el salar del Rincón, con mayor crecimiento de halita hacia el interior del salar y márgenes levemente carbonatadas. El sulfato tiene una distribución intermedia mezclado con halita, glauberita, thenardita y ulexita. Alonso (1987) asoció el origen del bórax en salares, con manantiales termales ricos en boro, con circulación de agua a través de fracturas que habrían controlado la formación de las depresiones y posterior evolución a salares.

Los salares actuales se crearon a partir de cuencas endorreicas en combinación con fuerte aridez y gran altitud. Están compuestos por cloruros, sulfatos y boratos, intercalados con depósitos pelíticos.

El vulcanismo activo durante el desarrollo de estos salares, aportó distintos iones al sistema, que hoy se expresa en importantes volúmenes de sales diversas, con predominio de las cloruradas sódicas (Alonso, 1999b). Los salares de Cauchari y del Rincón, las Salinas Grandes y la salina de Jama tienen importantes depósitos de boratos, ulexita y bórax. En el borde occidental del salar de Cauchari existen numerosas fuentes termales extinguidas, con restos de géiseres y estructuras de conos. Alonso (1999b) indicó que estas fuentes termales habían aportado el boro a las cuencas.

En estos bajos se acumularon sedimentos finos y sales, que muestran una superficie agrietada en polígonos de bordes levantados, por la cristalización de soluciones salinas.

Edad

Las cuencas endorreicas de la región dieron origen a lagos de agua dulce durante el Pleistoceno, que se salinizaron y desecaron durante el Holoceno, formando los salares (Igarzábal, 1984, 1991).

2.5.7. HOLOCENO

Depósitos coluviales (45)

Bloques, cantos rodados y arenas

Estos depósitos asignados al Holoceno se localizan en las márgenes del río Coranzulí como producto de derrumbes y deslizamientos de rocas ignimbríticas. Otros se distribuyen hacia el margen occidental de la Hoja, cercano al límite con Chile. Están formados por materiales inconsolidados, desde bloques hasta cantos rodados y arenas. Estos detritos se originaron en los interfluvios montañosos. Aparecen distribuidos ampliamente en forma discordante sobre el sustrato y tienen espesores variables que aumentan hacia las zonas bajas.

Depósitos de abanicos aluviales (46)

Bloques, gravas, arenas, limos y evaporitas

Distribución areal

Los piedemontes que se ubican hacia la parte inferior de las laderas de los frentes montañosos ocupan una gran extensión. En el sector oriental de la Hoja se observan secuencias aluviales que integran el gran cono del río de las Burras. Al norte del cerro Negro se localizan los depósitos del cuerpo aluvial de Abdón Castro Tolay que desde allí provee con sus materiales al río de las Burras. Por el sur, se halla el del río San Antonio de los Cobres. Todos estos depósitos marginan perimetralmente las Salinas Grandes, junto con los situados al este de la sierra de Cobres.

El río Rosario genera un cuerpo aluvial que rodea por el norte al salar de Olaroz. Otros depósitos se disponen en el valle del río Pastos Chicos, en los alrededores del salar de Cauchari e inmediatamen-

te al sur del de Olaroz, donde se observan paisajes pedemontanos de largas bajadas.

Litología

Los abanicos forman potentes acumulaciones sedimentarias con capas estratificadas de gravas y arenas que hacia los sectores distales pasan a limos y evaporitas.

El relieve elevado proporcionó los materiales que se depositaron en las partes más bajas de las laderas. Estos campos de bloques, cantos rodados y arenas se han formado por el transporte y depósito generados por mantos de creciente.

Relaciones estratigráficas y edad

La última generación de abanicos aluviales de estas cuencas se sobrepone a los anteriores. En los sectores distales se interdigitan entre sí conformando la transición hacia los depocentros. Por su relación estratigráfica con otros depósitos cuaternarios y su morfología de abanicos bien conservados se asigna a esta unidad edad holocena.

Depósitos fluviales (47)

Arenas y cantos rodados

Parte de estos depósitos fueron cartografiados y analizados por Méndez (1997). Se encuentran hacia las zonas bajas de los valles fluviales y se distribuyen en ambas márgenes constituyendo rellenos importantes. Los más significativos son los originados en los ríos Pastos Chicos y de las Burras.

La unidad está integrada por materiales clásticos de tamaños que varían entre arenas y cantos rodados con participación de finos, a los que se puede agregar material proveniente de cenizas volcánicas.

Estos depósitos se encuentran en arreglo horizontal, cubriendo en forma discordante el anterior relieve, especialmente los situados en quebradas. Se los asigna al Holoceno-Reciente.

3. ESTRUCTURA

3.1. ESTRUCTURA NEOPROTEROZOICA

El Proterozoico de la Hoja Susques está representado por el Complejo Puncoviscana que aflora en la sierra de Cobres, al suroeste de Cangrejillos y en el cerro Morro. Las estructuras dominantes son pliegues apretados con ejes fuertemente buzantes y que presentan clivaje de plano axial asociado.

En el área de la quebrada de Matancilla, el clivaje ($315^{\circ}/65^{\circ}$), continuo en los bancos pelíticos y espaciado en las grauvacas, presenta muy bajo ángulo con la estratificación.

En el cerro Negro, situado en el borde noroccidental de la depresión de las Salinas Grandes, los pliegues exhiben flancos muy verticalizados ($300^{\circ}/85^{\circ}$), con ejes buzantes al sur ($200^{\circ}/25^{\circ}$). El clivaje de plano axial ($300^{\circ}/62^{\circ}$) está crenulado y cortado por venillas de cuarzo, oscuras y blancas, con orientaciones que indican etapas progresivas y continuas dentro de un mismo evento deformacional.

En la quebrada Sansana, al norte de Cangrejillos, el Complejo Puncoviscana está intensamente deformado en pliegues apretados con longitudes de onda de pocos metros. Está integrado por una secuencia rítmica de pelitas y grauvacas. Los pliegues buzán al NNO con ejes de $295^{\circ}/35^{\circ}$ y $305^{\circ}/56^{\circ}$ y flancos volcados al suroeste. En las proximidades de Cangrejillos existen figuras de interferencia de pliegues que muestran polideformación. Superpuesto a la deformación más antigua se registra otra, caracterizada por pliegues abiertos buzantes al norte.

El cierre de la cuenca de Puncoviscana se produjo durante la Fase Tilcara entre los 600 y 540 Ma, con la formación de un orógeno que en su franja oriental presenta, a nivel regional, plegamientos y sobrecorrimientos propios de un cinturón plegado de piel fina (Omarini y Sureda, 1993). La expresión de dicha fase está representada en la región por la discordancia angular entre el Complejo Puncoviscana y el Grupo Mesón.

3.2. ESTRUCTURAS DEL PALEOZOICO INFERIOR

La cuenca ordovícica del noroeste argentino, ampliamente analizada por diversos autores (Mon y Hongn, 1987; Bahlburg, 1990 a; Hongn, 1992, 1994; Coira *et al.* 1999; Moya, 1999; Hongn y Mon, 1999b; Astini 2003) registra una sucesión de eventos tectónico-estratigráficos representados por las fases Iruya en el Cámbrico superior tardío, Tumbaya (Moya, 1997) en el Tremadociano y Ocloya en el Ashgilliano. La naturaleza tectónica y/o eustática de las dos primeras fases es aún motivo de discusión, aunque los resultados de trabajos estructurales recientes documentan con mayor énfasis su carácter extensional, mientras que la Fase Ocloya exhibe evidencias claras de tectónica compresiva.

La Fase Iruya, atribuida por Moya (1997) a eventos regresivos del Cámbrico superior, se manifiesta

por medio de una discordancia erosiva que separa el Grupo Mesón del Grupo Santa Victoria. El emplazamiento de cuerpos ígneos entre los 490 a 470 Ma (Lork y Bahlburg, 1993; Haschke *et al.*, 2005; Coira *et al.*, 2008) en las sierras de Cobres y Tanque, sincrónicos con metamorfismo y deformación (Hongn *et al.*, 2006; Kirschbaum *et al.* 2006; Coira *et al.*, 2008) y la presencia de gabros alcalinos con signatura mantélica (Coira *et al.*, 2008, 2009) asociados a estructuras mayores, constituyen indicios de un régimen tectónico dominado por extensión.

La sierra de Cobres está limitada en su ladera occidental por una falla de rumbo N-S inclinada al oeste que pone en contacto rocas ordovícicas con cámbricas y cretácicas, en relación de falla normal en el tramo sur e inversa en el tramo norte. La existencia de intrusivos dacíticos ordovícicos intensamente deformados a lo largo de la traza de la falla, próximos a olistostromas de cuarcitas en pelitas tremadocianas y de zonas de brechas selladas por rocas ordovícicas, revela que parte de esta estructura fue activa desde el Ordovícico inferior. Las características litológicas de esos olistostromas, asociadas a una estructura mayor, son similares a las observadas en la sierra de Aguilar, donde Seggiaro (2004) atribuyó su generación a un evento extensional coetáneo con la Fase Tumbaya. Esta fase registra a nivel regional evidencias estructurales (Hongn *et al.*, 2006) e inestabilidades en los depósitos tremadocianos atribuidas al colapso de un alto subacuático (Moya, 1999).

La cuenca ordovícica en la Puna registra un proceso continuo de deformación extensional que dominó desde la Fase Iruya hasta el pasaje a un régimen compresivo a partir del Arenigiano, con la formación de cuencas de antepaís (Bahlburg, 1990a; Astini, 2003).

Durante el Ordovícico tardío se produjeron eventos compresivos asignados a la Fase Ocloya (Turner y Méndez, 1975; Mon y Hongn, 1987; Astini, 2003; Ramos, 2008), generados como producto del amalgamamiento del suroeste del Gondwana. Bierlein *et al.* (2006) atribuyeron edades de mineralizaciones de 440 Ma a la deformación oclóyica en el Ordovícico superior. Los movimientos oclóyicos produjeron pliegues con clivaje de plano axial (Mon y Hongn, 1987) vergentes en algunos casos hacia el oeste y en otros hacia el este. El acortamiento estimado para la Puna como consecuencia de la tectónica oclóyica es del 50% (Hongn, 1992). Durante esta fase, las rocas ígneas fueron deformadas junto con las sedimentitas ordovícicas (Hongn, 1994). La intensidad de plegamiento presenta un marcado control litológico y de espesores de los estratos.

Las rocas ordovícicas presentan más deformación en la Puna que en el borde este de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas, donde están separadas de las unidades paleozoicas suprayacentes por una suave discordancia angular. Esta anisotropía regional influyó en el posterior desarrollo de la tectónica andina. Así, mientras en la Puna el Ordovícico se comportó como un bloque rígido, en las Sierras Subandinas las sedimentitas ordovícicas actuaron como unidades de la cobertura (Hongn, 1992).

Moya (1999) postuló que la deformación de las unidades ordovícicas corresponde a acontecimientos pos-ordovícicos debido a que no se registra discordancia angular entre los depósitos del Ordovícico superior y los del Silúrico en la parte oriental de la cuenca. Reafirmando esta última interpretación, Moya (2015) consideró que la discordancia Oclóyica obedece a procesos exclusivamente erosivos sin evidencia de actividad tectónica, en contraposición con las interpretaciones de los autores arriba mencionados.

3.3. CICLO ANDINO

3.3.1. EL RIFT CRETÁCICO Y SU INVERSIÓN TECTÓNICA

Durante el Cretácico se desarrolló en el noroeste argentino un *rift* intracratónico representado por sedimentitas del Grupo Salta, cuerpos graníticos (Aguilar, Abra Laite, Tusaquillas y Rangel) y emisiones de basaltos (Zappettini, 1989; Menegatti *et al.*, 1997; Viramonte *et al.*, 1999; Cristiani *et al.*, 1999).

El Subgrupo Pirgua, integrado por depósitos continentales, constituye la respuesta sedimentaria a la etapa mecánica del *rift* controlada por esfuerzos tensionales y la consecuente generación de fallas normales de alto ángulo.

Durante el período de *postrift* dominó la subsidencia térmica cuyo registro sedimentario está representado por las unidades integrantes del Subgrupo Balbuena, que traslapan los depósitos del Subgrupo Pirgua.

La configuración estructural de los cabalgamientos generados durante la tectónica andina estuvo parcialmente controlada por el diseño y la distribución de las estructuras vinculadas con el *rift*. Las fallas normales, con rumbos variables, se reactivaron durante la orogenia andina sobre rampas laterales, frontales u oblicuas, formando en muchos casos estructuras transversales al rumbo andino regional.

Las fallas normales constituyeron vías favorables tanto para el ascenso de cuerpos ígneos

(granitoides, pórfiros, diques), como para la alimentación de cámaras magmáticas y la implantación de aparatos volcánicos (estratovolcanes, volcanes monogénicos y calderas) durante la evolución del arco magmático andino.

Asociadas con el desarrollo del magmatismo cenozoico y con las estructuras que controlaron los bordes del *rift* cretácico, se vinculan manifestaciones y concentraciones metalíferas de Pb, Zn, Ag, Cu y W, entre otras.

En el ámbito de la Hoja Susques se detectaron estructuras de borde de grábenes que delimitan depósitos de *sinrift* compuestos por el Subgrupo Pirgua. Las variaciones de espesores de estos depósitos y su relación con las unidades suprayacentes del Subgrupo Balbuena constituyen indicadores de los límites de las fosas y de la distribución de los pilares tectónicos.

La morfología del área está caracterizada por cordones alargados en dirección N-S, de más de 100 km de largo por 10 a 15 km de ancho, integrados, desde el oeste hacia el este, por las sierras de Lina, Tanque-Taire y Cobres-Rangel-Tusaquillas, separadas por planicies extensas ocupadas por los salares de Olaroz-Cauchari, los valles de los ríos Coranzulí y de las Burras y la laguna Pozuelos.

La mayoría de los cordones montañosos tienen afloramientos del Subgrupo Pirgua y en casi todos es posible observar tramos recortados de fallas normales y en algunos casos pliegues como remanentes estructurales de la etapa extensional cretácica.

En los bajos y planicies actuales afloran rocas del Subgrupo Balbuena directamente apoyadas sobre unidades paleozoicas, mientras que las sedimentitas del Subgrupo Pirgua se restringen a los cordones montañosos.

Los registros estructurales y estratigráficos presentan un correlato con la morfología actual, posiblemente configurada por la inversión parcial del relieve del *rift*, donde parte de los bajos de la época cretácica corresponden a las sierras actuales, y los antiguos pilares tectónicos, a las planicies ocupadas por salares y valles fluviales.

Los remanentes de grábenes identificados permiten inferir la presencia de al menos dos fosas principales elongadas en dirección N-S a NNE-SSO:

- Graben de Tusaquillas-Matancilla-Concordia
- Graben de Tanque-Taire-quebrada Lari

Graben de Tusaquillas-Matancilla-Concordia

La fosa de Tusaquillas está al oeste de la sierra homónima, compuesta por granitoides de edad cretácica

(Cristiani *et al.*, 1999), y al este de la sierra de Vicuña yoc. En el valle de Tusaquillas afloran sedimentitas del Subgrupo Pirgua restringidas a una faja de poca longitud ubicada al norte de la localidad de Castro Tolay. Esta fosa habría estado delimitada por dos fallas normales durante el Cretácico, posteriormente reactivadas a inversas con inclinaciones opuestas durante el Terciario. El control de los límites de los depósitos de *sinrift* está proporcionado por la relación discordante de la Formación Yacoraite sobre rocas ordovícicas en la sierra de Vicuña yoc, inmediatamente al oeste de la falla que margina la fosa en su borde occidental.

La presencia de los granitoides que integran la sierra de Tusaquillas, con edades que varían de 152 Ma (Ar/Ar, biotita, Granodiorita Pura) hasta 140 Ma (Rb/Sr, Cristiani *et al.*, 1999, Granito Tusaquillas), indica que su evolución magmática comenzó a partir de las etapas iniciales del ciclo extensional en el Jurásico. Los intrusivos están relacionados espacialmente con la falla principal que delimitó el graben de la fosa de Tusaquillas. Los intrusivos graníticos cretácicos están asociados con mineralizaciones de wolframio.

La fosa de Tusaquillas, de orientación NNE–SSO, continúa hacia el sur entre la sierra de Cobres al este y el cerro Matancilla al oeste. A lo largo de esta fosa se encuentra alineado el complejo ígneo de Rangel, de carácter alcalino, constituido por granitos y sienitas de edad cretácica (Zappettini, 1989; Menegatti *et al.*, 1997), cuya sugestiva localización y morfología podrían estar relacionadas con la falla del borde occidental del graben de Tusaquillas. Asociados con el magmatismo cretácico se manifiestan mineralizaciones de torio y del grupo de las tierras raras.

En la fosa de Matancilla, los afloramientos del Subgrupo Pirgua están cabalgados por sedimentitas ordovícicas de la sierra de Cobres mediante una estructura con vergencia al este.

La presencia de diques básicos alcalinos de aproximadamente 112 Ma (Ar/Ar, flogopita) a lo largo de la quebrada de Matancilla, establece una evidencia más del control estructural del magmatismo cretácico durante el período de *rifting*.

En el cerro Pozo Cavado, al oeste de la localidad de Cobres, y en la quebrada El Charco, al este de Sey, los estratos del Subgrupo Balbuena se apoyan directamente sobre el Ordovícico, indicando que la sierra de Cobres habría conformado un pilar tectónico que delimitó el graben por el oeste.

Los depósitos del Subgrupo Pirgua aumentan su espesor hacia el sur en una faja que se prolonga hasta el distrito minero Concordia, cuya

mineralización polimetálica (Pb-Ag-Zn-Au) de edad miocena, se encuentra alojada en los conglomerados del Subgrupo Pirgua y está asociada con las fallas normales que marginan el graben.

Graben de Tanque-Taire-quebrada Lari

Las sierras de Tanque y Taire tienen una estructuración de unidades que involucran rocas del basamento paleozoico ígneo y sedimentario, de los subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara y de unidades terciarias sedimentarias y de cuerpos dacíticos del Mioceno. Las rocas cretácicas y terciarias se disponen en pliegues apretados y en cabalgamientos con doble vergencia.

En la entrada de la quebrada de Tanque, una falla directa que inclina hacia el oeste pone en contacto rocas ordovícicas con conglomerados del Subgrupo Pirgua. Esta estructura se prolonga en forma continua hacia el sur hasta la sierra de Taire y delimita una subcuenca de *sinrift* en su borde oriental.

En los tramos donde el desplazamiento de la compresión andina superó al generado durante la extensión cretácica, no es posible identificar el antiguo borde del graben. Así, entre la quebrada de Taire y la quebrada Lari se observan fragmentos de fallas normales segmentados por cabalgamientos andinos.

En el tramo comprendido entre las quebradas de Tanque y Taire, la falla directa quedó preservada de los esfuerzos andinos en su tramo superior. El rechazo generado por la compresión se resolvió por medio de un cabalgamiento en atajo (*short cut*) de rocas ordovícicas sobre sedimentitas terciarias.

En el bloque descendido por la extensión cretácica, los esfuerzos compresivos generaron pliegues intensamente apretados y cortados por fallas fuera de secuencia. Las unidades de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara están volcadas y cortadas por una falla próxima a la superficie axial del sinclinal. La geometría del plegamiento muy apretado y con un flanco volcado podría deberse al desarrollo inicial de un pliegue de propagación de falla, cortado fuera de secuencia por migración del punto ciego.

El pequeño radio de curvatura de los pliegues y la marcada asimetría con vergencia hacia el este constituyen una característica de plegamiento concentrado a lo largo de la sierra. Esto sugiere un aumento local de la deformación de las sedimentitas, controlado por el contrafuerte de un pilar tectónico integrado por granitoides y sedimentitas ordovícicas.

Sobre los estratos del Grupo Salta se apoyan, por medio de una fuerte discordancia angular, depó-

sitos de abanicos aluviales terciarios, cuya fracción gruesa está constituida por clastos de metasedimentitas y granitoides del Ordovícico. Estos depósitos corresponden al relleno de la cuenca de *piggy back* generada como respuesta al levantamiento de la sierra de Tanque luego del plegamiento del Grupo Salta. La acción erosiva sólo permite ver las partes distales de los abanicos en las laderas occidentales de la sierra de Tanque que delimitan la actual cuenca de los salares de Olaroz y Cauchari.

A lo largo y en las proximidades de la estructura reactivada que controló el borde oriental del graben, se distribuyen diversos cuerpos intrusivos tanto cretácicos como terciarios, algunos de ellos vinculados con mineralizaciones o zonas de alteración de presumible edad miocena. En la quebrada de Tanque se observa una zona de alteración, desarrollada sobre las sedimentitas ordovícicas, vinculada con el área de brecha de la falla normal. Hacia el sur, en la zona de la quebrada de Taire se emplaza un pequeño intrusivo diorítico de $115 \pm 0,4$ Ma (U/Pb, sobre circon) que pone en evidencia el control estructural y la relación del magmatismo con la evolución del *rift*. Por otro lado, varios pórfiros dacíticos terciarios (Schwab y Lippolt, 1974) con manifestaciones de plata (mina Yungara), aflorantes al sur de la quebrada de Taire y en el extremo sur de la sierra, en el área de Concordia, con mineralizaciones polimetálicas de Pb-Zn-Ag, están alojados en depósitos conglomerádicos del Subgrupo Pirgua en el borde de estructuras cretácicas reactivadas durante el Neógeno.

3.3.2. EVOLUCIÓN DE LA FAJA PLEGADA

La evolución del sistema de cabalgamientos andinos en la región estuvo signada por la estructuración generada durante la tectónica cretácica, por la geometría de los depósitos de *sinrift* y por las anisotropías litológicas y estructurales del basamento paleozoico. La inversión tectónica creó geometrías de estructuras y trayectorias de cabalgamientos con características más complejas que los sistemas de fajas plegadas de secuencias estratificadas sin estructuración previa, como el sistema subandino septentrional.

En el ámbito de la Hoja Susques se reconocen cuatro cabalgamientos principales vergentes al E representados por cadenas montañosas elongadas en sentido N-S, que de O a E se denominan: 1) cabalgamiento Borde de Pircas, 2) cabalgamiento sierra de Lina, 3) cabalgamiento sierra de Tanque y 4) cabalgamiento sierra de Cobres. Cada lámina de cabalgamiento presenta una asociación de estructuras menores dispuestas en sistemas de láminas imbricadas y retrocorrimientos.

En todos los casos los niveles basales de la lámina del bloque colgante están integrados por rocas ordovícicas, mientras que el despegue basal localizado en el Complejo Puncoviscana se encuentra entre los 15 y 20 km de profundidad (Mingramm *et al.*, 1979; Cahill *et al.*, 1992; Cladouhos, 1993; Kley, 1996) y alcanza la superficie en la Cordillera Oriental, al E de la Hoja.

La composición de las rocas ordovícicas, compuestas por sedimentitas con plegamiento intenso, rocas volcánicas y granitoides, le confieren particularidades reológicas asimilables al basamento, de modo que el estilo tectónico de la región reúne las características típicas de fajas plegadas de lámina gruesa.

Los primeros registros sedimentarios de facies distales del acortamiento andino se produjeron a partir del Eoceno y corresponden a los depósitos aluviales efímeros de la Formación Casa Grande, sin descartar que las unidades superiores del Grupo Salta (Subgrupo Santa Bárbara) podrían constituir los primeros indicios de la etapa compresiva.

El acercamiento del frente orogénico hacia el antepaís originó facies más gruesas con depósitos de abanicos aluviales. Los depósitos sedimentarios paleógenos muestran la evolución de cuencas de antepaís fragmentadas, lejanas al frente orogénico, en las que se registran influencias de paleorrelieves heredados de la tectónica extensional y rejuvenecidos por inversión tectónica, como el caso de depósitos conglomerádicos en niveles paleógenos inferiores en el área de Catua y al norte de Olacapató.

El ascenso de la Puna comenzó a los 17-15 Ma (Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Alonso, 1987) mediante la combinación de esfuerzos compresivos y fuerzas de flotación por adición de magma en la corteza (Allmendinger, 1986).

A partir del Mioceno medio (15 Ma) el frente orogénico se instaló en la región, los cabalgamientos cortaron los depósitos iniciales de la cuenca de antepaís con la generación de cuencas de *piggy back*. También durante este tiempo se produjo el emplazamiento del arco magmático con el dominio de estratovolcanes y la generación de calderas como la del Coranzulí, a partir de la emisión de importantes volúmenes de piroclastos.

El rango de edad de los cabalgamientos está dado por las ignimbritas y niveles piroclásticos de 12 Ma, deformados y cortados por cabalgamientos en el sur de la Hoja y por las ignimbritas no deformadas de Coranzulí, de 6,4 Ma, ubicadas en el norte del área de trabajo.

La presencia indeformada del manto ignimbrito de Coranzulí indica que a partir de los 6,4 Ma, la Puna migró hacia el E sobre el nivel de despegue

basal con un comportamiento tectónico pasivo sin mayor deformación interna.

La coincidencia de la finalización de la deformación en la Puna con el inicio de la estructuración de las Sierras Subandinas podría interpretarse como partes de un mismo proceso de migración del frente orogénico hacia el antepaís.

Las trazas de los cabalgamientos 3 y 4 muestran claras evidencias de la inversión tectónica arriba mencionada. En la evolución de estos cabalgamientos, parte de las fallas principales se habrían generado a lo largo de las zonas de debilidad producidas durante el fallamiento extensional cretácico. Las fallas normales preexistentes fueron reactivadas como fallas inversas de alto ángulo debido a la geometría impuesta por el sistema extensional. La reactivación de las fallas normales estuvo acompañada por una asociación de estructuras complementarias tales como atajos, *by pass* y sistemas imbricados retrovergentes (Mc Clay y Buchanam, 1992).

El cabalgamiento 3 se formó a partir de la reactivación de una falla extensional cretácica cuya inversión parcial evolucionó por medio de un sistema imbricado retrovergente en el bloque colgante y de un cabalgamiento en atajo, vergente al E, en el bloque yacente.

En las proximidades de Coranzulí y Loma Blanca

se reconoció un sistema de fallas transcurrentes de rumbo NO-SE asociadas al lineamiento Coyaguayma. Estas estructuras con desplazamientos dextrales forman parte de un sistema transcurrente mayor que habría favorecido la generación de la caldera de Coranzulí (Seggiaro y Hongn, 1994). Las fallas transcurrentes suelen estar presentes en ambientes de fajas plegadas por efecto de relajación ante la disminución en la intensidad de los esfuerzos compresivos o por desplazamientos diferenciales entre cabalgamientos.

Tanto las estructuras extensionales como las transcurrentes están subordinadas a la tectónica regional dominante de carácter netamente compresivo. En el norte de la Hoja se observan evidencias de movimientos transcurrentes que desaparecen abruptamente hacia el sur. Se destaca que, pese a la proximidad del borde sur de la Hoja con la megatrazza Calama-Olacapato-Toro (COT), no se advierten registros de transcurrancia asociados con esta estructura.

Los escasos registros de tectónica reciente fueron observados en el ámbito de la Hoja sobre la traza del corrimiento 3. Este corrimiento está parcialmente cubierto por la Formación Pastos Chicos, integrada por depósitos de abanicos aluviales de edad pliocena. Los perfiles de estos abanicos muestran variaciones angulares entre la base y el techo (Fig. 8) y están cortados por el cabalgamiento principal



Figura 8. Discordancia progresiva en abanicos aluviales de la Formación Pastos Chicos. Ladera oriental de la sierra de Tanque.

en la parte basal, mientras que en la parte superior se disponen en *onlap* sobre las rocas ordovícicas del bloque colgante. La geometría interna de las capas indica que los abanicos están compuestos por estratos de crecimiento sincrónicos con el desplazamiento de la lámina cabalgante. El desplazamiento de los ápices de los conos cortados por fallas menores próximas a la traza principal, constituye una clara evidencia de neotectónica generada por la reactivación del cabalgamiento 3. La presencia de la Formación Pastos Chicos al noroeste de Catua podría responder a un proceso similar al descrito, aunque esto último no fue constatado en el campo.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

La Hoja Susques se ubica a más de 3000 m s.n.m. y abarca un sector de la gran unidad morfoestructural de la Puna. Su configuración es montañosa, con laderas escarpadas y lomos pronunciados.

Entre las cadenas montañosas se conformaron valles paralelos donde se han acumulado sedimentos y se formaron salares que constituyen los actuales niveles de base locales. El relleno de las cuencas consiste en evaporitas y material clástico aluvial con depósitos tobáceos subordinados (Alonso, 1986; Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991).

4.1.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS

El clima de la comarca es semiárido, influenciado por la cordillera andina que se eleva como una formidable barrera orográfica (meteorológica) con 5000 m de altitud promedio.

Los valores de precipitación y temperatura media anual estimados por Bianchi y Arias (1996) para algunas localidades que componen la Hoja Susques se resumen en el cuadro 1.

Por sus características, el clima se clasifica como continental andino del tipo semidesértico, con ligeras variaciones más húmedas en los valles. En verano la temperatura puede alcanzar 30°C, con una media de unos 18°C, en tanto que en invierno el promedio es de 5°C, con una mínima de -20°C. Las amplitudes térmicas suelen llegar a 36°C, con vientos desde el oeste muy rigurosos entre agosto y septiembre.

En el período más seco las tormentas de arena son frecuentes en casi toda la región, más intensas en algunos parajes como Cortadera, camino al paso Sico al oeste de Catua y en los arenales próximos a Susques. El viento zonda, en agosto-septiembre, eleva la temperatura del aire a razón de 1°C cada 100 m de descenso, lo que provoca una brusca caída en la humedad relativa y una elevada evapotranspiración real.

La alta presión que se origina sobre el territorio boliviano (Amazonas) empuja masas de aire húmedo y cálido (inestable) y ocasiona algunas lluvias y tormentas eléctricas en la zona.

4.1.2. HIDROGRAFÍA

Cuadro 1. Valores de precipitación y temperatura media anual en algunas localidades de la Hoja Susques.

Localidad	Altura m. s.n.m.	Período anual de registro	Continuidad temporal del registro	Precipitación media en mm/a	Temperatura media anual en °C
Abdón Castro Tolay	3438	1972-1990	Interrumpido	180	8,8
Coranzulí	4100	1972-1990	Interrumpido	283	5,9
Sey	3920	1973-1990	Interrumpido	174	6,6
Susques	3675	1972-1990	Completo	188	7,7
Hoja Susques				206	7

Por su aspecto general, el área de estudio está condicionada estructuralmente al rumbo general N-S de las sierras y como consecuencia de esto, se ha formado un sistema de drenaje más numeroso con dirección predominante O-E, con ligeros cambios de dirección. La red de drenaje está poco desarrollada debido a las bajas precipitaciones y a la acción de los vientos.

Los niveles de regresión de paleocostas en las Salinas Grandes indican que la zona fue más húmeda y fría en el pasado. El relieve abierto de las Salinas Grandes favorece la acción del viento, hecho que queda evidenciado por los desplazamientos de dunas a lo largo del río de las Burras.

4.1.3. SISTEMA DE AVENAMIENTO

El territorio más seco en la región mapeada se encuentra hacia el SO, donde la precipitación media anual es menor de 170 mm; en cambio al E (Salinas Grandes) y al N (Coranzulí) aumenta la cantidad de precipitaciones estivales. Esta distribución de lluvias está condicionada por la altimetría creciente desde el este hacia el oeste.

Este clima semidesértico que se identifica por las bajas precipitaciones provoca, sin embargo, erosión hídrica. Es muy importante sobre todo por la torrencialidad de las lluvias que ocurren entre noviembre y marzo.

El tipo de avenamiento centrípeto regional, en la margen izquierda del río Pastos Chicos está caracterizado por cauces de diseño paralelo de larga extensión, en partes enrejado. Este río corre por una suave pendiente hacia el norte, en un valle de características consecuentes.

En estos valles fluviales, asociados en gran medida a zonas de rocas blandas falladas, hay formas y depósitos que indican la existencia de varias etapas de rejuvenecimiento fluvial. Las evidencias de las reactivaciones del paisaje están representadas principalmente por laderas no regularizadas, con superficies escalonadas por la presencia de terrazas aluviales o deslizamientos de diferentes niveles que se encuentran en las márgenes de las quebradas y por los carcavamientos hacia las cabecezas.

El depósito fluvial más significativo en esta zona es el del río de las Burras localizado al este de la Hoja. Tiene una llanura de inundación desarrollada a partir de los aportes de bajadas laterales y de los afluentes de la cabecera, entre los que se destaca el río Coranzulí.

Los cursos que desaguan en las Salinas Grandes

muestran diseño anastomosado que se separan en abanico de distributarios hacia la desembocadura.

4.2. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Los ambientes geomorfológicos (Fig. 9) de la región se diferenciaron en:

- Cordones montañosos formados por rocas sedimentarias
- Cordones montañosos integrados por rocas ígneas
- Depresiones con salares
- Bajadas de piedemonte
- Aparatos y productos volcánicos
- Áreas con modelado eólico
- Áreas con modelado fluvial y abanicos aluviales

4.2.1. CORDONES MONTAÑOSOS FORMADOS POR ROCAS SEDIMENTARIAS

En el relieve de la Hoja se pueden diferenciar tres fajas de cordones montañosos formados por rocas sedimentarias, de orientación N-S, dispuestas paralelas al rumbo andino regional. La occidental corresponde a la sierra de Lina que al sur se convierte en sierra de Guayaos; la oriental está integrada por las sierras de Tusaquillas, Rangel y Cobres, y la central por las sierras de Tanque-Taire y de Olacapato en el extremo sur.

Estos «altos» actúan como barreras orográficas importantes para los vientos húmedos del este, de modo que las laderas occidentales componen zonas de sombra de lluvias con la consiguiente erosión diferencial entre laderas. Los arroyos y zanjones formados en las laderas originaron depósitos del tipo de conos aluviales y terrazas fluviales.

Los cordones serranos se elevan a más de 1000 m desde el fondo del valle, la parte superior de las laderas presenta ligeras convexidades, con poca incisión de cabeceras de quebradas o barrancos. Hacia las zonas más bajas las acumulaciones de derrubios recubren los anteriores perfiles. La acción morfogenética en las laderas es muy importante ya que aporta material para ser movilizado en las quebradas.

Los interfluvios son redondeados y en la mitad superior de algunas laderas existen manifestaciones de soliflucción, con ondulaciones lobuladas y escarpes de anteriores deslizamientos, mientras que

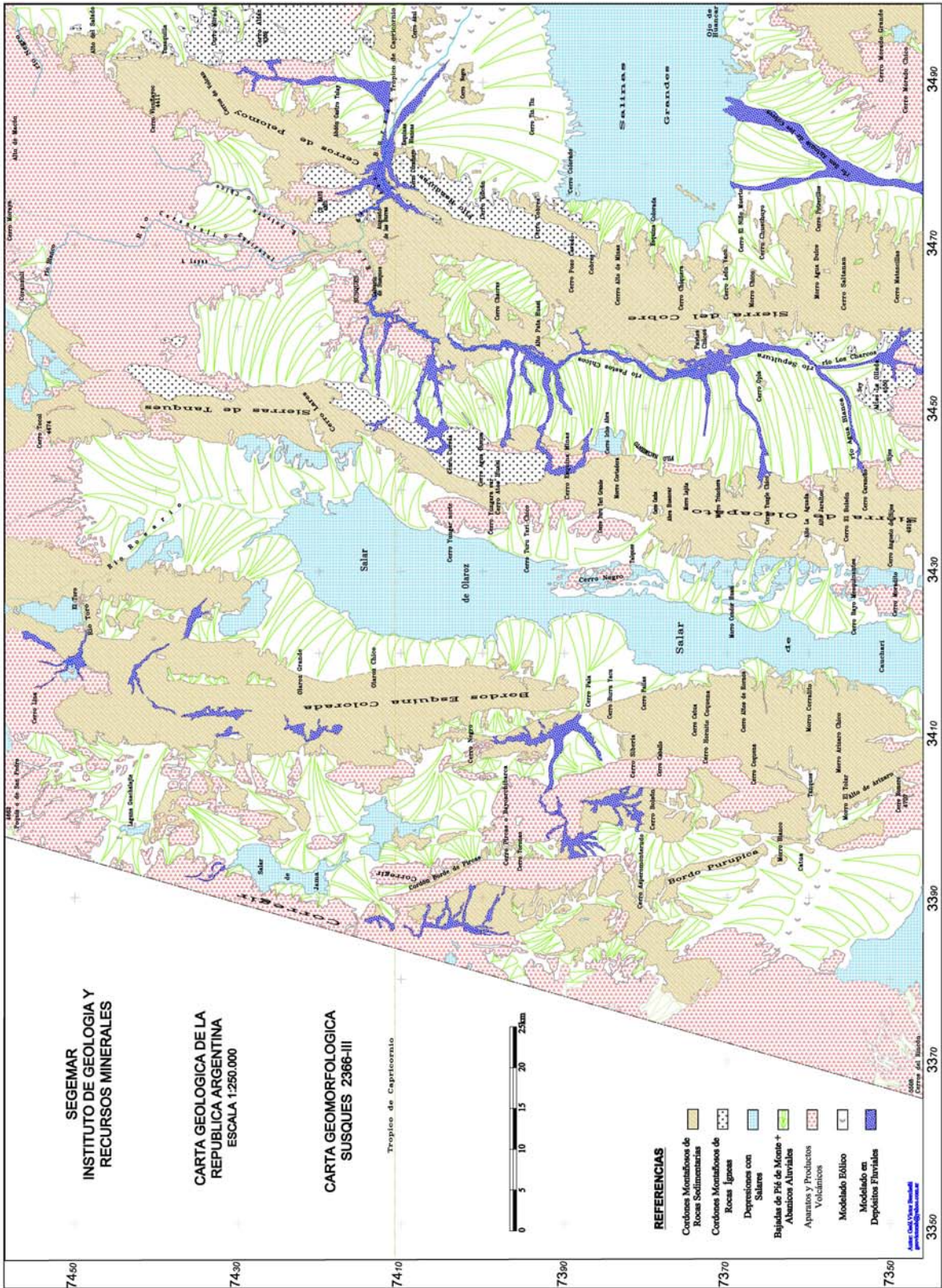


Figura 9. Esquema geomorfológico de la Hoja Susques.

hacia las partes más bajas se acumularon importantes taludes de derrubios.

Las unidades más antiguas afloran en los cordones montañosos en franjas elevadas y alargadas N-S, mientras que las modernas se localizan en las partes más bajas y menos inclinadas, conformando las líneas de drenaje más importantes.

4.2.2. CORDONES MONTAÑOSOS INTEGRADOS POR ROCAS ÍGNEAS

En estos cordones montañosos donde el sustrato está integrado por granitoides, es frecuente la presencia de mantos de escombros como producto de la meteorización. Al existir materiales poco consolidados en las laderas se origina erosión en manto, que baja hacia los valles, favorecida por el carácter torrencial de las lluvias en verano.

Los cordones están circundados por depósitos de piedemonte que se forman a la salida de las quebradas por coalescencia de conos de deyección y en los quiebres de pendientes, que progradan hacia las cubetas más bajas.

Las rocas graníticas muestran en superficie un

diaclasamiento casi vertical, que controla un drenaje irregular con numerosos saltos.

4.2.3. DEPRESIONES CON SALARES

El drenaje endorreico característico de la región tiene su nivel de base en salares y lagunas, como las Salinas Grandes (Fig. 10), del Rincón, Jama, Cauchari y Olaroz. Todos ellos se hallan en sectores deprimidos donde coexisten evaporitas y cuerpos de agua. En estos terrenos se han acumulado sedimentos finos intercalados con costras salinas, que en planta muestran una superficie agrietada en polígonos de bordes levantados, producto de la cristalización de soluciones salinas.

En estas depresiones existen depósitos rocosos, arenosos y de pavimentos de deflación. En las zonas más bajas se pueden encontrar grandes acumulaciones salinas y vegas con suelos hidromórficos, donde el agua tuvo una acción preponderante en el desarrollo del perfil.

Tanto en aerofotografías como en imágenes satelitales se reconocen líneas de costas antiguas en las márgenes de los salares, con diferentes trazas paralelas de las paleoriberas, que indican la



Figura 10. Vista panorámica de las Salinas Grandes.

existencia de períodos de mayor nivel de agua en tiempos pasados.

En el sector este de la Hoja, continuación hacia el sur de la depresión de Abra Pampa, se distinguen acumulaciones con modelado fluvial de mucha extensión originado por el río de las Burras, este gran cono aluvial grada hacia el sureste a un piedemonte distal y luego a depósitos de playas salinas donde se acumulan cuerpos de evaporitas explotables. Condiciones similares se han producido en el río San Antonio de Los Cobres, que desemboca también en la depresión de las Salinas Grandes desde el sur.

La composición de los salares revela que las soluciones emanadas de fuentes volcanogénicas, como así también la meteorización de las rocas volcánicas y los fluidos provenientes de sistemas hidrotermales, han sido las fuentes de los solutos (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1991).

Estos depósitos son el resultado de una extrema sequedad ambiente causada por escasas precipitaciones, vientos intensos, alto índice de evapotranspiración, fuerte insolación y cambios rápidos de temperatura entre el día y la noche.

Las dunas, localmente denominadas *huancares*, son depósitos arenosos ocasionados por deflación de productos de la meteorización y erosión de las rocas, acumulados en diferentes sectores de estas depresiones.

4.2.4. BAJADAS DE PIEDEMONTE

Las bajadas de piedemonte tienen una cuantiosa expresión regional. Los piedemontes que se ubican en las estribaciones basales de los frentes montañosos en algunos casos parten de un frente de falla, con desiguales límites claros y rectilíneos. Estos depósitos se ensamblan entre sí conformando la transición hacia los depocentros.

El paisaje pedemontano se observa al noroeste del volcán Chimpa, al este de la sierra de Cobres, al sur de Abdón Castro Tolay, en el valle del río Pastos Chicos, en los alrededores del salar de Cauchari e inmediatamente al sur de Olaroz. Estas largas bajadas, compuestas internamente por gravas y arenas gruesas, se extienden desde las quebradas con numerosos cauces temporalmente secos y abandonados.

El redondeamiento del relieve serrano por erosión ha provisto los materiales depositados en las zonas más bajas de sus laderas. Estos enormes cam-

pos de grava se han formado por la acumulación de materiales arrastrados en mantos de creciente.

4.2.5. APARATOS Y PRODUCTOS VOLCÁNICOS

Los productos volcánicos son muy importantes ya que abarcan más de la mitad del territorio estudiado. Crean en general paisajes de suaves pendientes por acumulaciones mantiformes de potentes depósitos de lavas y piroclastos.

Las construcciones volcánicas tienen sobreimpuestos procesos erosivos de remoción en masa y acciones fluviales muy importantes. Los edificios volcánicos más grandes son de estratovolcanes en donde los conos han sido construidos con lavas y piroclastos intercalados. Al ser formas elevadas, los procesos erosivos se incrementan, ocasionando gran acumulación de detritos.

En relación con el vulcanismo de la comarca, se buscó diferenciar y caracterizar diferentes coladas y mantos efusivos, como los de Coranzulí, Coyaguayma, Chimpa y Jama en la Alta Cordillera, incluyéndose vastas regiones del límite con Chile como la Ignimbrita Atana.

Las ignimbritas de Coranzulí, Coyaguayma, Chimpa, Jama y Atana conforman un paisaje de mesetas tabulares y rampas cortadas tanto por la erosión vertical como por la retrocedente, con desprendimiento de bloques en sus laderas y frentes que dejaron rocas pedestales remanentes.

La dinámica fluvial ha desarrollado, en estos depósitos piroclásticos, drenaje de tipo paralelo con dirección dominante NO-SE, de fuerte incisión lineal. Se produjeron laderas cortadas por profundos barrancos cuya profusión ha dado lugar a espectaculares paisajes de cárcavas y de deslizamientos.

En las zonas altiplanas de estos depósitos se han formado pequeñas lagunas temporales, y en las laderas que se abren por erosión fluvial frecuentemente se desarrollan grandes deslizamientos, como los del río Coranzulí en cercanías de la confluencia de los ríos Potrero y Negro. Estos cursos han logrado excavar cañones profundos y diseño en bayoneta con curvas casi ortogonales por control de diaclasas. Los torrentes trabajan en la actualidad con fuerza juvenil ocasionando una marcada erosión retrocedente.

El volcán Chimpa muestra en su ladera norte un paisaje de quebradas profundas con ríos de descarga radial centrífuga, desgastando mantos ignimbríticos y derrames andesíticos, generándose numerosos *wadis* en la parte proximal de abanicos aluviales.

La caldera de Coranzulí, de diseño subcircular, ha sido intensamente erosionada por el drenaje de tipo radial centrífugo de cauces con gran poder de incisión. Hacia el sector este se desarrollan varias estructuras volcano-tectónicas anulares en ignimbritas.

Las laderas del estratovolcán Jama, en el límite con Chile, están surcadas por pocas quebradas que drenan hacia el oriente. Para estos ambientes la actividad crioclástica es importante.

El cerro Rincón, localizado en el ángulo suroeste de la Hoja, presenta la cumbre más elevada de la región, con 5508 m s.n. del mar. Tiene sobreimpuesto un drenaje poco marcado por cauces divergentes.

4.2.6. ÁREAS CON MODELADO EÓLICO

Las acumulaciones eólicas más significativas se hallan en el piedemonte del borde norte de las Salinas Grandes y tienen una dirección de transporte hacia el este, en forma de cordones de barjanes encadenados, para depositarse ya fuera de esta Hoja, en la garganta del río Yacoraite. El material procede de las fracciones clásticas sueltas y más finas de la llanura de inundación del río de las Burras y del ápice del gran cono aluvial que se extiende hacia las Salinas Grandes. Esta gran acumulación arenosa se moviliza hacia el naciente.

En inmediaciones de Ojo de Huancar, al sur de Salinas Grandes, la acción eólica re TRABAJA sedimentos aluviales actuales que se han producido bajo condiciones áridas. Otros depósitos arenosos se extienden hacia el este.

La deflación diferencial de materiales piroclásticos acumuló un gran manto eólico que se extiende desde la pampa de Huaitiquina hacia el sureste. La erosión selectiva dio origen a numerosas rocas pedestales y bloques sueltos que rodaron por las pendientes.

4.2.7. ÁREAS CON MODELADO FLUVIAL Y ABANICOS ALUVIALES

Los principales cursos permanentes conforman parte de una red arborescente centrípeta que es consecuente con las inclinaciones hacia las depresiones y con otra componente de declive regional que se dirige hacia el este. Los abanicos aluviales constituyen potentes acumulaciones sedimentarias con capas estratificadas de gravas y arenas que hacia los segmentos distales gradan a limos.

Es frecuente encontrar depósitos originados por

torrentes de barro (*debris flow*) en las márgenes de los cursos principales y secundarios. La disposición de los tributarios que corren hacia los valles presenta mayores áreas drenadas en su margen occidental, con cursos más largos que los orientales.

El río de las Burras avienta una cuenca de forma casi rectangular, orientada N-S, cuya mayor parte está en esta Hoja. Recibe dos afluentes importantes, desde el norte el río Coranzulí que descende desde los 4000 m s.n.m., y por el sur el río Pastos Chicos. Hacia el oriente de la Hoja se diferencian varias secuencias aluviales relacionadas con la dinámica fluvial en el cono aluvial del río de las Burras. El cerro Negro está rodeado por estos depósitos que están incrementados por el cono aluvial de Abdón Castro Tolay proveniente desde el norte.

Desde el sur, el cono aluvial del río San Antonio de los Cobres presenta, en el segmento distal, removilizaciones por viento en arcillas, limos y cenizas volcánicas, que han originado médanos y barjanes sin vegetación.

El río Coranzulí es parte de una red que vista en planta, presenta forma rectangular en bayoneta con fuertes acodamientos aprovechando fracturas transversales. Todos estos cursos de agua se insertan en diaclasas que se produjeron por enfriamiento de las ignimbritas. La existencia de muchos afluentes de corto desarrollo y pendiente muy pronunciada origina, aguas abajo del Angosto de las Burras, el aprovisionamiento de materiales y la acumulación de potentes depósitos sedimentarios en forma de conos aluviales. Como resultado de estas circunstancias combinadas se movilizó un volumen importante de sedimentos, según puede observarse en el gran depósito de bajada del río de las Burras de magnitud kilométrica.

El gran cono aluvial que circunda el norte del salar de Olaroz tiene su área-fuente en la cuenca del río Rosario. La mayor parte del depósito está parcialmente enterrado por varias generaciones de abanicos aluviales procedentes de los frentes occidentales. La fuerte erosión y disección de los tributarios aporta materiales a esas secuencias aluviales cuaternarias.

La última generación de abanicos aluviales se sobreimpone a los anteriores, lo que genera la paulatina colmatación de las cuencas y la consecuente elevación del nivel de base local.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los registros litológicos más antiguos de la re-

gión corresponden a las metagrauvacas y metapelitas del Complejo Puncoviscana. Las sedimentitas fueron depositadas durante el Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1973) en un ambiente de abanico turbidítico intermedio con áreas de aporte lejanas o muy erosionadas (Durand y Rossi, 1999).

La cuenca neoproterozoica habría evolucionado a partir de un régimen extensional con materiales procedentes de masas cratónicas integradas por los escudos de Guyana - Amazonia, Pampia y Río de la Plata. Esta hipótesis está basada en edades de circones en las leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana que reflejan una amplia dispersión que va desde 1800 Ma a 550 Ma (Omarini *et al.*, 1999; Becchio *et al.*, 1999). El significado de las edades más antiguas es atribuido a la erosión de las metamorfitas de los escudos cratónicos, mientras que las de 750 Ma a 550 Ma son atribuidas al desarrollo de un arco magmático en la cuenca del Complejo Puncoviscana (Omarini *et al.*, 1999).

El cierre del Ciclo Pampeano se produjo como consecuencia de la Fase Tilcara, atribuida a un proceso de subducción que culminó con un orógeno (Omarini *et al.*, 1999). La separación entre los ciclos Pampeano y Famatiniano tiene su expresión en la discordancia angular asignada a la fase citada entre el Complejo Puncoviscana y las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón.

El Ciclo Famatiniano, comprendido entre el Cámbrico medio y el Devónico tardío, se inició en el noroeste argentino con depósitos de plataforma del Grupo Mesón, que en la Hoja Susques constituyen los más occidentales de la cuenca. Están integrados por sedimentitas equivalentes a la Formación Chalhualmayoc, unidad superior del grupo, a las que Schwab (1973) denominó Formación Matancilla. La secuencia sugiere un ambiente costero de plataforma somera dominado por barras de arena intermareales a submareales. Esta unidad se encuentra en discordancia sobre el basamento, con un espesor total de 350 metros. Basándose en las características litológicas y en la brusca disminución de espesores del grupo, se infiere que el ámbito de la Hoja Susques constituye una región próxima al borde occidental de la cuenca cámbrica media.

La separación entre el Grupo Mesón y el Grupo Santa Victoria corresponde a la Fase Iruya. La relación entre ambos grupos está marcada por una discordancia fuertemente erosiva aflorante en la sierra de Cobres. Las unidades basales del Grupo Santa Victoria están representadas por conglomerados y olistolitos

de cuarcitas y estructuras de *slumpings* que revelan condiciones de inestabilidad en la cuenca.

En la sierra de Aguilar los registros tectónico-sedimentarios indican una fase tectónica extensional desarrollada durante el Tremadociano inferior (Seggiaro, 2004), atribuible a las etapas iniciales de la Fase Tumbaya (Moya, 1997).

Las características sedimentarias de las secuencias ordovícicas reflejan tres ambientes de depositación diferenciados en complejos volcánico-sedimentarios, turbidíticos y de plataforma. Este último abarca la faja oriental de la Puna, los aportes procederían del umbral de Lipán, propuesto por Moya (1998) como un alto estructural subemergente en la Cordillera Oriental que separó la cuenca ordovícica desde el Tremadociano hasta el Llanvirniano inferior.

Las fallas extensionales ubicadas al oeste del umbral de Lipán, generadas durante un proceso continuo de deformación a partir de la Fase Iruya, Tremadociano inferior, hasta el Arenigiano superior - Llanvirniano inferior, habrían constituido las vías de ascenso de los cuerpos graníticos alineados en el borde oriental de la Puna, cuyas edades van de 490 Ma (Hongn *et al.*, 2002) hasta 450 Ma.

Al tiempo que la tectónica dominante en el bloque oriental era extensional, en el bloque occidental dominó la deformación compresiva con el desarrollo de una faja plegada vergente al E y la instalación de un arco volcánico en el Tremadociano (Bahlburg, 1990 a). Hacia fines del Tremadociano-Llandeiliano finalizó la actividad volcánica de la faja occidental y se produjo el cabalgamiento del arco volcánico tremadociano hacia el este.

Durante el Arenigiano ocurrió la subsidencia de la cuenca en la faja central de la Puna (Bahlburg y Zimmermann, 1999) dominada por depósitos turbidíticos, que podría haberse generado por la tectónica compresiva de la faja occidental de la Puna y extensional de la faja oriental.

En el Llandeiliano finalizó tanto la deformación extensional como el magmatismo bimodal por la aproximación del frente de deformación compresivo proveniente del oeste.

Durante el Caradociano se produjo el plegamiento y el cierre de la cuenca ordovícica por efecto de la tectónica oclóyica. En este tiempo, el sector oriental de la Puna concentró el mayor acortamiento, probablemente debido a la influencia del alto de Lipán como contrafuerte de la faja plegada vergente al este.

En el Cretácico hubo una intensa actividad ígnea,

representada por el emplazamiento de los cuerpos graníticos de Tusaquillas y Rangel y por la intrusión de diques y cuerpos subvolcánicos en la sierra de Tanque. Este proceso estuvo acompañado desde sus inicios por el desarrollo de estructuras extensionales que favorecieron el ascenso y emplazamiento de los granitoides, a la vez que dieron origen a un sistema de grábenes y hemigrábenes que formaron parte de un *rift* intracratónico de carácter regional. La expresión sedimentaria de las etapas iniciales del *rift* (*rift* mecánico) está representada por los depósitos continentales psamíticos del Subgrupo Pírgua. Esta unidad restringió sus depósitos al relleno de las fosas identificadas en la Hoja (véase capítulo de Estructura).

A la extensión mecánica sobrevino la etapa de subsidencia térmica del *rift*, indicada por las sedimentitas del Subgrupo Balbuena. Las formaciones Lecho y Yacoraite, integradas por depósitos clásticos y carbonáticos, traslaparon las fosas rellenas por las rocas del Subgrupo Pírgua.

El Subgrupo Balbuena está integrado por facies proximales con formación de campos eólicos potentes en la parte sur de la Hoja, como al oeste de la sierra de Cobres, donde se observaron paleorrelieves labrados en rocas ordovícicas cubiertos por depósitos eólicos, facies fluviales y transicionales en la parte central y carbonáticas marinas en la franja oriental. Sobre la base de la distribución de estas facies en los escasos afloramientos detectados, se infiere la existencia de un fuerte paleorrelieve al tiempo de la depositación de esta unidad.

Durante el Paleógeno se desarrollaron cuencas lacustres de *sag* representadas por las formaciones Mealla y Maíz Gordo, como expresión final de la etapa de *rift*.

Los depósitos fluviales paleógenos se inician con facies distales de la Formación Lumbrera y continúan con secuencias grano y estratocrecientes como primera expresión estratigráfica del inicio de la tectónica compresiva andina en la región.

El sistema fluvial pasa de valles abiertos con ríos meandrosos a ríos tipo *braided* con aportes de abanicos aluviales en el Neógeno.

Durante el Mioceno se produjo la instalación del arco magmático en la región. Los registros volcánicos más antiguos son los cuerpos subvolcánicos de Yungara y los complejos volcánicos dacítico-andesíticos de Pairique, cerro Bayo, San Pedro y Chimpa.

Durante el Mioceno superior y el Plioceno se generaron emisiones plinianas con formación de grandes calderas, como las del Coranzulí y Atana próximas a la Hoja, a partir de las que se originaron

los mantos ignimbríticos de la parte norte del área estudiada y en el límite con Chile.

La actividad volcánica durante el Mioceno medio al Plioceno ocurrió simultáneamente con el desarrollo de cuencas evaporíticas y de *piggy back*, representadas por las formaciones Sijes y Pastos Chicos, respectivamente, con características propias de condiciones climáticas similares a las actuales en la Puna. En el Plioceno, el vulcanismo se restringió a la emisión de ignimbritas dacíticas del cerro Tuzgle y de basaltos y basandesitas con formación de cuerpos monogénicos comúnmente asociados con fallas extensionales.

Finalmente, el paisaje actual fue modelado a partir de la erosión de aparatos volcánicos y de sierras angostas y elongadas en sentido N-S, desde donde se generan aportes de abanicos aluviales y ríos efímeros hacia las cuencas evaporíticas de las Salinas Grandes, Olaroz-Cauchari y Jama.

6. RECURSOS MINERALES

Dentro de los recursos mineros reconocidos en la Hoja Susques están incluidos yacimientos con cierto significado económico, que fueron aprovechados en algún momento o que están a la fecha en actividad, como también manifestaciones e indicios pequeños con escasa o nula información minera en los que generalmente se realizaron sólo unos pocos laboreos exploratorios.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Antimonio

Minas Cordillera y Cerro Lina

Se han identificado dos yacimientos de antimonio. Uno es la mina Cordillera que se ubica 14 km al O de la localidad de El Toro, cerca del camino que une a ésta con el paso de Jama; el acceso consiste en una huella muy precaria que se aparta hacia el norte desde el camino antes mencionado. El otro es la mina Cerro Lina, que se encuentra en el faldeo sudoriental del cerro homónimo, 12 km al ONO de El Toro.

Ambos depósitos están conformados por vetas de cuarzo, de estructura brechosa, alojados en fracturas y de dimensiones pequeñas. Se los definió como epitermales, siendo su mineralogía bastante sencilla, compuesta por antimonita de textura fibrosa, pirita y cantidades menores de oro; raramente apa-

recen galena y blenda. Como minerales secundarios se observan ocre de antimonio, hematita, limonitas y muy ocasionalmente minerales oxidados de cobre. Las alteraciones dominantes son silicificación, sericitización y argilización (Angelelli *et al.*, 1970).

Las vetas de la mina Cordillera encajan en pelitas y areniscas ordovícicas. El rumbo es de 140°, el buzamiento vertical a subvertical, la potencia de pocos centímetros y la corrida, según lo que indican las labores realizadas, de 100 metros. La mina se explotó en la década de 1950. Una muestra tomada sobre la veta arrojó los siguientes valores: 9460 ppb de Au, 3,7% de Sb, 5470 ppm de As, 3080 ppm de Zn y 1320 ppm de Pb.

La mina Cerro Lina, también reconocida como mina María Angélica, está constituida por una veta de forma lenticular y estructura brechosa, de hasta 3 m de potencia, que se aloja en dacitas e ignimbritas dacíticas del Complejo volcánico Pairique (Angelelli *et al.*, 1970).

Cobre

Mina Torrejos y manifestaciones Marta Elena y Toro Norte

La mina Torrejos I y II se encuentra unos 9 km al oeste de El Toro, cercana al camino hacia el paso de Jama; la manifestación Marta Elena está emplazada 25 km al norte del puesto de Gendarmería del paso de Sico, en la quebrada del Bolsón, al norte del cerro Loj Loj, en tanto que la manifestación Toro Norte se ubica unos 9 km al norte del caserío de El Toro, 2 km al oeste del camino entre esa localidad y Pairique.

En la mina Torrejos la mineralización se compone de pátinas, venas y venillas de crisocola, malaquita y azurita, además de chispas de calcosina y pirita, que impregnan una brecha de falla formada por clastos de una andesita piroxénica. Dicha estructura actuó como controladora de las soluciones portadoras de cobre. El único afloramiento con mineralización visible, ubicado en el fondo de una pequeña quebrada, es de muy reducidas dimensiones, encontrándose el sector muy cubierto por un encape de varios metros de ignimbritas. Una muestra tomada en el afloramiento mineralizado de la mina Torrejos indicó 5,33% de Cu y 1350 ppm de Pb.

En las manifestaciones Marta Elena y Toro Norte la mineralización de cobre se presenta como pátinas, guías y venillas, impregnando conglomerados que para la primera corresponden al Miembro

superior de la Formación Vizcachera y para Toro Norte al Subgrupo Pirgua. La mena está compuesta principalmente por crisocola y malaquita con algo de calcosina y cuprita.

Minas Castro Tolay, Pirca Amarilla y Alto de Minas

Las dos primeras manifestaciones, cercanas entre sí, se ubican aproximadamente unos 7 km al OSO del caserío de Abdón Castro Tolay, mientras que Alto de Minas se encuentra unos 13 km al N de esa localidad.

Se trata de vetas de cuarzo alojadas en areniscas finas y pelitas ordovícicas, con espesores desde 0,2 hasta 2 m y corridas que llegan a los 200 metros. La mineralización primaria la componen calcosina, calcopirita y hematita, a partir de la que se originaron componentes secundarios tales como covellina, malaquita, azurita y limonitas. Se menciona también la existencia de anomalías de oro y plata. Cabe señalar, además, la presencia de brechas con calcedonia, ópalo y jaspes (Zappettini, 1989).

Sólo se han realizado unos pocos destapes de exploración.

Prospecto Limeca -Trancas

La zona de interés se sitúa unos 8 km al SO de la localidad de Cobres, en la sierra homónima, hacia la parte alta de la quebrada de Trancas. El acceso puede realizarse desde la ruta provincial 38 que pasa por Cobres.

En la comarca aflora un basamento neoproterozoico-eocámbrico constituido por leptometamorfitas, sobre las que se asientan, en discordancia, conglomerados y areniscas cuarcíticas cámbricas del Grupo Mesón. En contacto tectónico aflora una potente sucesión ordovícica de pelitas con intercalaciones de areniscas, intruidas por un conjunto de rocas porfíricas de composiciones dacíticas y riodacíticas que aflora en ambas laderas de la sierra de Cobres. Tanto las sedimentitas como los intrusivos integran el Complejo de plataforma de la Puna. En la zona, el Mesozoico está representado por facies graníticas y sieníticas de la Formación Rangel, aflorantes al este de Cobres. Finalmente, se hallan sedimentitas arcillosas de colores rojizos que se correlacionan con la Formación Sijes y rocas volcánicas integradas por pórfiros dacíticos, brechas e ignimbritas, ambas correspondientes al Mioceno-Plioceno.

Intercalada en las sedimentitas ordovícicas, por encima de un conjunto de pizarras y pelitas negras

formadas en ambiente euxínico, se halla una mineralización de sulfuros en estructuras finamente bandeadas con aspecto estromatolítico, dentro de potentes niveles de limolitas y pizarras gris verdosas. El conjunto tiene espesores que van de 1 a 8 metros. La roca portadora se describe como una metaarenita con cristaloclastos angulosos a subredondeados de cuarzo dominante y de plagioclasa secundaria, laminillas de muscovita y escasa biotita. En cuanto a la mineralización, se ha determinado la existencia de pirita diseminada y en venillas asociada a blenda en granos pequeños, cantidades menores de pirrotina y calcopirita, además de lentes de grafito y agregados pequeños de rutilo diseminados finamente (Méndez y Méndez, 2001).

Unos 2 km al SO de la zona anterior, en ambas márgenes de la quebrada de Trancas, aflora un complejo volcánico y piroclástico que intruye a las sedimentitas ordovícicas, formado por un *stock* de pórfiro dacítico acompañado por ignimbritas. Hacia el sector norte de los afloramientos aparecen conductos de brecha con alteración arcillosa avanzada, silicificación intensa, propilitización y limonitización asociada a jaspes, donde la jarosita es más abundante que la goethita (Méndez y Méndez, 2001).

Hierro

Mina La Colorada

Este yacimiento está ubicado en los alrededores de la localidad de Cobres, 68 km al norte de San Antonio de los Cobres, pudiendo accederse desde esta última población por la ruta nacional 40 y la ruta provincial 38.

El aprovechamiento de la mina La Colorada probablemente se remonta a la presencia de los jesuitas en América; no obstante, desde fines del siglo XIX se registró actividad extractiva que en forma intermitente y rudimentaria se prolongó hasta 1950, beneficiándose principalmente los óxidos de hierro como ocre y en muy pequeña escala para siderurgia. En esta etapa se desarrollaron rajos abiertos, piques y socavones cortos que apuntaron a extraer mineral del sistema vetiforme. Posteriormente, la Dirección General de Fabricaciones Militares llevó a cabo trabajos geológicos, geofísicos y 80 m de sondeos tratando de definir volúmenes de mineral para aprovechar en siderurgia (Lurgo Mayón *et al.*, 1999). Con la información aportada por dichas tareas, Lurgo y Zappettini (1990) definieron como reservas probables y posibles 12,5 Mt, con leyes me-

dias, que si bien son muy difíciles de determinar por lo irregular de la distribución de la mineralización, pueden estimarse en 33-50% de Fe, 20-30% de S, 0,5% de Cu, 0,9-1% de Zn, 0,1-1% de Pb y 7-10 g/t de Ag, con sectores donde los valores de Au llegaron hasta 0,7 g/t.

En 1992, la empresa Pacific Rim Mining Corporation tomó la concesión de la mina y a partir de tareas geológicas, geofísicas y 1000 m de sondeos realizados en 1998 y 1999 logró optimizar el modelo geométrico de la mineralización identificando dos niveles mineralizados de 2,5 a 10,8 m de potencia, con leyes de 0,14 a 2,11% de Cu, 0,02 a 1,95% de Pb, 0,6 a 4,13% de Zn, 0,04 a 0,23 g/t de Au y 4,1 a 12,9 g/t de Ag (Lurgo Mayón *et al.*, 1999).

La mineralización se aloja en el flanco oriental de un gran anticlinal, que a su vez tiene plegamientos de segundo y tercer orden, desarrollado en una serie de pelitas, grauvacas y niveles delgados de calizas ordovícicas, que fue intruida por la Granodiorita Cobres, provocando un metamorfismo de contacto que originó esquistos clorítico-cordieríticos y en algunos casos niveles de skarn a partir de las calizas mencionadas. Cercanos al depósito afloran diques de andesitas y bostonitas de la Formación Rangel de hasta 300 metros de largo. También se mencionan afloramientos de diques de riolitas, dacitas, cuarzo lechoso y lamprófiro que están relacionados con la Formación Rangel y con probables fases hipabisales terciarias (Lurgo Mayón *et al.*, 1999).

A la luz de las últimas perforaciones realizadas durante la exploración del yacimiento, se ha determinado que el cuerpo mineralizado posee forma tabular con horizontes macizos y semimacizos, además de sectores con mineralización en *stockworks*; que inclina entre 30 y 65° al sureste, con una longitud estimada de 425 m, un ancho de 385 m y una potencia verdadera que va de 12 a 52 metros. Los mismos sondeos indican continuidad hasta 225 m (Lurgo Mayón *et al.*, 1999).

Los óxidos de hierro que aparecen profusamente en superficie están formados por limonitas y se originaron por la oxidación completa de los sulfuros masivos aflorantes. También aparecen minerales oxidados de cobre rellenando las fisuras en los óxidos de hierro, que están representados por crisocola dominante, con malaquita y azurita subordinadas.

A partir de los sondeos ya mencionados se determinó que la mineralización mayoritaria de sulfuros masivos está formada por pirrotina como mineral más abundante, además de blenda, arsenopirita,

calcopirita y galena subordinadas. Como minerales minoritarios aparecen magnetita y lollingita y, como trazas, bismuto nativo, casiterita, tetraedrita y electrum (Lurgo Mayón *et al.*, 1999).

Como resultado de los procesos de alteración hidrotermal en superficie se presenta argilización muy abundante, no sólo en los afloramientos ferríferos sino que se extiende por varias decenas de metros en la roca de caja.

Hay silicificación de tipo amorfa y criptocrystalina que aparece en forma masiva y cantidades menores de cloritización, epidotización, zeolitización y carbonatización que afectan a la roca de caja y a los diques cretácicos (Lurgo Mayón *et al.*, 1999).

Mina Coquena

Los afloramientos ferríferos de la mina Coquena se encuentran unos 10 km al NNE de la localidad de Catua y se accede a ellos desde esa población por el camino hacia Vega Los Bayos, por la ruta internacional al paso de Jama.

Las rocas que alojan la mineralización de óxidos de hierro corresponden a sedimentitas ordovícicas con intercalaciones de piroclastitas y lavas. La secuencia se encuentra plegada con orientaciones generales N-S y afectada por fallamientos diversos. La estructura mineralizada tiene rumbo 120-130° e inclinaciones verticales y subverticales. Su potencia es variable, con valores que van de pocos centímetros hasta 2 m, mientras que los afloramientos pueden seguirse por más de 2000 m (Sandruss, 1997).

De acuerdo con los trabajos realizados por Sandruss (1997), se han estimado como recursos geológicos 1.018.386 t de mineral de hierro. En 7 muestras tomadas en los afloramientos del sector central se obtuvieron valores de hierro de entre 10 y 55 %.

Oro

Mina Olaroz Chico

Se encuentra al oeste del salar de Olaroz, en la parte alta del faldeo oriental de la sierra del mismo nombre, en las nacientes del arroyo que desciende hacia el caserío de Olaroz Chico. Existe una huella que lleva desde esa población hasta la mina.

Se explotó con cierta intensidad en la década de 1950, desarrollándose más de 900 m de labores entre galerías y chiflones que ahora están completamente derrumbados (Angelelli *et al.*, 1970). Se conservan restos de una planta de concentración y de un pequeño

campamento. Mirson (en Angelelli *et al.*, 1970) recolectó 53 muestras, 50 de las cuales arrojaron valores medios de 0,62 g/t Au, en una potencia media de 15 cm, mientras que las tres restantes, tomadas aisladamente, alcanzaron hasta 35,73 g/t Au. Aguas abajo de la mina quedan restos de los laboreos realizados durante la explotación de los placeres formados a partir de la mineralización vetiforme.

El entorno geológico del sector lo conforma una secuencia sedimentaria marina ordovícica reconocida como Complejo turbidítico de la Puna. Se trata de bancos de areniscas cuarcíticas de hasta un metro de potencia que alternan con niveles lutíticos más delgados. En el área de la mina se distingue una estructura anticlinal con fracturas transversales y longitudinales.

Existe una veta principal ubicada en una fractura que se orienta con 160°, con una inclinación de 60-65° al SO, una potencia de 2 a 40 cm y una media de 16 centímetros. Afloran, además, varias vetas menores en las cercanías, siempre asociadas a fracturas. La mineralización es sencilla, con oro libre alojado en cuarzo blanco o teñido por pátinas limoníticas, generalmente acompañado por piritita y ocasionalmente arsenopiritita (Angelelli *et al.*, 1970).

Minas Ymilla Yaco y Micha Pocha

Dentro de la Hoja se han reconocido otras manifestaciones auríferas de características similares a las de la mina Olaroz Chico, aunque de menor tamaño, como las minas Ymilla Yaco y Micha Pocha.

En el camino al paso de Jama, 11 km al oeste de El Toro, se ubica la manifestación Ymilla Yaco. Se trata de reventones de cuarzo que no conforman vetas con una orientación determinada, están muy teñidos por ocres limoníticos y alojados en pelitas ordovícicas de rumbo general N-S. En este caso la explotación, muy reducida, se realizó en los aluviones ubicados aguas abajo de las vetas.

La manifestación Micha Pocha se encuentra a unos 22 km al norte de Catua, en el camino hacia la ruta internacional a Jama. En este caso se identificaron varias vetas pequeñas de cuarzo de rumbo general N-S, posición subvertical y espesores medios de 0,40 m, alojadas en niveles de lutitas alternantes con bancos de areniscas cuarcíticas. Solamente existen unos pocos destapes sobre las vetas, habiéndose realizado laboreos más importantes en los aluviones.

Minas Pueblo Viejo, Lagunita y otras

Estas manifestaciones auríferas se ubican 27 km al norte de San Antonio de los Cobres, 3,5 km al oeste de la ruta 38 que une esa localidad con el caserío de Cobres, en el faldeo oriental del cerro Potrerillos. Las explotaciones, muy reducidas, se llevaron a cabo en forma rudimentaria por medio de varios socavones a la fecha derrumbados, conservándose los restos de un antiguo campamento.

En grauvacas y pelitas con metamorfismo de bajo grado del Complejo Puncoviscana se alojan vetas y vetillas de cuarzo con contenido de oro, orientadas perpendicularmente a la estratificación, con espesores de hasta 10 cm, teñidas por pátinas limoníticas. Se observa abundante pirita singenética en la roca de caja.

Una muestra de una de las vetas tomada en un socavón derrumbado indicó valores de 23.880 ppb de Au.

En las quebradas que bajan del cerro Potrerillos se prospectó oro en los aluviones.

Plata

Mina La Providencia

El yacimiento se localiza en el borde noroeste de la depresión ocupada por el salar de Olaroz, en el faldeo oriental de la sierra homónima, 16 km al norte de la localidad de Olaroz Chico, accediéndose por medio de un camino que se aparta hacia el oeste de la ruta provincial 70, antes de llegar a Turi Lari.

El depósito fue descubierto en 1971 y estudiado por Argañaraz (1973) y por Lizarraga (1981). Posteriormente, en 1982, se realizaron trabajos de exploración y 52 pozos de hasta 20 m de profundidad por parte del Banco Nacional de Desarrollo y una Misión Alemana de Cooperación Técnica.

En el área se ha señalado la presencia de areniscas de grano fino y pelitas del Complejo turbidítico de la Puna, sobre las que se disponen en discordancia angular sedimentitas rojizas de la Formación Vizcachera. La secuencia continúa, en contacto por falla inversa, con niveles conglomerádicos, conocidos anteriormente como Conglomerados La Providencia de edad pleistocena y reinterpretados en este trabajo como pertenecientes al Subgrupo Pirgua. Se trata de paraconglomerados de origen coluvio-aluvial, polimícticos, con preponderancia de clastos angulosos, de hasta 30 cm de diámetro, del basamento paleozoico, sobre componentes de vulcanitas dacíticas y andesíticas. Dentro de los mismos existen intercalaciones arenosas, limosas y tufíticas, en

parte decoloradas por la circulación de aguas termales (Segal, 1999).

A través de la exploración se ha reconocido un sector de aproximadamente 150 ha donde se han delimitado niveles con mineralización de distribución y volúmenes variables debido al desplazamiento errático de las soluciones mineralizantes. En Segal (1999), se menciona la existencia de un cuerpo de mena principal de 1 km de largo por 50 m de ancho y con potencia variable que alcanza hasta 15 m, que se orienta según rumbo NNE-SSO. La mineralización, ubicada en el primer nivel conglomerádico del Subgrupo Pirgua y limitada hacia abajo por un nivel arcilloso, se presenta en forma diseminada, rellenando fisuras, como pátinas y rodeando los clastos, incluyéndose en la paragénesis calcosina, plata nativa, acantita, calcopirita, cerussita, bornita, azurita, malaquita, crisocola, calcita, yeso, cerargirita, covellina, tenorita, cuprita, brocantita, pirita, galena y oro nativo, entre otros. Como minerales de alteración se mencionan clorita, sericita, epidoto y calcedonia. El origen es epigenético, asociándose con manifestaciones exhalativas y termales relacionadas con las fases terminales de la actividad volcánica cenozoica (Segal, 1999).

Análisis realizados sobre muestras de superficie y de pozos de exploración arrojaron los siguientes valores medios. En Providencia sur: 16.000 ppm Cu, 500 ppm Ag, 13.000 ppm Pb y 800 ppm Zn y en Providencia centro: 31.000 ppm Cu, 700 ppm Ag, 2800 ppm Pb y 110 ppm Zn (Peralta y Sureda, 1992; en Segal, 1999).

Según Sureda *et al.* (1986), en muestras seleccionadas se obtuvieron 7,3 kg/t Ag, 5% Cu y 500 ppm Hg.

Con respecto a las reservas del yacimiento, en la zona central del depósito se han inferido reservas potenciales del orden de 250.000 a 450.000 t, con 300-350 g/t de Ag. Este volumen se aloja en lentes de 250 a 300 m de largo por 40-50 m de ancho y espesores de 10 a 12 m, ubicados por debajo de una cobertura estéril (Segal, 1999).

Plomo

Mina El Peladar

La mina El Peladar se encuentra en el rincón nororiental de la Hoja, unos 13 km al N del caserío de Tusaquillas, 1200 m al O de la ruta que une esa localidad con Abra Pampa.

El sector fue estudiado por la Dirección Gene-

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques.

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
1	Sulfato de sodio	Jama	Salar de Jama	23-15-30S	67-01-00 O	2366 - 19	Secuencia integrada por costra salina limoarcillosa, un nivel de arena de yeso, una capa de boratos y un horizonte de arcilla verde con sulfato de sodio.	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Mrb, The, Ha, Ux	Trincheras, pozos, destapes
2	Manganeso	San Juan	Salar de Jama	23-17-00S	67-04-00 O	2366 - 19	Ignimbritas dacíticas	Ignimbrita Atana	Plioceno	Psi, PiroI	Destapes, trincheras, pozos
3	Boratos	San Felipe, Salar de Jama, San Francisco, María Luisa, San Antonio, Zujua I - II - III	Salar de Jama	23-17-00S	67-03-00 O	2366 - 20	Intercalaciones de mantos y niveles de nodulos en capas de sedimentos detríticos finos y salinos en la parte superior del salar	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ux, Ha, Gyp	Trincheras, pozos, destapes
4	Boratos	Muscar	Laguna Muscar (Jama)	23-22-30S	67-05-30 O	2366 - 25	Intercalaciones de ulexita masiva y en nodulos en capas de sedimentos detríticos finos y salinos en la parte superior de la cuenca	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ux, Ha, Gyp	Trincheras, pozos, destapes
5	Boratos	Benito I - II - III	Laguna Benito (Jama)	23-24-00S	67-00-30 O	2366 - 25	Intercalaciones de ulexita masiva y en nodulos en capas de sedimentos detríticos finos y salinos en la parte superior de la cuenca	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ux, Ha, Gyp	Trincheras, pozos, destapes
6	Cobre	Marta Elena	Pampa de Luj Loj (Huaytiquina)	23-39-23S	67-07-31 O	2366 - 25	Conglomerados y areniscas gruesas. Ignimbritas	Formación Vizcachera Miembro superior	Mioceno	Mi, Cts, Cc, Cup	Trincheras, destapes
7	Manganeso	20 de Junio	Huaytiquina	23-45-25S	67-10-15 O	2366 - 31	Areniscas y conglomerados	Formación Vizcachera Miembro inferior	Mioceno	Psi	
8	Travertino	Cantiera Norma I-II	Huaytiquina	23-49-05S	67-12-20 O	2366 - 31	Ignimbrita dacítica Sedimentos limoarenosos con aportes abundantes de origen volcánico. Calizas hidatogénicas	Ignimbrita Atana Depósitos de abanicos aluviales	Plioceno Holoceno		Frete de cantera de forma semicircular con avance hacia el norte de 60 metros con altura de 8 a 10 metros. Frentes menores, destapes, pozos
9	Travertino	Cantiera Casa del Zorro	Huaytiquina	23-50-20S	67-08-30 O	2366 - 31	Ignimbrita dacítica Sedimentos conglomeráticos brechosos y arenosos con material volcánico en su constitución. Acumulaciones detríticas modernas. Calizas hidatogénicas.	Ignimbrita Atana Depósitos de abanicos aluviales	Plioceno Holoceno		Frete de cantera de 300 m de largo con avance de 15 m hacia el oeste y 5 a 6 m de altura. Frentes menores, trincheras, pozos

Ac: Acanfita; Ag nativa; Plata nativa; Ank: Ankerita; Arc: Arcillas; Ars: Arsenopirita; Atm: Antimonita; Au nativo; Oro nativo; Az: Azurita; Ba: Baritina; Bi nativo; Bismuto nativo; Bio: Biotita; Bl: Blenda; Bo: Bornita; Br: Brocantita; Bx: Borax; Ca: Calcita; Cas: Casiterita; Cc: Calcosina; Cer: Cerusita; Cerar: Cerargirita; Cld: Calcedonia; Col: Colemanita; Cp: Calcopirita; Cris: Crisocola; Cup: Cuprita; Cv: Covellina; Dol: Dolomita; El: Electrum; Fer: Ferberita; Fl: Fluorita; Ga Galena; Gyp: Yeso; Ha: Halita; Hdrb: Hidroboracita; Hem: Hematita; Ilm: Ilmenita; Iny: Inyoita; Lim: Limonita; Lo: Lollingita; Mag: Magnetita; Mos: Moscovita; Mrb: Mirabilita; Op: Ópalo; Oxcu: Óxido de Cobre; Oxfe: Óxido de Hierro; Oxsb: Óxido de Antimonio; PiroI: Piroalusita; Po: Pirofotina; Psi: Psilomelano; Py: Pirita; Q: Cuarzo; Ser: Sericita Si: Silice; Sid: Siderita; Ten: Tenorita; Th: Thorita; The: Thenardita; Thrg: Thorogummita; Tnc: Tincalconita; Tpc: Topacio; Tr: Tetraedrita; Tur: Turquesa; Ux: Ulexita; Van: Vanadinita; Wt: Wolframita

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
10	Diatorritas	La Andina, La Cautera, La Sallería, Conalot I y III, Viviana, Mónica, Gabriela, Silvia y otras	Catua (Morro Blanco)	23-50-40S	67-01-35 0	2366 - 31	Niveles de diatomitas intercalados en bancos limosos, arcillosos y de cenizas volcánicas.	Formación Vizcachera Miembro superior	Mioceno		Laboreos en frentes de cantera discontinuos que totalizan 300 m de largo y 2 m de altura media. Un pique de más de 8 m, pozos, trincheras
11	Manganeso	Zorro Gris	Catua	23-53-00S	67-08-00 0	2366 - 31	Ignimbritas dacíticas Arenas y conglomerados	Ignimbrita Atana Depósitos de abanicos aluviales	Plioceno Holoceno	Psi	
12	Travertino	Cantera Catua, Cantera Sol	Catua	23-53-16S	67-00-42 0	2366 - 31	Areniscas y conglomerados Niveles calcáreos que intercalan con bancos conglomerádicos y arenosos de material volcánico	Subgrupo Pigua Formación Vizcachera Miembro superior	Cretácico Mioceno		Pequeños destapes en escarpa
13	Diatorritas	Conalot II, IV y VI	NO Salar del Rincón	23-53-22S	67-08-38 0	2366 - 31	Niveles sedimentarios lacustres limosos, arcillosos y de cenizas volcánicas con intercalaciones de bancos de diatomitas.	Depósitos de abanicos aluviales	Holoceno		Varios frentes de cantera de poca profundidad trincheras, pozos
14	Antimonio	Cerro Lina (María Angélica)	Cerro Lina (El Toro)	23-02-46S	66-51-30 0	2366-20	Dacitas, ignimbritas dacíticas	Complejo Volcánico Paiñique-San Pedro	Mioceno	Atm, Au, Py, Oxsb, Lim, Mi, Hem, Ga, Bi, Q	
15	Antimonio	Cordillera	Sierra de Lina (El Toro)	23-05-58S	66-51-50 0	2366 - 20	Grauwacas, pelitas y areniscas cuaríticas	Complejo Turbidítico de la Puna	Ordovícico	Atm, Au, Py, Ga, Bi, Lim, Oxsb, Mi, Hem, Q	Un pique de 40 metros, un socavón inclinado como cortavetas y más de 10 trincheras según la veta
16	Cobre	Tomejos I y II, (La Cobrera)	Sierra de Lina (El Toro)	23-05-58S	66-48-42 0	2366 - 20	Brecha mineralizada. Clastos irregulares de andesitas con matriz de minerales oxidados de cobre	Complejo Volcánico Paiñique-San Pedro	Mioceno	Az, Mi, Cris, Cc, Py	Destape de escasas dimensiones
17	Oro	Ymilla Yaco	Sierra de Lina (El Toro)	23-06-46S	66-50-20 0	2366 - 20	Areniscas finas y pelitas Sedimentos recientes	Complejo Turbidítico de la Puna Depósitos coluviales y aluviales	Ordovícico Holoceno	Au, Py, Q	Trincheras, pozos y un pique en el aluvión de la quebrada
18	Boratos	Norma Isabel, Rafael Ignacio	Laguna Esquinas Negras	23-07-19S	66-55-16 0	2366 - 20	Mantos y niveles de nodulos de leulxita intercalados entre capas arenosas y arcillosas	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
19	Boratos	Iglesia	Laguna Iglesia	23-08-00S	66-55-10 O	2366 - 20	Mantos y niveles de nódulos de ulexita intercalados entre capas arenosas y arcillosas	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Uk, Bx, Ha	
20	Boratos	Lina Lari, Huinco, San Eduardo	Laguna Gayalaje	23-08-30S	66-59-30 O	2366 - 20	Mantos y niveles de nódulos de ulexita intercalados entre capas arenosas y arcillosas	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Uk, Bx, Ha	
21	Uranio	Aguiliri	Jama	23-14-00S	66-56-00 O	2366 - 20	Domos dacíticos. Dacitas, ignimbritas y tobas dacíticas	Complejo Volcánico Aguiliri	Mioceno superior		
22	Plata	La Providencia	Olaroz	23-15-47S	66-47-54 O	2366 - 20	Paraconglomerados polimícticos con intercalaciones arenosas, limosas y lutificas en terrazas aluviales y coluviales	Depósitos de abanicos aluviales	Holoceno	Cc, Ag nativa, Ac, Cp, Cer, Bo, Az, Ml, Cris, Ca, Gyp, Cerar, Cv, Ten, Cup, Br, Py, Ga, Au nativo y otros	Tres frentes de cantera de 8 metros de altura y numerosas trincheras y pozos de exploración+L12
23	Boratos	Silón	Jama	23-23-54S	66-56-20 O	2366 - 26	Bancos de nódulos de ulexita intercalados con niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Uk, Ha	Pozos, trincheras
24	Oro	Olaroz Chico	Olaroz Chico	23-23-56S	66-49-35 O	2366 - 26	Areniscas finas y pelitas Sedimentos recientes	Complejo Turbidítico de la Puna Depósitos coluviales y aluviales	Ordovícico Holoceno	Au, Py, Ars, Q	900 metros de labores entre galerías y chiflones. Destapes
25	Travertino	Cantera Caballo	Catua (Cerro Caballo)	23-43-50S	66-56-00 O	2366 - 32	Sedimentos limoarenosos, areniscas y conglomerados	Formación Vizcachera Miembro superior	Mioceno		Destapes, trincheras
26	Oro	Micha Pochta	Catua	23-44-36S	66-54-13 O	2366 - 32	Areniscas finas y pelitas Sedimentos recientes	Complejo Turbidítico de la Puna Depósitos coluviales y aluviales	Ordovícico Holoceno	Au, Py, Q	Destapes y pequeño socavón sobre veta de cuarzo. Pozos y trincheras en material aluvional
27	Boratos	Uno, Dos, Tres, Cuatro, Cinco, La Salteña, María Luisa	Salas de Cauchan	23-45-00S	66-47-00 O	2366 - 32	Mantos y nódulos de mineral intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Uk, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

28	Hierro	Coquena, Largadero	Catua (Cerro Coquena)	23-49-15S	66-56-50 0	2366 - 32	Turbiditas volcánicas Volcanitas y piroclásticas	Complejo Volcánico - Volcanoclástico de la Puna	Ordovícico	Oxífe	Destapes superficiales
29	Boratos	Moreno, Alicia, Becerro de Oro, Buenos Aires, Osiris, Clanisa	Salar de Cauchari	23-49-58S	66-45-21 0	2366 - 32	Niveles de limos arenosos con nódulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Ha	Trincheras y pozos de distintas formas y tamaños
30	Boratos	Ponvenir	Salar de Cauchari	23-51-00S	66-47-00 0	2366 - 32	Capas limo-arenosas con nódulos de mineral, intercaladas en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Col, Hdrb, Ha	Pozos y trinche- ras de distintos tamaños, distri- buídos en una superficie de 100 Ha.
31	Boratos	Sahara, Inés, María Adela, Emma, Anita	Salar de Cauchari	23-51-35S	66-46-32 0	2366 - 32	Capas limo-arenosas con nódulos de mineral, intercaladas en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Ha	Trincheras y pozos de distintas formas y tamaños
32	Boratos	La Inundada, Julio A. Roca, Jujuy, Elena, Uruguay, Susques, Medamitos	Salar de Cauchari	23-55-22S	66-47-08 0	2366 - 32	Niveles de arenas, limos y arcillas portadores de mineral, intercalados con bancos salinos y detríticos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	Pozos y calicatas de distintos tamaños
33	Travertino	Cantera Cielito, Cantera Cumbre, Cantera Polar	Cauchari	23-56-40S	66-53-20 0	2366 - 32	Sedimentos limoarenosos, areniscas y conglomerados Calizas hidrotermales				Destapes superficiales
34	Boratos	San José	Salar de Cauchari	23-56-00S	66-48-00 0	2366 - 32	Capas limo-arenosas con nódulos de mineral intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	
35	Boratos	Nueva Siberia, Tito, San Antonio, San Luis	Salar de Cauchari	23-56-37S	66-47-00 0	2366 - 32	Capas limo-arenosas con nódulos de mineral intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
36	Boratos	Sandro	Salar de Cauchari	23-59-10S	66-47-50 0	2366 - 32	Capas limo-arenosas con módulos de mineral intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
37	Cobre	Toro Norte	Camino a Painique	23-00-40S	66-43-50 0	2366 - 20	Conglomerados	Subgrupo Pírgua	Cretácico	Crs, Ml, Cc, Cup	Destapes, trincheras
38	Boratos	Tun Lari, Primera	Tun Lari	23-08-10S	66-37-45 0	2366 - 20	Banco de hasta un metro de potencia de sedimentos limosos y arcillosos con niveles de ulexita y bórax, por debajo de una costra salina.	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	Trincheras, pozos
39	Boratos	Celti, Pujis	Tun Lari	23-09-50S	66-38-58 0	2366 - 20	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
40	Boratos	Eduardo, Mariano, Cristina	Salar de Ollaroz	23-19-55S	66-40-11 0	2366 - 20	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
41	Boratos	Nélida	Salar de Ollaroz	23-21-16S	66-40-47 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
42	Boratos	Oculto	Salar de Ollaroz	23-22-54S	66-39-19 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
43	Boratos	San José	Salar de Ollaroz	23-24-31S	66-41-05 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
44	Boratos	Hekaton, Joaquín, Catalina, Chin Chin Choo	Salar de Ollaroz	23-25-37S	66-38-27 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con módulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
45	Boratos	Yacaré	Salar de Olaroz	23-27-50S	66-44-25 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con nódulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
46	Boratos	Mario, Lisandro, Ernesto, Julieta, Josefina, Angelina	Salar de Olaroz	23-29-24S	66-40-14 0	2366 - 26	Niveles arenosos y arcillosos con nódulos de mineral, intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
47	Boratos	San Nicolás, Eduardo Daniel, Teresa, Juana, María	Salar de Olaroz	23-30-19S	66-39-50 0	2366 - 26	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
48	Boratos	Santa Inés, Clorinda, Fidela y otras	Salar de Olaroz	23-31-00S	66-42-00 0	2366 - 26	Mantos y nódulos de mineral intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
49	Boratos	José Carlos, Pedro, Juan Martín, Clotilde	Salar de Olaroz	23-31-00S	66-39-57 0	2366 - 26	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
50	Plomo, Estano, Plata, Zinc	Victoria (Yungara)	Cerro Yungara (Susques)	23-32-40S	66-36-35 0	2366 - 26	Areniscas y conglomerados Domo dacíticos y riodacíticos	Formación Lumbraera Formación Yungara	Paleogeno Mioceno	Ga, Bl, Py, Ag, Cas, Lim	Dos galerías de 15 y 30 metros y un pique+L22
51	Boratos	La Nena, Amalia, Silvia	Salar de Cauchari	23-35-05S	66-42-19 0	2366 - 26	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	
52	Boratos	María Norte, Mercedes, Demian	Salar de Olaroz	23-36-22S	66-42-32 0	2366 - 26	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulk, Bx, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

53	Boratos	Mascota, Montes de Oca, Unión, Saenz Peña, Zóila	Salar de Cauchari	23-39-41S	66-42-56.0	2366 - 26	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detriticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	
54	Boratos	Della, Graciela, Juancito, Linda, Paulina, Archibaldo, María Teresa	Salar de Cauchari	23-40-13S	66-43-00.0	2366 - 32	Manto de ulexita masiva y en nódulos intercalado en niveles detriticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	
55	Boratos	Loma Blanca	Coranzuli	23-03-30S	66-26-30.0	2366 - 21	Areniscas y peñitas con intercalaciones de tobas, lutitas y sedimentos volcánoclasticos	Formación Sijes	Mioceno superior - Plioceno inferior	Bx, Iny, Ulx, Tnc, Col, Ca, Gyp y otros	Rajo a cielo abierto de 60.000 m2
56	Travertino	Cantera Condorhuasi	Susques (Tanque)	23-14-00S	66-28-44.0	2366 - 21	Calizas hidatogénicas				
57	Travertino	Cueva del León, Cueva del Tigre, Susques	Susques	23-24-40S	66-19-30.0	2366 - 27	Peñitas y areniscas finas	Complejo de Plataforma de la Puna	Ordovícico		Destapes, pozos
58	Hierro, Cobre	La Colorada, Sol Brillante	Sierra de Cobre (Cobres)	23-38-40S	66-17-00.0	2366 - 27	Niveles conglomerádicos y arenosos de material volcánico Areniscas cuarcíticas, grauwacas y lutitas Granodionitas Granitos alcalinos, sienitas	Ignimbrita Susques Complejo de Plataforma de la Puna Granodionita Cobres Formación Rangel	Ordovícico Ordovícico Ordovícico Cretácico inferior	Po, Mag, Hem, Cp, Ar, Py, Ga, Bi, Mi, Az, Cas, Tr, Lim, El, Cris, Bi nativo, Lo	Rajos a cielo abierto, pozos, galerías cortas
59	Cobre, Plomo, Zinc, Plata	Limeca-Trancas	Sierra de Cobre	23-41-09S	66-20-35.0	2366 - 33	Peñitas, areniscas finas	Complejo de Plataforma de la Puna Dacita Trancas	Ordovícico Pleistoceno	Py, Bi, Po, Cp, Lim	
60	Caolín	Fernanda, Niño	Matancillas (San Antonio de los Cobres)	23-53-23S	66-15-10.0	2366 - 33	Pizarra y grauwacas	Complejo Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico		Destapes y socavones de hasta 10 metros
61	Oro	Pueblo Viejo, Sepulturas, Gabriela, Lagunita	Matancillas (San Antonio de los Cobres)	23-53-43S	66-15-40.0	2366 - 33	Grauwacas, pizarra Depósitos coluviales y aluviales	Complejo Puncoviscana	Precámbrico-Cámbrico	Au, Q	Pequeños socavones derrumbados

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
62	Plomo, Estaño	El Peladar	Tusaquillas	23-06-20S	66-02-00 0	2366 - 21	Pelitas y areniscas finas Granitos	Complejo de Platafóma de la Puna Granito Tusaquillas	Ordovícico Jurásico-Cretácico	Py, Lim, Si	Trincheras, piques
63	Wolframio	Tusaquillas, Esperanza, Entre Ríos, Cumbre Blanca	Tusaquillas	23-13-10S	66-00-40 0	2366 - 21	Diques riolíticos Monzogranito biotítico, leucogranito	Granito Tusaquillas	Jurásico-Cretácico	Ut, Fer, Py, Ars, Fl, Q, Mos, Tur, Tpc	Algunas galerías de hasta 60 m de largo, piques, trincheras y rajos
64	Cobre	Alto de Minas	Tusaquillas	23-13-40S	66-05-35	2366 - 21	Areniscas finas y pelitas	Complejo de Platafóma de la Puna	Ordovícico	Cc, Cp, Py, Hem, Cv, Mi, Az, Lim, Q	Laboreos menores
65	Wolframio	9 de Julio	Abdón Castro Tolay	23-25-15S	66-00-45 0	2366 - 27	Monzogranito biotítico, leucogranito	Granito Tusaquillas	Jurásico-Cretácico	Ut, Fer, Py, Ars, Fl, Q, Mos, Tur, Tpc	Galerías, piques, trincheras y rajos
66	Cobre	Castro Tolay	Abdón Castro Tolay	23-21-15S	66-08-35 0	2366 - 27	Grauwacas, cuarcitas y pelitas	Complejo de Platafóma de la Puna	Ordovícico	Cc, Cp, Hem, Cv, Mi, Az, Lim, Q, Cld, Op, Ag, Au	Trincheras y socavones de escaso desarrollo
67	Cobre	Pirca Amanilla	Abdón Castro Tolay	23-21-55S	66-09-50 0	2366 - 27	Grauwacas, cuarcitas y pelitas	Complejo de Platafóma de la Puna	Ordovícico	Cc, Cp, Hem, Cv, Mi, Az, Lim, Q, Cld, Op, Ag, Au	Trincheras y socavones de escaso desarrollo
68	Plomo	Santa Julia	Abdón Castro Tolay	23-23-20S	66-02-00 0	2366 - 27	Granodiorita, diques aplíticos	Granodiorita Pura	Jurásico superior	Ga, Cer, Mi, Az, Cp, Q, Ba, Lim	Dos galerías pequeñas sobre la veta
69	Tonio, Tierras Raras	Ra, Isis, Osiris	Distrito Rangel, Río de las Burras	23-24-35S	66-10-45 0	2366 - 27	Grauwacas, cuarcitas y pelitas	Complejo de Platafóma de la Puna	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilm, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Laboreos menores de exploración
70	Tonio, Tierras Raras	La Barba	Distrito Rangel, Cerro Negro	23-25-30S	66-11-25 0	2366 - 27	Grauwacas, cuarcitas y pelitas	Complejo de Platafóma de la Puna	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilm, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Laboreos menores de exploración
71	Tonio, Tierras Raras	La Aurella	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-26-05S	66-12-00 0	2366 - 27	Granodiorita	Granodiorita Cobres	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilm, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Laboreos menores de exploración

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
72	Tonio, Tierras Raras	Curaca	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-26-26S	66-12-20 0	2366 - 27	Grauvacas, cuarcitas y peeltas	Complejo de Plataforma de la Puna	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores superficiales. Diversos descarpes y trincheras
73	Tonio, Tierras Raras	Estrella de Oriente	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-27-16S	66-11-05 0	2366 - 27	Grauvacas, cuarcitas y peeltas	Complejo de Plataforma de la Puna	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores superficiales. Diversos descarpes y trincheras
74	Tonio, Tierras Raras	Tierras Raras	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-28-50S	66-13-20 0	2366 - 27	Granodiorita	Granodiorita Cobres	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores menores de exploración
75	Tonio, Tierras Raras	El Ucu	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-28-39S	66-15-10 0	2366 - 27	Granodiorita	Granodiorita Cobres	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores menores de exploración
76	Tonio, Tierras Raras	Plateria	Sierra de Cobres	23-32-08S	66-13-59 0	2366 - 27	Granodiorita	Granodiorita Cobres	Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores menores de exploración
77	Tonio, Tierras Raras	Rangel, Chinchillar	Distrito Rangel, Sierra de Cobres	23-34-00S	66-14-40 0	2366 - 27	Grauvacas, cuarcitas y peeltas Granodiorita	Complejo de Plataforma de la Puna Granodiorita Cobres	Ordovícico Ordovícico	Th, Py, Ga, Bl, Cp, Mag, Lim, Ilim, Fl, Van, Cer, Ank, Thrg, Q, Ba, Ca, Dol, Ser, Bio y otros	Labores menores de exploración
78	Boratos	San Esteban, La Americana, Mariana, La Argentina Morro Colorado,	Salinas Grandes (Niño Muerto)	23-40-30S	66-10-00 0	2366 - 33	Mantos de ulexita masiva y en módulos intercalados en niveles détríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	
79	Boratos	Oallero, Arcturus, Aldebaran, Antares	Salinas Grandes (Niño Muerto)	23-40-51S	66-08-14 0	2366 - 33	Mantos de ulexita masiva y en módulos intercalados en niveles détríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	

Cuadro-resumen de Indicios Minerales de la Hoja Geológica Susques (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD. X	COORD. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
80	Boratos	Anta	Salinas Grandes	23-41-08S	66-00-35 O	2366 - 33	Mantos de uieixita masiva y en nódulos intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	
81	Cloruro de sodio	La Plata, Santiago del Estero, Rosario, Córdoba, Mar del Plata, Misiones	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-42-00S	66-05-00 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
82	Cloruro de sodio	Tres Arroyos	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-43-00S	66-07-00 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
83	Cloruro de sodio	Prode, Yungua	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-44-20S	66-00-30 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
84	Cloruro de sodio	Huancar, Flavio, Mateo, Cordillerana, Panamericana, La Virreina y otras	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-45-00S	66-09-30 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
85	Cloruro de sodio	Jupiter, Chubut, Tierra del Fuego, La Pampa, Santa Fe, Buenos Aires, Los Andes	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-45-10S	66-03-30 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
86	Cloruro de sodio	Estela, Silva, Lucrecia, Leonor, Diana, Lucrecia, Sonia, Chila, La Promesa	Salinas Grandes (Cangrejillos)	23-44-40S	66-00-00 O	2366 - 33	Relleno superior del salar. Costras salinas superficiales. Intercalaciones de niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ha	Cosecha estacional. Raspado de la costra superficial de hasta una pulgada de espesor
87	Boratos	Santiago	Salinas Grandes (Niño Muerto)	23-46-00S	66-11-40 O	2366 - 33	Mantos de uieixita masiva y en nódulos intercalados en niveles detríticos finos y salinos	Depósitos lacustres evaporíticos	Pleistoceno Holoceno	Ulx, Bx, Ha	

ral de Fabricaciones Militares en la década de 1970, durante la realización del Plan de Exploración Minera NOA I, habiéndose llevado a cabo muestreos geoquímicos y geofísica por polarización inducida. La toma de muestras sobre los jasperoides arrojó valores de hasta 1,44% de Pb, 8800 ppm de Sb y 7700 ppm de Sn (Lurgo, 1978 a). Anteriormente se habían efectuado algunos trabajos de prospección durante los cuales se desarrollaron varios piques pequeños sobre las vetas.

En la zona afloran lutitas y areniscas finas gris verdosas intensamente plegadas del Ordovícico. También ordovícicas son un grupo de rocas hipabisales representadas por pórfiros riolíticos biotíticos que afloran al oeste de la mina. La secuencia se completa con granitoides del Granito Tusaquillas, del Cretácico inferior y diques riolíticos probablemente terciarios.

Al yacimiento lo conforman un grupo de vetillas y guías de jasperoides, de potencias individuales de 5 a 10 cm, ramificadas, que en conjunto alcanzan hasta un metro de espesor. Encajan concordantemente en niveles pelíticos ordovícicos. El rumbo es N-S y la inclinación vertical, pudiendo seguirse los afloramientos por algo más de 100 metros. Probablemente estas vetas estén vinculadas con diques de hasta 5 m de potencia de composición riolítica, muy piritizados y en parte caolinizados, que afloran pocos metros al este de la zona de vetas y se extienden con rumbo N-S en forma intermitente por más de 3000 metros. Las vetillas están constituidas por sílice microcristalina, opalina y córnea, con colores grises, verdosos y rojizos. Existe silicificación intensa en los sectores de veta que afecta también una breve porción de las cajas, además de argilización. También se señala abundante cantidad de limonitas, derivadas de pirita, que forman pátinas y nidos o se fusionan a la sílice en los jasperoides (Lurgo, 1978 a).

Mina Victoria (Yungara)

Esta manifestación se encuentra cercana al borde sudoriental del salar de Olaroz, al norte del cerro Yungara. Se accede a la misma por la ruta al paso de Jama, desde la que hay que desviarse unos 5 km hacia el este, ascendiendo por la quebrada de Yungara.

En la región afloran secuencias arenosas y pelíticas de edad ordovícica, areniscas y conglomerados continentales correspondientes al Subgrupo Pirgua, pelitas del Subgrupo Santa Bárbara y domos dacíticos miocenos.

La mineralización, apenas visible, se dispone en vetillas muy delgadas que conforman una veta de estructura brechosa, alojada en una fractura concordante con la posición de los estratos. El rumbo es E-O, la inclinación de 35° N y la potencia de 0,2 a 0,5 metros. La roca hospedante es una arenisca micácea de color pardo morado que forma bancos de 20 a 40 cm de espesor y corresponde a la Formación Lumbrera. Según de los Hoyos (1992), los componentes principales de la mena son pirita, galena, casiterita y blenda, que se concentran en clavos enriquecidos donde también aparece plata. Existen abundantes limonitas. La alteración ha producido una fuerte decoloración de las salbandas, manifestándose como argilización acompañada de silicificación muy escasa.

De los Hoyos (1992) mencionó valores de 150 g/t de Ag y 0,17% de Sn. Dos muestras puntuales obtenidas sobre la veta arrojaron los siguientes valores: 1400 y 1050 ppm Bi, 4100 y 3980 ppm Cu, 11.420 y 14.540 ppm Pb y 2890 y 2530 ppm Zn, respectivamente.

Mina Santa Julia

La manifestación se ubica en el paraje Abra Grande, entre las localidades de Abdón Castro Tolay y Rinconadillas, a 7 km al SE de la primera.

Al yacimiento lo constituyen varias vetas de baritina y cuarzo que se alojan en fracturas en una roca granodiorítica, que en el sector está atravesada por gran cantidad de diques aplíticos de poca potencia y direcciones variadas y corresponde a la Granodiorita Puirá. La veta de mayor desarrollo tiene rumbo 160°, posición vertical, potencia de 0,2 a 0,8 m y corrida de 100 metros. Dentro de la baritina asociada a cuarzo aparecen vetillas y nidos de galena de hasta 15 cm de diámetro, acompañada por muy escasa calcopirita en cristales pequeños. Se reconoce una reducida zona de oxidación donde aparecen cerussita, limonitas y carbonatos de cobre (Zappettini, 1989).

Los laboreos realizados son superficiales y consisten en 2 galerías de escaso desarrollo sobre la veta en diferentes niveles, además de varias trincheras. No existe información sobre reservas o producción.

Torio, Tierras raras

Distrito Rangel

Las minas Isis, Osiris, Ra, La Aurelia, La Barba, Curaca, Estrella del Oriente, Tierras Raras, El Ucu, Platería, Rangel y Chinchillar, donde se señala la presencia de carbonatitas con minerales de torio y tierras raras en cantidades interesantes, se ubican en la sierra de Cobres e inmediatamente al norte del río de las Burras, aunque más al norte, en las cercanías del cerro Quepente y del abra de Tusaquillas se han detectado también afloramientos carbonatíticos anómalos en los minerales mencionados, pero en estos casos sin expectativas económicas. El acceso al sector se realiza desde el río de las Burras, sobre la ruta a Susques y el paso de Jama, hacia el norte para el cerro Quepente y abra de Tusaquillas y hacia el sur por la ruta 38 hasta el distrito Rangel.

Dentro de la región aflora un conjunto de sedimentitas marinas compuestas por grauvacas, cuarcitas y pelitas del Ordovícico inferior intruido por las granodioritas Cobres y Quepente. Posteriormente y de edad cretácica, se ubican dos unidades parcialmente expuestas, la Formación Rangel en la sierra de Cobres y un complejo alcalino, al norte del río de las Burras, hacia Tusaquillas. En el primer caso las rocas conforman facies graníticas y sieníticas, acompañadas por un enjambre de diques y filones de composiciones variadas que incluye bostonitas, riolitas, carbonatitas, sienitas, andesitas, entre otras. Al otro complejo lo forma un *stock* sienítico-monzonítico al que se asocia un conjunto de diques radiales o anulares con composiciones litológicas similares a las señaladas anteriormente. Es a estos complejos cretácicos a los que se asocian los cuerpos carbonatíticos que en algunos casos contienen mineralización de torio y tierras raras (Zappettini, 1999b).

En el sector correspondiente a la sierra de Cobres y en el área inmediatamente al norte del río de las Burras, cubiertos por las pertenencias mineras mencionadas al principio, afloran unos 20 cuerpos cuyos espesores van de 0,2 a 4 m, con valores medios de 0,3 a 1,6 m y corridas de 200 a 2000 metros. Están orientados con rumbo general NE-SO y buzamientos entre 35 y 85° al NO. Diferencia de cotas entre afloramientos permite estimar continuidades verticales de hasta 400 metros. Las rocas que alojan los cuerpos mineralizados corresponden a las metasedimentitas ordovícicas y a los cuerpos granodioríticos ya mencionados (Zappettini, 1999b).

Referido al distrito Rangel, Zappettini (1999b), utilizando datos de la CNEA e información propia, correlacionando valores de Th y ETR + Y y aplicando criterios del USGS, obtuvo como reservas geológicas valores superiores a 6 Mt, con conteni-

dos de ThO₂ de 25.000 t y de ETR + Y de 35.000 toneladas. Las leyes van de 0,02% de ThO₂ y 0,09 de ETR + Y en mina Platería, hasta 0,52% de ThO₂ y 0,65 de ETR + Y como valor estimado para la mina La Aurelia. Hasta el presente los trabajos realizados en la comarca son exclusivamente exploratorios.

Según Zappettini (1989, 1999b), aparecen dos ciclos de carbonatitas; al primero lo conforman variedades sovíticas y alvikíticas, mientras que en el segundo, que intruye al primero, se distinguen carbonatitas magmáticas, metasomáticas e hidrotermales. La mineralización de los cuerpos carbonatíticos varía según su origen. En el caso de los de origen magmático, los componentes dominantes son calcita, dolomita y ankerita, apareciendo localmente cuarzo, hipersteno, feldespato potásico y serpentina como subordinados. Los cuerpos de origen metasomático presentan dolomita-ankerita y en menor cantidad baritina, sericita, microclino, biotita y cuarzo. En cuanto a los componentes accesorios, son variados y de distribución irregular. Entre los de origen primario se mencionan pirita, calcopirita, galena, blenda, magnetita, ilmenita, torita y fluorita, mientras que como secundarios aparecen vanadinita, limonita, cerussita y torogummita.

Wolframio

Minas Tusaquillas, 9 de Julio y otras

Las manifestaciones de wolframio que aparecen en la Hoja se encuentran cercanas a los case-ríos de Tusaquillas y Rinconadillas, en las estribaciones orientales de la sierra de Tusaquillas, que bordea por el oeste la depresión de Guayatayoc. Se accede a ellas por el camino que une las localidades mencionadas con la ruta 16 a Susques.

Se reconocen dos grupos de minas, hacia el norte el sector Tusaquillas, integrado por las pertenencias Tusaquillas, Entre Ríos y Cumbre Blanca, y en la parte sur las minas 9 de Julio y Liquinaste, esta última ya fuera de los límites de la Hoja.

Las zonas mineralizadas se encuentran dentro del batolito de Tusaquillas, cuerpo granítico de edad jurásica superior - cretácica, en el que se distinguen un monzogranito biotítico y un leucogranito de dos micas, además de otras diferenciaciones de menor importancia. El conjunto intruye sedimentitas del Paleozoico inferior y granodioritas jurásicas. Acompañan a estas rocas un conjunto de pórfiros graníticos y diques

lamprofíricos, sieníticos, graníticos, riolíticos, aplíticos y otros (Zappettini, 1999a).

Las concentraciones de wolframio están relacionadas a fajas de greisen y vetas. En el primer caso son cuerpos lentiformes de longitudes de hasta 100 m y potencias no mayores a 2 metros, aunque estas dimensiones son muy variables. La mineralización está compuesta por ferberita, normalmente asociada a cuarzo, muscovita, turmalina y topacio. En las vetas hipotermales el mineral de wolframio va acompañado por fluorita, piritita y arsenopiritita. Se mencionan anomalías radimétricas que indican la presencia de mineralización uranífera (Zappettini, 1999a).

Entre las pertenencias del grupo Tusaquillas se señala el área Cerros Altos de Tusaquillas que comprende tres vetas principales: Filo Negro, compuesta por una faja de greisen con rumbo N40°E y potencias que van de 0,1 a 1,5 m y cuya mineralización está compuesta por mica, feldespato, caolín y wolframita; Alto de Tusaquillas, con espesores de 0,8 a 2,1 m y orientada según rumbo 111° y la Veta 1, de rumbo N-S y potencia de 1 a 2 m que está compuesta por cuarzo, fluorita, turmalina y wolframita (Zappettini, 1999a).

En general, las labores desarrolladas en los distintos yacimientos son de poca magnitud y consisten en algunas galerías de hasta 60 m de largo, piques, trincheras y rajos siguiendo las zonas mineralizadas. Durante los trabajos se cubieron reservas con categoría de mineral medido, probable y posible de 37.000 t, con ley media probable de 2,5% de WO₃ (Zappettini, 1999a).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES Y ROCAS DE APLICACIÓN

Boratos

Los boratos, junto con la sal común, revisten particular importancia porque son los únicos depósitos que a la fecha generan actividad minera extractiva. Por otra parte, representan el mayor valor económico producido por la minería, dentro de los minerales industriales en las provincias de Salta y Jujuy.

Boratos fósiles

Mina Loma Blanca

Esta mina se encuentra a unos 10 km al suroes-

te del pueblo de Coranzulí, con acceso por el camino entre Susques y aquella localidad. Los boratos aparecen en el cauce del arroyo Loma Blanca, a 1,5 km de la unión entre el camino antes mencionado y el que lleva al yacimiento.

Las rocas más antiguas de la región corresponden a pizarras y areniscas verdosas de edad ordovícica. A continuación, en contacto con las rocas anteriores por discordancia angular o por fracturas, afloran sedimentitas cretácicas del Grupo Salta. La secuencia prosigue con sedimentitas y volcanitas terciarias; las primeras están constituidas por materiales clásticos, piroclásticos y en menor medida evaporíticos que conforman una estructura homoclinal, poco deformada, de no más de 500 m de potencia, que inclina al ENE con 20° de inclinación media, observándose pliegues y fracturas menores subordinados. Las volcanitas están representadas por ignimbritas, dacitas y riolacitas, originadas en los derrames de las calderas Coyaguaima y Coranzulí, ubicados hacia el NO y NE, respectivamente (Alonso, 1999a).

Los niveles boratíferos explotados se intercalan dentro de una secuencia sedimentaria correlacionable con la Formación Sijes, de la Puna Austral, donde se encuentran las importantes concentraciones de boratos de los yacimientos Tincalayu y Sijes.

En principio el depósito de Loma Blanca se conoció por la presencia de inyoíta con algo de ulexita, que se aprovechó en la década del 60. En 1982, por debajo de los horizontes con inyoíta, se descubrieron mantos portadores de bórax o tincal que incrementaron considerablemente la importancia del yacimiento.

La secuencia mineralizada alcanza 20 m de espesor y consiste en una alternancia de capas de mineral con material estéril representado por niveles arcilloso-tufíticos verdes y grises, cuyo perfil es el siguiente. Por encima de una toba cuya edad, obtenida por medio de una datación K/Ar, es de 6,9 Ma (Mioceno superior) se halla un nivel delgado de colemanita, que no tiene mayor relevancia económica, pero sí reviste importancia en cuanto a la interpretación de la génesis del yacimiento. Por arriba, luego de una capa de material estéril, aparecen niveles de inyoíta dominante con ulexita subordinada. La secuencia continua con estratos portadores de bórax que se presenta como cristales euhedrales y subhedrales y en menor cantidad como nódulos, dentro de la ganga arcilloso-tufítica verde. En principio se determinó la existencia de dos mantos con bórax de 1 a 1,5 m de potencia, separados por una

intercalación de estéril arcilloso verde de un metro de espesor; no obstante, al profundizarse los labores se advirtió que esos niveles se unen en un solo banco de hasta 3 m de potencia media. La secuencia sigue con un nivel estéril cubierto por tres capas de inyoíta de espesores medios de 0,5 m, separados por arcilitas tuffíticas verdes de 0,5 a 1,5 m de espesor. La mineralización del yacimiento la componen bórax dominante con inyoíta y ulexita, existiendo además, en cantidades menores, colemanita, teruggita y tincalconita (Alonso, 1999a).

El último cálculo de reservas indica 22.000.000 de toneladas. Los minerales aprovechados son ulexita, tincal e inyoíta, obteniéndose como productos finales ulexita con 60% de B_2O_3 , tincal con 55% de B_2O_3 e inyoíta con 50% de B_2O_3 (Información obtenida de la Empresa Procesadora de Boratos Argentina S.A., a la fecha propietaria del yacimiento).

Boratos recientes

Prácticamente en todas las cuencas salinas, grandes o pequeñas, presentes en la Hoja, hay boratos recientes, particularmente ulexita; no obstante, a la fecha solo se extraen boratos de las cuencas de Cauchari, Olaroz y Lina Lari.

Salar de Cauchari

El salar se encuentra en una depresión alargada en sentido N-S, de más de 50 km de largo por 3 a 5 km de ancho, localizada hacia el norte de la estación Olacapato, entre los paralelos de 23°38' y 24°05' LS.

El borde oriental lo conforman una serie de serranías formadas por rocas sedimentarias y volcánicas de edades cretácicas y terciarias, entre las que se destacan los cerros Negro, Trinchera, Cacha, Carancho y otros. En el borde occidental predominan rocas sedimentarias y volcánicas ordovícicas.

Cubriendo un buen porcentaje de la superficie de la cuenca, existen numerosas pertenencias mineras, algunas de ellas a la fecha en actividad. Las minas El Porvenir, La Inundada y Mascota están entre las más importantes y de mayor producción.

- Mina El Porvenir

Se encuentra en la parte centro-occidental del salar, con acceso por la ruta 70 que une el paraje de Cauchari con el camino internacional a Jama.

El yacimiento está formado por una capa de ulexita en sedimentos limo-arenosos, que hacia el centro de la cuenca alcanza potencias medias de 0,70 - 0,80 m, llegando a valores máximos de 1,20 m, mientras que hacia el borde del salar se adelgaza hasta 0,30 m de espesor. La ulexita aparece en nódulos («papas») de 10 a 15 cm de diámetro y ocasionalmente llegan hasta 40 centímetros. Por debajo de este nivel se menciona un manto de ulexita maciza («planchas») acompañada de cantidades menores de tincal, hidroboracita y colemanita (Alonso, 1999b).

- Mina La Inundada

Se ubica unos 8 km al sur de la mina El Porvenir, en las cercanías del paraje Medanitos. El acceso es el mismo que el del yacimiento anterior.

La característica más significativa de este depósito consiste en la mayor abundancia de tincal o bórax sobre la ulexita. Se determinó la presencia de un banco de material limoarcilloso de color pardo rojizo a grisáceo, cuyo espesor va de 0,25 a 0,50 m, dentro del cual han crecido evapocristales de bórax de 3 a 5 cm de largo, alcanzando en algunos casos hasta 30 centímetros. La cobertura arenosa y limosa de color pardo rojizo oscila entre 1 y 1,5 m de potencia (Alonso, 1999b).

En las cercanías de la mina La Inundada se han reconocido otras yacencias donde el bórax es el mineral más importante, tales como las pertenencias Uruguay y Julio A. Roca, en las cuales se menciona una capa de arcilla negra de olor fétido con contenido de evapocristales de tincal y con un encape de 1,5 m de material estéril.

Salar de Olaroz

Se encuentra inmediatamente al norte del salar de Cauchari, dentro de la misma depresión y separado del anterior por un cono aluvial que desciende desde el oeste por la quebrada de Archibarca.

En general, las concentraciones boratíferas se ubican en el sector oriental de la cuenca. Entre las pertenencias mineras más conocidas pueden citarse la mina María Norte (en el extremo sur del salar, cercana al paraje El Codo), el grupo de minas Santa Inés, situado unos 7 km al norte de la anterior y el grupo de minas San Nicolás, en la parte centro-oriental de la cuenca, en las inmediaciones de Huairahuasi.

En Santa Inés, por debajo de un encape limoarenoso de 0,30 m de espesor, se han destacado 2 niveles, que en parte se unifican, conteniendo ulexita en nódulos de 5 a 10 cm de diámetro dentro de sedimentos limoarcillosos, con una potencia total que va de 0,60 a 0,70 metros. En la parte norte del grupo de minas aparece un nivel con «papas» de ulexita de 0,25-0,30 m con una cobertura mayor que la anterior (Schalamuk *et al.*, 1983).

El área del grupo minero San Nicolás, junto al cual se han establecido otras pertenencias mineras, se extiende por unas 3000 hectáreas. El depósito, en términos generales, está conformado por un manto de ulexita maciza, aunque también aparecen nódulos de alta pureza de 10 a 20 cm en escasa ganga arcillosa, que fue explorado en una superficie de 400 por 300 metros. El espesor llega a 1,30 m disminuyendo hacia los bordes hasta 0,20 - 0,30 metros. En parte, hay un encape de arena limosa no mayor a 10 cm (Schalamuk *et al.*, 1983).

Salinas Grandes

Sólo la parte sudoccidental de esta cuenca se halla dentro de la Hoja Susques, y es en el área de Niño Muerto donde se verifican concentraciones de boratos que han sido explotadas. El acceso al lugar se realiza desde San Antonio de los Cobres por la ruta 40 y por el camino a la localidad de Cobres.

Las acumulaciones de ulexita pueden presentarse en nódulos o macizas, con espesores medios de 0,30 - 0,40 m hasta 1 metro. Como inconvenientes a destacar se mencionan la contaminación de cloruros y sulfatos, además de la proximidad del nivel freático que durante el verano causa la inundación de los niveles explotables. Para esta zona se midieron reservas de 500.000 t de boratos crudos (Alonso, 1999b).

Salar de Jama

Se trata de una cuenca salina de aproximadamente 25 km² ubicada al sureste del paso de Jama, en el límite con Chile, a la que se accede por la ruta internacional a ese país.

El entorno geológico lo componen rocas sedimentarias marinas ordovícicas, secuencias clásticas y volcánicas terciarias y un manto ignimbrítico también terciario que bordea la cuenca por el oeste.

Las concentraciones de ulexita más importantes se encuentran en la parte norte del salar. En 1965, Uñátez (en Schalamuk *et al.*, 1983) calculó reservas del orden de 150.000 t, en niveles con potencias de 8 a 15 centímetros.

Algunos kilómetros al sur de la cuenca de Jama, en la misma depresión donde se localiza el salar, se han explotado en forma reducida manifestaciones de ulexita en las pequeñas depresiones de las lagunas Mucar, Benito y Cilón.

Turi Lari y Celti

Se trata de una cuenca centrípeta reducida, ubicada en el rincón NO de la depresión que ocupa el salar de Olaroz, unos 12 km antes de llegar a la localidad de El Toro.

Dentro de un ambiente de tufitas y areniscas tobáceas de edad terciaria aparece un pequeño salar con un cuerpo de agua en su parte central. Por debajo de una costra salina de aspecto rugoso se ubica una secuencia de niveles arcillosos y arenosos, donde se reconocieron, en un espesor total de 1,15 metros, varias capas con ulexita en forma de nódulos de hasta 15 cm de diámetro y en forma maciza con 0,40 m de potencia que disminuye hacia los bordes. Se presentan niveles arcillosos color verde, que incluyen evapocristales de tincal de 1 a 3 cm de largo. Según Péndola (1954, en Schalamuk *et al.*, 1983) se determinó la presencia de 11.089 t de tincal con ley de 29,8% de B₂O₃ y 4239 t de ulexita con el 20% de B₂O₃.

Unos 6 km al SSO de Turi Lari existe una pequeña depresión de 2 km de largo conocida como Celti, en un ambiente similar al de la manifestación anterior, donde se mencionó la presencia de niveles reducidos de ulexita que fueron aprovechados esporádicamente (Alonso, 1999b).

Lina Lari e Iglesia

Cercanas al camino que une El Toro con el paso de Jama, a unos 35 km de aquella localidad, existen varias manifestaciones de boratos ubicadas en pequeñas depresiones salinas, tales como las minas Norma Isabel, Rafael Ignacio e Iglesia, y algo más al oeste, en la laguna de Guachalajte, la manifestación Lina Lari. Se trata de niveles de ulexita intercalados con capas arenosas y arcillosas; estas últimas suelen pre-

sentar pequeños cristales anhedrales de tincal de 1 a 2 cm de largo.

Cloruro de sodio

Los depósitos de sal (halita) se encuentran en las Salinas Grandes (Fig. 11), en las cercanías de Cangrejillos y Ojo de Huancar, a unos 60 km al norte de San Antonio de los Cobres, con acceso por la ruta 40 que bordea la cuenca salina por el este.

Existe un número importante de pertenencias mineras que cubren la superficie salina, entre las que se destacan las minas Júpiter, Tres Arroyos, Prode, Yorugua, Huancar, Estela Silvia y otras. La extracción de cloruro de sodio se realiza de tres formas diferentes. Una es cortando panes de 10 a 20 cm de espesor de la costra salina superior formada por niveles de halita blanca intercalados con otros más oscuros por la presencia de material arcilloso, producidos por los cambios estacionales que afectan al salar. Otra forma es a través de piletas de evaporación que consisten en pozos excavados en el salar de aproximadamente 3 por 6 m y menos de un metro de profundidad donde cristaliza la sal a partir de la salmuera; este método permite obtener un producto de alta pureza (más del 99% NaCl) para consumo

humano. Por último, se extrae sal por medio del raspado con motoniveladoras de la costra estacional, que puede alcanzar algo más de 2 cm de espesor; de esta manera se pueden acumular grandes volúmenes para uso industrial.

Diatomitas

Existen dos zonas con depósitos de diatomitas, ambas en el sector sudoccidental de la Hoja, el grupo Morro Blanco y el grupo del noroeste del salar del Rincón.

El primero, integrado por las pertenencias La Salteña, La Catueña, La Andina, Conalio I y III y otras, se ubica 5 km al NNO de Catua, con acceso por la ruta a Huaitiquina y una huella secundaria. Se trata de una secuencia sedimentaria, de origen lagunar, integrada por horizontes blancos de diatomitas calidad «B» que afloran en el faldeo de una lomada extensa, intercalados con bancos arcillosos, limosos y de cenizas volcánicas, de colores grises, amarillentos y verdosos. El conjunto tiene rumbo de 165° e inclina 10 a 15° hacia el SO. Los afloramientos pueden seguirse en forma intermitente a lo largo de 500 metros. La potencia del nivel diatomítico en el sector sur del yacimiento alcanza 0,50 m, aunque en otras áreas



Figura 11. Acumulaciones de sal en las Salinas Grandes.

sólo llega a poco más de 10 centímetros. Durante la explotación se desarrolló un frente de cantera, discontinuo, de unos 300 m de largo y una altura promedio de 2 m, además de varios piques, uno de ellos de poco más de 6 m, pozos y trincheras de exploración (Schalamuk *et al.*, 1983).

El grupo correspondiente al NO del salar del Rincón, donde se encuentran, entre otras, las minas Conaliot II, IV y VI, se sitúa unos 5 km al SSO del puesto de Gendarmería del paso de Sico. Se trata de un relieve deprimido, en el borde del salar, rodeado por el oeste por potentes acumulaciones ignimbríticas, en donde aflora un estrato de diatomita de calidad «A», de hasta 1,2 m de potencia, con un encape detrítico de 1,3 m (Sureda *et al.*, 1986). La explotación se realizaba por medio de varios frentes de cantera pequeños, de uno a dos metros de altura.

Sulfato de sodio

Salar de Jama

En el sector sur del salar aparece una secuencia constituida, de arriba hacia abajo, por una costra salina limoarcillosa, un nivel de yeso (con partículas tamaño arena) de 30 cm de espesor, una capa de ulexita maciza de 4 cm de potencia, una capa de sulfato de sodio (mirabilita) en ganga de arcilla verde de 40 cm y finalmente una arcilla oscura con materia orgánica. El sulfato de sodio fue reconocido en un área de 300 por 200 m (Argañaraz, 1999).

Salar de Cauchari

En este salar se han reconocido dos sectores con sulfato de sodio. Según Argañaraz (1999), existe una concentración de sulfatos que se encuentra 30 km al norte del caserío de Cauchari, al sur del paraje El Codo, a unos 500 m del borde occidental del salar, que fue explotada desde fines de los '70 a principios de la década del '80. Se trata de un nivel de hasta 2 m de potencia de material arenoso y arcilloso reconocido en una extensión de 200 por 500 m donde se intercala el mineral de buena pureza, con un encape de 20 a 40 centímetros. Alonso (1999b) indicó que dentro de la superficie correspondiente a la mina de boratos La Salteña, a poco más de 1,5 km del borde del salar, se determinó un banco de arcilla roja con mirabilita y un nivel de mirabilita pura, que alcanzan hasta 1,5 m de espesor, ubicándose por debajo de una cobertura estéril y de un banco de ulexita de 0,2

a 2 m de potencia. Se cubicaron reservas del orden de 170.000 t de mirabilita.

Travertino y ónix

Canteras Casa del Zorro y Norma I - II

La primera se encuentra a unos 5 km al norte del puesto de Gendarmería del paso de Sico, a un km de la antigua ruta 51 al paso de Huaitiquina.

Durante la explotación se desarrolló un frente de cantera de unos 300 m de largo, orientado en sentido NO-SE, que avanzó por 10 a 15 m hacia el O con una altura de 5 a 6 metros. Parte del material explotado eran bloques de hasta 3 m³ (Schalamuk *et al.*, 1983).

La yacencia consiste en varias capas de calizas hidatogénicas asentadas sobre niveles arenosos y conglomerádicos brechosos con abundante material volcánico en su constitución. Hacia la base se identifica un conjunto de capas calcáreas donde alternan los colores blancos, verdosos y pardo-rojizos, que alcanza un espesor total de 2 metros. Por encima aparece un horizonte de 2 a 4 m de potencia, conformado por una secuencia de capitas de aragonita amarillenta de hasta 1 cm de espesor cada una, alternadas con otras rojizas, pardas y casi negras. Los estratos están en posición horizontal a subhorizontal. Existe una fracturación, por sectores intensa, que afecta al conjunto, perjudicando en cierta medida el aprovechamiento del material en bloques (Schalamuk *et al.*, 1983).

Las canteras Norma I y II están ubicadas 6 a 7 km al ONO de la anterior, accediéndose por la ruta hacia el paso de Huaitiquina. Se trabajó un frente de cantera semicircular de unos 60 m de largo por 8 a 10 m de altura. Los bloques recuperados no superaban 1,5 m³ (Schalamuk *et al.*, 1983).

En el área afloran sedimentos limoarenosos con abundantes aportes de origen volcánico. Los depósitos están constituidos por una sucesión de niveles calcáreos con espesores de centímetros a varios decímetros, de coloraciones variadas que van del blanco al amarillo crema, pasando al verde hasta el azul claro; esta última variedad, conocida como «azul cielo», es prácticamente única en el país. El total de la secuencia de calizas hidatogénicas integrada por ónix, aragonita y travertino, es algo mayor a los 4 metros, constituyendo un cuerpo tabular de rumbo general E-O e inclinación de 15 a 18° al norte. La

fracturación en general es intensa (Schalamuk *et al.*, 1983).

Canteras El Sol y Catua

Están emplazadas a 2 km al SSO de la localidad de Catua, en el camino a Huaitiquina. Existen unas pocas labores superficiales. Por encima de estratos conglomerádicos y arenosos rojizos del Subgrupo Pírgua, aflora un paquete de bancos arenoso conglomerádicos con alto contenido de material volcánico de hasta 15 m de potencia total, donde se intercalan niveles travertínicos de baja calidad, de colores claros, de 10 a 30 cm de espesor.

Cantera Cueva del León

Se encuentra 5 km al este de Susques, al norte de la ruta 16. Existen unas pocas trincheras y pozos desde donde se extrajeron escasas cantidades de material en bochones. En la zona afloran rocas sedimentarias marinas (areniscas y pelitas) ordovícicas, cubiertas en parte por hasta 30 m de andesitas terciarias de color gris claro. Las calizas hidatogénicas están intercaladas entre los dos tipos de rocas anteriores, asociadas a niveles arenosos y conglomerádicos con alto porcentaje de componentes volcánicos. Forman una lente de 230 m de largo y 3 m de espesor, constituida en su base por travertino poroso con abundantes cavidades de disolución de 1,5 m, seguida por un nivel de travertino macizo de 0,30 m de espesor y continúa poco más de un metro de una roca similar a la anterior. El cuerpo tabular tiene rumbo 160° e inclinación de 17° hacia el NE.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Mina La Colorada

Está ubicada en la localidad de Cobres, 68 km al norte de San Antonio de los Cobres, desde donde se accede por las rutas nacional 40 y provincial 38. Se trata de un antiguo yacimiento, cuya explotación se remonta a la presencia de los jesuitas en tiempos coloniales. Desde fines del siglo XIX se realizaron actividades extractivas de óxidos de hierro, mediante laboreos rudimentarios, efectuándose siderurgia en pequeña escala. En los alrededores del pintoresco pueblo de Cobres es posible recorrer las labores y apreciar los restos históricos de la actividad siderúrgica.

A partir de 1992 comenzó una tarea exploratoria con sondeos y métodos geofísicos a partir de la cual

se determinó la presencia de sulfuros masivos con pirrotina, blenda, calcopirita y galena.

En superficie se observan sedimentitas ordovícicas, en las que se aloja la mineralización, dispuestas en pliegues de corta longitud de onda con desarrollo de un marcado clivaje de plano axial. Son notables los rasgos de metamorfismo de contacto, como skarns y motas cordieríticas, generados a partir de la intrusión de la Granodiorita Cobres de edad ordovícica. Las motas de cordierita están deformadas, por ello se infiere que la intrusión del granito fue contemporánea con la deformación.

Falla de *rift* y afloramientos cretácicos en la quebrada de Tanque

El sitio se encuentra en la ladera oriental de la sierra de Tanque, en la quebrada del río homónimo, a mitad de camino de la ruta que une las localidades de Susques y Coranzulí.

Se trata de una falla normal, inclinada al oeste, que pone en contacto sedimentitas ordovícicas con conglomerados basales del Subgrupo Pírgua. En el bloque inferior se observa una zona de falla intensamente brechada donde se alojan manifestaciones de sulfuros. Esta estructura corresponde al remanente de un borde del *rift* cretácico, elevado por cabalgamientos andinos junto con el resto de la sierra de Tanque.

Continuando por la misma ruta hacia el noroeste, la secuencia cretácica presenta excelentes afloramientos donde se destacan gigantescos estromatolitos de la Formación Yacoraite dispuestos en estratos rebatidos.

Discordancias Tilcara e Iruya en el extremo norte de la sierra de Cobres

El sitio se encuentra en el borde sureste de la Hoja, en el faldeo oriental del cerro Matancilla. Se accede al mismo por la ruta provincial 75 a aproximadamente 30 km al sur de la localidad de Cobres.

En este punto es posible apreciar los estratos de cuarcitas del Grupo Mesón apoyados en discordancia angular (discordancia Tilcárica) sobre leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana. Se observa el conglomerado de base del Grupo Mesón, localmente definido como Formación Matancilla, con abundante contenido de clastos redondeados de cuarzo. El desarrollo de la secuencia cámbrica por encima del conglomerado basal es grano y estratocreciente y es posible recorrer a pie, a lo largo de aproximadamente 200 m, toda la secuencia hasta el contacto con las sedimentitas del Tremadociano

inferior. Este contacto está definido por la discordancia Iruya, donde un conglomerado basal de la secuencia ordovícica, integrado por clastos y bloques de gran tamaño de cuarcitas cábricas, se dispone sobre un pronunciado paleorrelieve.

Secuencia ordovícica entre las Salinas Grandes y Susques

Al oeste de las Salinas Grandes, la ruta nacional 52 pasa por un desfiladero que bordea el río de las Burras. Antes de ingresar al desfiladero se aprecia el contacto intrusivo de un granito de edad ordovícica con leptosedimentitas ordovícicas. En las proximidades del contacto resaltan diques pegmatíticos que cortan la secuencia sedimentaria.

Pocos kilómetros al oeste, el corte del camino atraviesa parte de la secuencia ordovícica integrada por intercalaciones de areniscas y pelitas con gran variedad de estructuras internas. La secuencia, suavemente plegada y con desarrollo de clivaje de plano axial, está intruida por diques básicos en la parte media del desfiladero.

Complejo piroclástico Susques

Comprende los mantos ignimbríticos y oleadas piroclásticas ubicados al suroeste de la localidad de Susques, en ambos márgenes del río Chico y al oeste del río Susques. Las ignimbritas presentan pómez de más de 1 m de diámetro, apreciables al costado de la ruta nacional 52 pocos kilómetros antes de ingresar a la quebrada de Taire.

Al pie de la ladera oriental de la sierra de Taire, sobre la ruta 52, se advierte un afloramiento de una oleada piroclástica rotada, en el bloque inferior de una falla inversa que eleva la sierra de Tanque.

Asociada a la anterior se puede apreciar, pocos kilómetros hacia el oeste, ya en el interior de la quebrada de Taire, un potente afloramiento de oleada piroclástica de color blanco con decoloraciones anaranjadas y amarillentas dispuesta en bancos delez-

nables con estructuras internas entrecruzadas de alto ángulo, dunas, antidunas y de corte y relleno.

Sobre la base de las observaciones de rasgos morfológicos, depósitos piroclásticos proximales e interpretaciones de datos de geofísica aeromagnética, se infiere la presencia de una caldera volcánica críptica, deformada por la elevación de la sierra de Taire, en las inmediaciones de la localidad de Susques.

Discordancia ordovícico-cretácica y afloramientos de eolianitas próximos a la localidad de Catua

En el cruce de la ruta nacional 51 con el camino de acceso a la localidad de Catua se halla una discordancia angular entre el Subgrupo Pirgua y sedimentitas ordovícicas.

Las rocas del Subgrupo Pirgua están integradas por conglomerados gruesos con aportes de rocas paleozoicas. Son los afloramientos más australes del Subgrupo Pirgua encontrados en la franja occidental de la Puna.

La discordancia está repetida por una falla directa que inclina al E-SE, posiblemente generada durante la extensión cretácica.

Sobre los conglomerados afloran, a lo largo de la ruta, potentes bancos de areniscas eólicas rojas caracterizadas por estructuras internas entrecruzadas de alto ángulo. Sobre la secuencia cretácica sobreyacen depósitos volcánico-sedimentarios paleógenos.

Salinas Grandes

La ruta nacional 52 atraviesa las Salinas Grandes en dirección este-oeste. Constituye uno de los paisajes más representativos de la Puna. En su parte media se observan las características costras salinas agrietadas formando polígonos con sus bordes levantados por la cristalización de halita.

Un camino que se desvía desde la ruta hacia el sur, se adentra 2 km en la salina, hasta un campa-

mento de explotación manual de sal concentrada en piletones de precipitación.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G. y B. Baldis, 1987. The Ordovician system of South America. Correlation chart and explanatory notes. International Union of Geological Sciences Publication 22, 68 pp.
- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1975. Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Ordovícico puneño. Fauna graptolítica de Catua, provincias de Salta y Jujuy. 1^{er} Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 77-90. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1987. Paleontología del límite precámbrico-cámbrico de Argentina. 10^o Congreso Geológico Argentino, 1:315-320. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. 2^o Congreso Latinoamericano de Geología, 2:755-763. Caracas, Venezuela.
- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En: Burton, D. L. (Ed.), Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions of the University of Oslo, 295: 203-209.
- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 2009. The Pampean Orogen: Ediacaran-Lower Cambrian evolutionary history of Central and Northwest region of Argentina. In: Gaucher, C., A. N. Sial, G. P. Halverson, H. E. Frimmel (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16: 239-254. Elsevier.
- Aceñolaza, F. G., F. R. Durand y R. Díaz Taddei, 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta. 6^o Congreso Geológico Argentino, 1:319-332. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G., L. Buatois, M. G. Mángano, S. Esteban, F. Tortello y G. F. Aceñolaza, 1999. Cámbrico y Ordovícico del Noroeste Argentino. En: Caminos, R. (ed): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29 (7): 169-187. Buenos Aires.
- Adams, C., H. Miller y A. Toselli, 2007. Detrital zircon ages of the Puncoviscana Formation of NW Argentina, and their bearing on stratigraphic age and provenance. 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences Abstracts: 68- 69. Kiel, Germany
- Adams, C., H. Miller, A. Toselli y W. Griffin, 2008a. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen 247 (3): 341– 352.
- Adams, C. J., H. Miller, G. F. Aceñolaza y A. J. Toselli, 2008b. Cambrian paleogeography at the western Gondwana margin: U-Pb ages and provenance areas of detrital zircons of the Mesón Group (Upper Cambrian), Northwest Argentina. 7 International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 17- 20.
- Allmendinger, R., 1986. Tectonic development of the southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. Geological Society of America Bulletin. 97, 1070-1082.
- Allmendinger, R., M. Strecker, J. Eremchuk and P. Francis, 1989. Neotectonic deformation of the Southern Puna plateau, Northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 2: 111-130.
- Alonso, R. N., 1986. Ocurrencia, Posición Estratigráfica y Génesis de los Depósitos de Boratos de la Puna Argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 197 pp., inédita.
- Alonso, R. N., 1987. Valoración icnofaunística de ambientes boratíferos. 4^o Congreso Latinoamericano de Paleontología, I: 586-597. Santa Cruz de la Sierra.
- Alonso, R. N., 1999a. Boratos terciarios de la Puna, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Zappettini, E. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1779-1826.
- Alonso, R. N., 1999b. Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Zappettini, E. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1907 - 1922.
- Alonso, R. N., J. G. Viramonte y R. Gutiérrez, 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo Geológico de la Puna Argentina. 9^o Congreso Geológico Argentino, 1: 43-63. Buenos Aires.
- Alonso, R. N., R. Sureda y J. Viramonte, 1988. Geología del yacimiento de boratos Loma Blanca (Jujuy). 3^{er} Congreso Nacional de Geología Económica, I: 205 - 220. Buenos Aires.
- Alonso, R. N., T. Jordan, K. Tabbut y D. Vandervoort, 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. Geology, 19:401-404.
- Angelelli, V., A. Aristarain, A. Herrera y J. C. Fernández Lima, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales 15, 172 pp.
- Aparicio González, P. A. y M. C. Moya, 2014. Una propuesta para identificar formalmente al basamento estratigráfico del noroeste argentino. 19^o Congreso

- Geológico Argentino, Actas de Resúmenes S2-3, Córdoba.
- Aparicio González, P. y M. Pimentel, 2010. The Stratigraphic Basement of Mojotoro Range, northwest Argentina: U-Pb LA-ICP-MS geochronology of detrital zircons. 7° SSAGI. South American Symposium on Isotope Geology, Actas CD, Brasilia.
- Aparicio González, P., M. Pimentel y N. Hauser, 2011. Datación U-Pb por LA-ICP-MS de diques graníticos del ciclo pampeano, sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68 (1): 33-38.
- Aparicio González, P. A., M. M. Pimentel, N. Hauser y M. C. Moya, 2014. U-Pb LA-ICP-MS geochronology of detrital zircon grains from low- grade metasedimentary rocks (Neoproterozoic- Cambrian) of the Mojotoro Range, northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 49: 39- 59.
- Aquater, 1980. Exploración geotérmica del área del cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Minería de la Provincia de Jujuy. Inédito.
- Argañaraz, R. A., 1973. Informe geológico económico preliminar del prospecto La Providencia. Informe inédito. Salta.
- Argañaraz, R. A., 1999. Depósitos de sulfato de sodio de Jujuy, Salta y Catamarca. En: Zappettini, E. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1923-1925.
- Armanini, R., 1995. Estudio geológico y potencial metalogenético en la región del río Grande de Coranzulí, departamento de Susques, provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, Tesis profesional, I: 1-63.
- Arnosio, M., 1999. Volcán Chimpa. En: González Bonorino, G, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, I: 391-392. Salta.
- Arnosio, M., 2002. Volcanismo, geoquímica y petrología del volcán Chimpa (24° LS – 66° LO), provincia de Salta, República Argentina. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 139 pp., inédita.
- Astini, R. A., 2003. The Ordovician proto-Andean basins. En: Benedetto, J. L. (Ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1-74.
- Augustsson, C., T. Rüsing, C. J. Adams, H. Chmiel, M. Kocabayoglu, M. Büld, U. Zimmermann, J. Berndt y E. Kooijman, 2011. Detrital quartz and zircon combined: The production of mature sand with short transportation paths along the Cambrian West Gondwana margin, Northwest Argentina. Journal of Sedimentary Research, 81: 284- 298. DOI: 10.2110/jsr.2011.23.
- Bahlburg, H., 1990a. The Ordovician Basin in the Puna of Argentina and Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 293-296. San Juan.
- Bahlburg, H., 1990b. The «Faja Eruptiva de la Puna Oriental» in the northern argentinian Puna revisited: granitoid emplacement in a Late-oroclyic Silurian sinistral strike-slip zone. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 297-300. San Juan.
- Bahlburg, H., 1990 c. 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. y F. Hérve, 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. Geological Society of America Bulletin, 109 (7): 869-884.
- Bahlburg, H. y U. Zimmermann, 1999. La cuenca Ordovícica de la Puna. En: González Bonorino, G, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, I: 185 – 187. Salta.
- Bahlburg, H., C. Breitzkreuz, J. Maletz, M. C. Moya y 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(2): 69-89.
- Becchio, R., 1994. Petrología y geoquímica del magmatismo Ordovícico de la Puna Septentrional entre los 23° y 24° S. Informe final, inédito. Beca iniciación. CONICET, 1-32.
- Becchio, R., F. Lucassen, G. Franz, J. G. Viramonte y K. Wemmer, 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S). Metamorfismo y geocronología. En: González Bonorino, G, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 58-72. Salta.
- Bianchi, A. R. y M. Arias, 1996. Estadísticas Climatológicas de la provincia de Salta. Dirección de Medio Ambiente y Recursos Naturales de Salta. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria – Estación Experimental Agropecuaria.
- Bianucci, H. A., C. A. Fernández Garrasino y E. G. Sánchez, 1987. Corrimientos de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 1: 165-168. Tucumán.
- Bierlein, F. P., H. J. Stein, B. Coira y P. Reynolds, 2006. Timing of gold and crustal evolution of the Palaeozoic south central Andes, NW Argentina.

- Implications for the endowment of orogenic belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 245: 702-721.
- Blasco, G., E. Zappettini y F. Hongn, 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 217, 126 pp.
- Bonaparte, J. F., J. Salfity, G. E. Bossi y J. Powell, 1977. Hallazgo de dinosaurios y aves cretácicas en la Formación Lecho. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 5-17. San Miguel de Tucumán.
- Bonarelli, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto Aguarague y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, provincia de Salta. *Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología*, 8(4). Buenos Aires.
- Bond, M. y G. López, 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32 (3): 301-309.
- Bodenbender, G., 1902. Comunicaciones mineras y mineralógicas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 18: 369-371.
- Brackebusch, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 5: 137-252.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha.
- Breitkreuz, C., H. Bahlburg, B. Delakowitz y S. Pichowiak, 1989. Volcanic events in the Paleozoic Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 171-189.
- Cahill, T., B. Isacks, D. Whitman, J. L. Chatelain, A. Pérez y J. Mingchiu, 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, Northwestern Argentina. *Tectonics*, 11(5): 944-959.
- Carbajal, E., R. Pascual, R. Pinedo, J. A. Salfity y M. G. Vucetich, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbreira (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina), edad y correlaciones. *Publicaciones del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Mar del Plata «Lorenzo Scaglia»*, 2 (7): 148-163.
- Catalano, L. R., 1926. Geología de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar de Cauchari. Puna de Atacama. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 23, 110 pp.
- Catalano, L. R., 1927. Geología química de los boratos. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 28.
- Charrier, R. y K. Reutter, 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and back arc from late Cretaceous to Eocene. En: Reutter, K., E. Scheuber y P. Wigger (Eds.), *Tectonics of the southern central Andes*: 189-202. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. New York.
- Chávez, I., 1988. Estudio geológico – económico del yacimiento de boratos Loma Blanca. Departamento de Susques, provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, Tesis profesional, I: 1 - 50, inédita.
- 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. Universidad de Cornell, Tesis doctoral, 212 pp.
- Cladouhos, T. T., R. Allmendinger, B. Coira y 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.
- Coira, B., 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. *Actas 2º Congreso Ibero-americano de Geología Económica*, 1: 37-56.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Boletín 170, 90 pp.
- Coira, B. L., 1983. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en la Puna Jujeña, Argentina. Segundo Congreso de Geología Económica, Actas II: 405-423. San Juan.
- Coira, B., 1990. Ignimbritas y lavas dacíticas del Cenozoico superior de la Puna Jujeña y sus contenidos anómalos en Sn, Sb, Bi, Ag y Au. 11º Congreso Geológico Argentino, 1:299-302. San Juan.
- Coira, B., 1996. Volcanismo submarino silíceo ordovícico en la Puna nororiental (22°-24°S, 65°45' -66°45' O), Argentina. *Memorias 12º Congreso Geológico de Bolivia*, 3: 1003-1009. Tarija.
- Coira, B. y E. Barber, 1989. Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del río Huaitiquina, provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 68-77.
- Coira, B. y M. Barbieri, 1989. Relaciones isotópicas 87Sr/86Sr de las vulcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22°-24° 30' S. Puna Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 78-88.
- Coira, B. y P. Caffè, 1999. Volcanismo Cenozoico de Puna Norte. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14º Congreso Geológico Argentino*, I: 371-390. Salta.
- Coira, B. y S. Kay, 1993 a. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the high Puna Plateau, Central Andes,

- Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113: 40-58.
- Coira, B. y S. M. Kay, 1993 b. 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. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, I/A5: 674-678. Viña del Mar.
- Coira, B. y F. Nullo, 1989. Facies piroclásticas del volcanismo ordovícico (Arenigiano – Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 89-95.
- Coira, B. y G. Paris, 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle (23°50' - 24°25' Lat. Sur y 66°15' - 66° 45' Long. Oeste). Provincias de Jujuy y Salta. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 659-671. Buenos Aires.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and northwestern Chile. Earth Science Review, 18: 303-332. Amsterdam.
- Coira, B., S. Mahlburg Kay y J. Viramonte, 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna. A model for changing, subduction geometry. International Geology Review, 35 (8): 677-720.
- Coira, B., P. Caffè, S. Mahlburg Kay, A. Díaz y A. Ramírez, 1996. Complejo volcánico Vilama. Sistema caldérico del Cenozoico Superior en Puna, Jujuy. 13^{er} Congreso Geológico Argentino y 3^{er} Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:603-620. Buenos Aires.
- Coira, B., S. Kay, B. Pérez, B. Woll, M. Hanning y P. Flores, 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos, V. y J. Keppie (Eds.), Laurentia - Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336: 145 – 170. Boulder, Colorado.
- Coira, B., P. Caffè, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Pérez, B. Pérez, O. Orozco y M. Martínez, 2004. Hoja Geológica 2366-I/ 2166-III, Mina Pirquitas, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 269: 1- 122.
- Coira, B., A. Kirschbaum, F. Hongn, B. Pérez y N. Menegatti, 2008. Basic magmatism in Northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. Journal of South American Earth Sciences, 28: 374- 382.
- Coira, B., M. Koukharsky, S. Ribeiro Guevara y C. Cisterna, 2009. Puna (Argentina and Northern Chile) Ordovician basic magmatism: contribution to the tectonic setting. Journal of South American Earth Sciences, 27 (1): 24 – 35.
- Cristiani, Ch., 1998. Studio petrografico e geoquímico del Compleso intrusivo giurassico di Tusaquillas (Altiplano della Puna, NW Argentina). Tesi di Laurea. Facolta' di Scienza Matematiche, Fisiche e Naturali. Universita' degli Studi di Pisa, I: 1-111.
- Cristiani, Ch., A. Del Moro, M. Matteini, M. Mazzuoli y R. Omarini, 1999. The Tusaquillas plutonic complex. Central Andes. Age, petrology and geodynamic significance. Segundo Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, I: 34-35. Villa Carlos Paz.
- De Celles, P., B. Carrapa y G. Gehrels, 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. Geology, 35: 323-326.
- de Ferrariis, C. I., 1940. Corrimientos de bloques de montaña de los alrededores de Purmamarca, departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de La Plata, Instituto del Museo. Tesis del Museo N° 1. La Plata.
- de los Hoyos, L., 1992. La situación de la Minería jujeña y sus perspectivas. Consejo Federal de Inversiones. Dirección Provincial de Minería. Informe inédito: 113. Jujuy.
- de Silva, S. L., 1989. Altiplano Puna volcanic complex of the Central Andes. Geology, 17: 1102-1106.
- Del Blanco, M., H. Echeveste y R. Plá, 1996. Mineralización de tierras raras y torio en carbonatitas, Sierra de Cobres, provincias de Salta y Jujuy. 3^a Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. Publicación 5: 91-97.
- del Papa, C., A. Kirschbaum, J. Powell, A. Brod, F. Hongn y M. Pimentel, 2009. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: a new approach for reconstructing Eocene foreland basin in NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences, doi:10.1016/j.jsames.2009.06.004 .
- Deraco, V., J. Powell y G. López, 2008. Primer leontínido (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta) del Noroeste Argentino. Ameghiniana, 45 (1) 83-91.
- Díaz, J., D. Malizzia y G. Bossi, 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla (Terciario superior). 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 113-116. San Miguel de Tucumán.
- Durand, F., 1993. Las icnofacies del basamento metasedimentario en el Noroeste Argentino: significado cronológico y aspectos paleogeográficos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2°

- Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 260-267. Mendoza.
- Durand, F. R. y J. N. Rossi, 1999. Metamorfismo del sector noroeste de las Cumbres Calchaqués, Sierras de San Javier y Serranías del Noroeste de Tucumán. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, I: 52-57. Salta.
- Escayola, M. P., C. R. van Staal y W. J. Davis, 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa- Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 438-459.
- Esquivel, J., 1989. Estratigrafía y mineralización del volcán Chimpa, área de Piscuno, departamento Los Andes, San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Tesis final de Licenciatura, 77 pp, inédita.
- Fernández, J., P. Bondesio y R. Pascual, 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eógeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana*, 10 (2): 152-172.
- Feruglio, E., 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. En *Contribuciones a la Primera Reunión Nacional de Geografía*. Dirección General de YPF. Contribución N° 7:1-37. Buenos Aires.
- Galliski, M. y J. Viramonte, 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: a petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4): 329-342.
- García, A., E. Pérez d' Angelo y E. Ceballos, 1962. El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, provincia de Antofagasta. *Revista Minerales*, 17 (77): 52-61, Santiago de Chile.
- Gardeweg, M. y C. F. Ramírez, 1987. La Pacana Caldera and the Atana Ignimbrite – A major ash flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49: 547-566.
- Gasparini, Z. B. y A. M. Báez, 1975. Aportes al conocimiento de la herpetofauna terciaria de la Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 3: 377-415. Tucumán.
- Goin, F. J., R. M. Palma, R. Pascual y J. E. Powell, 1986. Persistencia de un primitivo *Borhyanidae* (Mammalia, Marsupialia) en el Eoceno temprano de Salta (Fm. Lumbrera, Argentina). Aspectos geológicos paleoambientales relacionados. *Ameghiniana*, 23 (1-2): 47-56. Buenos Aires.
- Gómez Omil, R. J., A. Boll y R. M. Hernández, 1987. Cuenca Cretácico-Terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta). 10° Congreso Geológico Argentino. Simposio Cuencas Sedimentarias, 5: 9. San Miguel de Tucumán.
- Gorustovich, S. A., J. A. Salfity, D. G. Rubiolo y R. J. Sureda, 1985. Yacimiento Aguiliri (Puna Argentina), depósito uranífero en rocas subvolcánicas terciarias. 4° Congreso Geológico Chileno, 2 (3): 250-270. Antofagasta.
- Gorustovich, S., A. Vullien, B. Aniel y R. Bustos, 1987. Uranio en ignimbritas cenozoicas del sector Coranzulí y Ramallo, Puna Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino. Tucumán. Simposio Internacional de Vulcanismo Andino. Resúmenes, 4: 367-369. San Miguel de Tucumán.
- Götze, H. J., G. Chong, B. Lahmeyer, R. H. Omarini, J. A. Salfity, S. Schmidt, S. Strunk and J. G. Viramonte, 1987. The gravity field and its relation to the Andean volcanism between 20° and 26° LS. 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 355-357. San Miguel de Tucumán.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico, Ándico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estratigrafía y Geografía, II (1): 349-521. Buenos Aires.
- Guidi, F. y J. Burgos, 1984. Estudios geológicos – radimétricos preliminares de la zona de Tusaquillas, departamento Cochinocha, provincia de Jujuy. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petroleras*, CVII, 10:1-35.
- Halpern, M. y C. O. Latorre, 1973. Estudio geocronológico inicial de rocas del Noroeste de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (2):196-205.
- Haschke, M., A. Deeken, N. Insel, E. Sobel, M. Grove y A. Schmitt, 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite (U/Th)/He, K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona): 360-363.
- Hausen, H., 1930. Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta und Jujuy, Norwest Argentinien. *Meddel. Ago. Akad. Geol. Minerl. Inst.* 11. Helsinki.
- Hauser, N., M. Matteini, R. Omarini y M. Pimentel, 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. *Gondwana Research*, 19: 100-127. New York.
- Hawkesworth, C. J., M. Hammil, A. R. Gledhill, P. Van Clastern and G. Rogers, 1982. Isotope and trace element evidence for late stage intercrustal melting

- in the high Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 58: 240-254.
- Hernández, R., A. Disalvo, A. Boll, R. Gómez Omil y C. Galli, 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán - Alemania, Noroeste Argentino. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), *Relatorio Geología del Noroeste Argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 263-283. Salta.
- Hernández, R. M., R. Gómez Omil y A. Boll, 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift cretácico en la provincia de Jujuy. En Coira, B. y E. O. Zappettini (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*, *Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino*: 207-243. San Salvador de Jujuy.
- Hongn, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis doctoral, inédita. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 228 pp.
- 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(3-4): 256-268.
- Hongn, F. D. y R. Mon, 1999 a. Estructura del basamento pampeano en el noroeste de Argentina (provincias de Jujuy, Salta, Tucumán y Catamarca). En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. G. Viramonte (Eds), *Geología del Noroeste Argentino*. *Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino* 1: 80-88. Salta.
- Hongn, F. D. y R. Mon, 1999 b. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. G. Viramonte (Eds), *Geología del Noroeste Argentino*. *Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino* 1: 212-216. Salta.
- Hongn, F., P. Acuña, R. Mon y A. Kirschbaum, 2001. Deformación paleozoica en el área de La Colorada. Sierra de Cobres (NO de Argentina). 7° Congreso Argentino de Geología Económica, 1: 65-71. Salta.
- Hongn, F., J. M. Tubía, A. Aranguren y R. Mon, 2002. La monzodiorita Las Burras: un plutón mioceno en el Batolito de Tastil, Cordillera Oriental Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 2: 128-133. Buenos Aires.
- Hongn, F., R. Mon, P. Acuña, A. Kirschbaum y N. Menegatti, 2006. Deformación intraordovícica en la Sierra de Cobres. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial N°10*: 186-192. Buenos Aires.
- Hongn, F., C. del Papa, J. Powell, I. Petrinovic, R. Mon y V. Deraco, 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26° S): Inheritance of preexisting anisotropies on the pattern of initial Andean shortening. *Geological Society of America*, 35 (3):271-274.
- Igarzábal, A. P., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, 1:595-607. Buenos Aires.
- Igarzábal, A. P., 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Universidad Nacional de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 8: 97-121. Jujuy.
- Igarzábal, A., R. S. Salas y A. Quiroga, 1987. Quimismo, mineralización y potencialidad del Salar del Rincón, departamento Los Andes, provincia de Salta. 10° Congreso Geológico Argentino, 2:171 - 174. San Miguel de Tucumán.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geothermal Research*, 93 (B4): 3211-3231.
- Jordan, T. E. y R. Alonso, 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 71 (1): 49-64.
- Jordan, T., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. A. Ramos y C. J. Ando, 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Kay, S., B. Coira y J. Viramonte, 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as guides of lithosphere delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 99: 24.323-24.339.
- Kirschbaum, A., F. Hongn y N. Menegatti, 2006. The Cobres Plutonic Complex, eastern Puna (NW Argentina): Petrological and structural constraints for Lower Paleozoic magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 252-266.
- Kittl, E. y P. Kittl, 1968/69. Sobre las wolframitas de Liquinaste, Jujuy. *Revista Minera*: 29: 42-46. Buenos Aires.
- Klerck, J., H. Deutsch, H. Pichler y W. Zeil, 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 49-71.
- Kley, J., 1996. Transition from basement involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia. *Tectonics*, 12: 763-775.
- Koukharsky, M. M. L., 1985. Caracterización petrológica de las ignimbritas cenozoicas de la Puna Argentina. *Cuarto Congreso Geológico Chileno, Actas III* (4): 254-274. Antofagasta.
- Koukharsky, M., B. Coira y O. Morello, 1989. Volcanismo ordovícico de la sierra de Guayaos, Puna Salteña. Características petrológicas e implicancias

- tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 207 -216.
- Krallman, A., 1994. Petrographische und geochemische Untersuchungen an jungen, basischen Vulkaniten im Bereich des Calama-Olacapato-El Toro Lineamentes östlich der Vulkankette, NW - Argentinien. *Clausthaler Geowiss. Diss. H.*, 45, 160, S., 79 Abb., 20 Tab., 2Taf.
- Leanza, A. F., 1969. Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el horizonte calcáreo-dolomítico y con las calizas de Miraflores y la hibrididad del Sistema Subandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 393-407.
- Lindsay, J. M., S. L. de Silva y R. Trumbull, 1998. Complex magmatic relations in the La Pacana caldera system, north Chile. *International Volcanological Congress*, Cape Town: 34.
- Lizarraga, A., 1981. Minerales de plata y cobre en un conglomerado cuartario del departamento de Susques, provincia de Jujuy. 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 739 - 753. Buenos Aires.
- López de Azarevich, V. L., F. G. Aceñolaza, G. F. Aceñolaza, R. H. Omarini, y M. Azarevich, 2012. La cuenca Neoproterozoica-Eocámbrica en el NOA: sedimentología y ambientes de depósito de secuencias con icnofósiles, nuevas perspectivas. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio: 119-132, Salta, Argentina.
- Lork, A. y H. Bahlburg, 1993. Precise U/Pb ages of monzonites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:1-6. Mendoza.
- Lucassen, F., R. Becchio, H. G. Wilke, M. F. Thirwall, J. Viramonte, G. Franz y K. Wemmer, 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26°)- a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:697-715.
- Lurgo, C., 1978 a. Informe final área de reserva N° 10, El Peladar, provincia de Jujuy. Centro de Exploración Geológico Minera II. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito, 24 pp. Jujuy.
- Lurgo, C., 1978 b. Informe final, área de reserva N° 11. Tusaquillas, provincia de Jujuy. Centro de Exploración Geológico Minera II. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito. Jujuy.
- Lurgo, C. y E. Zappettini, 1989. Hallazgo de carbonatitas en el área de Castro Tolay, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas*, 7 (7). Buenos Aires.
- Lurgo, C. y E. Zappettini, 1990. Proyecto mina La Colorada, Cobres, departamento La Poma, provincia de Salta. Dirección General de Fabricaciones Militares, Biblioteca SEGEMAR, inédito. Buenos Aires.
- Lurgo Mayón, C., S. Segal y E. Zappettini, 1999. El Yacimiento de sulfuros masivos La Colorada, Salta. En: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 487 - 492.
- Mángano, M. G y L. A. Buatois, 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 273-280.
- Marquillas, R., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca del norte argentino. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 139 pp.
- Marquillas, R. A. y C. del Papa, 1993. Las calizas estromatolíticas del Cretácico-Terciario del Norte Argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 263-273. Mendoza.
- Marquillas, R., R. Alonso, S. Gorustovich y J. Salfity, 1986. El Grupo Salta (Cretácico - Eogénico) en la Puna Argentina. II Simposio del Cretácico en América Latina y IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes IPGC - Proyecto 242: 12-13.
- Mather, K., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación. *Geological Society of America Bulletin*, 33: 703-764.
- Matteini, M., 2001. Evolución petrológica, geoquímica y evaluación de los mecanismos eruptivos en los complejos volcánicos Tul Tul, Del Medio y Pocitos, Puna Argentina: el rol del lineamiento Calama - Olacapato - El Toro. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 110 pp., inédita.
- Mc Clay, K. R. y P. G. Buchanam, 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En: Mc Clay, K. R. (Ed.), *Thrust Tectonics*: 93-104. Londres.
- Medina, E., 2003. Volcanismo y metalogénesis del Complejo Volcánico Poquis. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 163 pp., inédita.
- Méndez, V., 1974. Geología de la comarca de mina Aguilar y alrededores, departamento Humahuaca, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4): 319-330.
- Méndez, V., 1997. Hoja Geológica Sierra del Cobre (2366-33), provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Subsecretaría de Minería de la Na-

- ción. Dirección Nacional del Servicio Geológico, inédito.
- Méndez, V. y C. C. Méndez, 2001. Limeca: ¿Prospecto Sedex en la Puna salteña? 7° Congreso Argentino de Geología Económica, 1:107-114. Salta.
- Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, 4: 89-100. Buenos Aires.
- Méndez, V., J. C. Turner, A. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región Noroeste. Provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito. Buenos Aires.
- Menegatti, N., 2001. El Complejo Alcalino Sierra de Rangel. Provincia de Salta. Argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral: 1- 153, inédita.
- Menegatti, N., R. Omarini, A. Del Moro y R. Mazzuoli, 1997. El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico Inferior), provincia de Salta, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, II: 1379-1384.
- Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J. C. (Ed), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 95-138. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Mirré, J.C. y F.G. Aceñolaza, 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Ameghiniana*, 9 (1): 72-78.
- Mon, R. y F. Hongn, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42, 31-38.
- Montenegro, T. F. y H. B. Nicolli, 1986. Microtermometría de inclusiones fluidas en minerales de rocas graníticas del flanco oriental de la Sierra de los Cobres, Provincia de Salta, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias. Serie Miscelánea*, 72: 1. Córdoba.
- Monteros, J., C. Moya y R. Monaldi, 1996. Graptofaunas arenigianas en el borde occidental de la Puna Argentina. *Implicancias paleogeográficas*. 12° Congreso Geológico de Bolivia, 2: 733-746.
- 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.
- Moya, M. C., 1997. The Iruya unconformity in the Andes of northwestern Argentina: evidence of glaciation during the late Upper-Cambrian? 18th Regional European Meeting of Sedimentology, Abstracts 3:243-244. Heidelberg.
- Moya, M. C., 1998. La Fase Tumbaya (Ordovícico inferior) en los Andes del Norte Argentino. 8° Congreso Geológico Chileno, 1:185 - 189.
- Moya, M. C., 1999. El Ordovícico de los Andes del Norte Argentino. En: González Bonorino, G. R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino*, 1:134-152. Salta.
- Moya, M. C., 2008. El Paleozoico Inferior en el noroeste argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy)*: 74-84.
- Moya, M. C., 2015. La «Fase Oclóyica» (Ordovícico Superior) en el noroeste argentino. Interpretación histórica y evidencias en contrario. *Contribuciones a la Geología Argentina. Serie Correlación Geológica*, 31(1): 73- 110. San Miguel de Tucumán.
- Moya, M. C. y J. A. Salfity, 1982. Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3*: 523-536.
- Moya, M. C., S. Malanca, F. D. Hongn y H. Bahlburg, 1993. El Tremadoc temprano en la Puna Occidental Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 20-30. Mendoza.
- Nulló, F., 1988a. Estratigrafía ordovícica del área de Susques, Jujuy, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, 1: A 85- A 100. Santiago de Chile.
- Nulló, F., 1988b. Descripción geológica de la Hoja 4 a-b, Susques, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito.
- 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. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 291 - 307. Mendoza.
- Omarini, R. H., J. G. Viramonte, U. Cordani, J. A. Salfity y K. Kawashita, 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la faja eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 146-158. Postscriptum en tomo 7: 488. Buenos Aires.
- Omarini, R., R. Alonso y J. Marcuzzi, 1995. El hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (2): 179 - 183.
- Omarini, R., R. Sureda, H. Götze, A. Seilacher y F. Plüger, 1999. The Puncoviscana folded belt: a testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and the

- collisional pre-Gondwanic episodes. *Geologische Rundschau*, 88 (1): 76–97.
- Palma, M., P. Parica y V. Ramos, 1986. El granito de Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 414-419.
- Pascual, R., M. Bond y M. Vucetich, 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. *Octavo Congreso Geológico Argentino*, 3: 743-758.
- Pérez, B. y B. Coira, 1998. Magmatismo ordovícico de la sierra de Tanque, Puna Septentrional, Argentina. *13° Congreso Geológico de Bolivia*, 1: 229-235.
- Ramírez, C. y M. Gardeweg, 1982. Hoja Toconao. Región de Antofagasta, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N° 54. Santiago de Chile.
- Ramos, V., 1972. El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1): 84-94.
- Ramos, V., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. *5° Congreso Geológico Argentino*, 4: 159–202.
- 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, Universidad Nacional de Jujuy*, 6: 13-38.
- Ramos, V., 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences Letters*, 36: 289-324.
- Rapela, C. W., B. Coira, J. A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el sudoeste de Gondwana. En Gutiérrez Marco J. C., J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*: 21-68. Mérida.
- Reyes, F. C. y J. A. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 355-386. Buenos Aires.
- Reyes, F. C., J. A. Salfity, J. G. Viramonte y W. Gutiérrez, 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. *6° Congreso Geológico Argentino (1975)*, 1:205-223. Buenos Aires.
- Sabino, I., 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral inédita, 258pp.
- Sánchez, M. C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tamo austral de la Cordillera Oriental argentina. Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, 214 p., Salta.
- Sánchez, M.C. y J.A. Salfity, 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el noroeste argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. *Acta Geológica Hispánica*, 34(2-3): 123-139.
- Salfity, J., R. Omarini, B. Baldi y W. Gutiérrez, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 4:341-361. Buenos Aires.
- Salfity, J. A., S. A. Gorustovich, M. C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicos en la Puna Argentina. *9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-554. Buenos Aires.
- Sandruss, A., 1997. Mina Coquena, Recursos Geológicos. Departamento de Geología y Minería. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos. Informe inédito: 13. Jujuy.
- Schalamuk, I., R. Fernández y E. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región del NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería, Anales, 20: 1-208.
- Schlagintweit, O., 1942. Observaciones geológicas en el Río Bermejo superior, en particular entre los km 62 y 72 (Cuyabuyo), del camino Padcaya a Fortín Campero, Bolivia. Informe interno. YPF. Buenos Aires.
- Schmitt, R. y H. Pichler, 1987. Petrogenesis and evolution of the Cenozoic ignimbrites and andesites formation in the Central Andes as indicated by their trace and major element data. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I. H. 7/8*: 937-953. Stuttgart.
- Schwab, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. *Geotektonische Forschungen*, 43 (I, II): 1-168.
- Schwab, K. y H. Lippolt, 1974. K/Ar mineral ages and late Cenozoic history of the Salar Cauchari area (Argentine Puna). *Proceedings of Symposium on Andean and Antarctic Volcanology*, 693-714. Santiago.
- Segal, S., 1999. Mina La Providencia, Jujuy. En: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1599-1601.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, Geoquímica y Mecanismos de Erupción del Complejo Volcánico Coranzulí. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 137 pp., inédita.
- Seggiaro, R., 2004. Tectónica superpuesta en la sierra de Aguilar, provincia de Jujuy. Asociación

- Geológica Argentina. Serie D. Publicación Especial N° 7: 124-130.
- Seggiaro, R. E., 2006. Estratigrafía: Neopaleozoico-Mesozoico-Cenozoico. En: Seggiaro, R. E., F. D. Hongn, A. Castillo, F. Pereyra, D. Villegas y L. Martínez. Hoja Geológica 2769 II, Paso San Francisco, provincia de Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 294, 62 pp. Buenos Aires.
- Seggiaro, R. E. y B. Aniel, 1987. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, provincia de Jujuy - Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino. Simposio Internacional de Vulcanismo Andino. Resúmenes, 4: 358-360. San Miguel de Tucumán.
- Seggiaro, R. E. y F. D. Hongn, 1994. Tectónica transcurrente asociada al volcán Coranzulí, Jujuy, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 169-173. Concepción.
- Seggiaro, R., S. A. Gorustovich y J. Marti, 1987. Las ignimbritas del Complejo Volcánico Coranzulí (Puna Argentina-Andes Centrales). Estudios Geológicos, 43: 354-358.
- Seggiaro, R. E., R. Becchio, B. Coira y F. Hongn, 1995. La caldera del Pairique (Puna Jujeña), vinculación con zonas de alteración hidrotermal y manifestaciones metalíferas de posible interés económico. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 274-280.
- Seggiaro, R., R. Becchio y E. Zappettini, 2002. Inversión tectónica del rift cretácico en la Puna septentrional, magmatismo y mineralización asociadas. Actas del 15° Congreso Geológico Argentino 2: 421-426. El Calafate.
- Sureda, R., M. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). Capricornio, 1 (I): 39-96. Salta.
- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis, 1978. Rocas piroclásticas, interpretación y sistemática. Asociación Geológica Argentina, publicaciones especiales, serie B, N° 5.
- Thorpe, R. S. y P. W. Francis, 1979. Variations in andean andesite composition and their petrogenetic significance. Tectonophysics, 57: 53-70.
- Toselli, A. y J. Rossi de Toselli, 1977. El plutón granítico alcalino de la sierra de los Cobres, provincia de Salta, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 13 (5): 169-185. San Miguel de Tucumán.
- Turner, J. C. M., 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez (Catamarca y La Rioja). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (1): 18-60.
- Turner, J. C. M., 1959. Faunas graptolíticas de América del Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 14 (1-2): 5-180.
- Turner, J. C. M., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). Acta Geológica Lilloana, 3: 191-226. San Miguel de Tucumán.
- Turner, J. C. M., 1963. The Cambrian of Northern Argentina. Tulsa Geological Society Digest, 31: 193-211. Tulsa.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c- Nevado de Cachi. Provincias de Salta y Jujuy. Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99: 1-78. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1970. Historia de la geología del Noroeste Argentino. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 48 (4): 495-512. Córdoba.
- Turner, J. C. M., 1972. Puna. Geología Regional Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 1: 91-116. Córdoba.
- Turner, J. C. M., 1978. Descripción geológica de las Hojas 1a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro. Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 156, 56 pp.
- Turner, J. C. M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 3a-b, Mina Pirquitas, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Boletín 187, 54 pp.
- 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., V. Méndez, C. S. Lurgo, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 367-388. Buenos Aires.
- Valencio, D. A., A. Giúdice, J. E. Mendía y G. Oliver, 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pírgua, Provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino (1975), 1: 527-542. Buenos Aires.
- 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 (2): 101-107.
- Vilela, C. R., 1953. Los períodos eruptivos de la Puna de Atacama. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(1): 536.
- Villaroel, S., 1998. Caracterización de las áreas de alteración hidrotermal del complejo volcánico cerro Chimpa, departamento Los Andes, provincia de Salta. Escuela de Geología, Universidad Nacional de Córdoba. Trabajo final, 67 pp. inédito.
- Viramonte, J. y M. Escayola, 1999. El magmatismo Cretácico-Paleoceno del Noroeste Argentino. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geolo-

- gía del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 284–291. Salta.
- Viramonte, J. G., M. A. Galliski, V. Araña Saavedra, A. Aparicio, L. García Cacho y C. Martín Escorza, 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 234-251. Buenos Aires.
- Viramonte, J. G., S. Kay, R. Becchio, M. Escayola e I. Novitski, 1999. Cretaceous rift related magmatism in central western South America. *Journal of South American Earth Sciences. Bulletin Special issue*, 12 (2): 109–122.
- Viramonte, J. M., R. Becchio, J. G. Viramonte, M. Pimentel y R. Martino, 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167–183
- Volkheimer, W., M. Quattrocchio y J. A. Salfity, 1984. Datos palinológicos de la Formación Maíz Gordo, Terciario Inferior de la cuenca del Grupo Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, 4: 235-238. Buenos Aires.
- Vucetich, M. G., 1980. Un nuevo Notostylopidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbra (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana*, 17 (4): 363-372. Buenos Aires.
- Vucetich, M. G. y M. Bond, 1982. Los primeros Isotemidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbra (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana*, 19 (1-2): 7-18. Buenos Aires.
- Wigger, P., 1988. Seismicity and crustal structure of the Central Andes. En Bahlburg, H., C. Breitzkreuz y P. Giese (Eds.) *The Southern Central Andes- Lecture Notes in Earth Sciences*, Band 17: 209- 229. Springer.
- Wright, J. V., A. L. Smith y S. Self, 1980. A working terminology of piroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 315 - 336.
- Zappettini, E., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Zappettini, E., 1990. Geología y metalogénesis de la Puna Oriental entre los 23° y 23° 45' de latitud sur, provincias de Jujuy y Salta. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial*: 120-127.
- Zappettini, E., 1999a. Yacimientos de wolframio de la Sierra de Tusaquillas, Jujuy. En: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, *Anales* 35: 973 - 975.
- Zappettini, E., 1999b. Depósitos de Tierras Raras y Torio de la Puna y Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. En: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, *Anales* 35: 979 - 985.
- Zappettini, E., 2008 a. Plutonismo Paleozoico inferior en la Puna Oriental. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy)*: 134 - 139.
- Zappettini, E., 2008 b. Plutonismo Mesozoico en Jujuy. En Coira, B. y E. Zappettini (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy)*: 244 - 253.
- Zappettini, E. O. y J. O. Santos, 2009. Hallazgo de baddeleyita en Jujuy: datos mineralógicos y edad U/Ub Shrimp. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 540-543.
- Zappettini, E. O. y J. O. Santos, 2011. El plutonismo alcalino de intraplaca mesozoico en la Puna argentina: edades U-Pb Shrimp en circones, relaciones isotópicas Lu-Hf e implicancias geodinámicas. 18° Congreso Geológico Argentino, T.G. *Petrología ígnea y metamórfica*, actas en CD, Neuquén.
- Zimmermann, U., 2005. Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana Complex, northwest Argentina. En Vaughan, A. P. M., P. T. Leat y R. J. Pankhurst (eds.) *Terrane processes at the margins of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications* 246: 381-416, London.
- Zimmermann, U. y H. Bahlburg, 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna basin, NW Argentina. *Sedimentology* 50:1079-1104.

Recibido en febrero de 2004
Validado en diciembre de 2004
Actualizado en agosto de 2015