

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2769-II Paso San Francisco



Caldera del cerro Blanco. Vista desde el este y vista parcial (atrás) de la caldera Pie de San Buenaventura.

Provincia de Catamarca

Jefe de Proyecto: Raúl E. Seggiaro
Geología: Fernando D. Hongn, Raúl E. Seggiaro, Alfredo Castillo, Fernando Pereyra y Daniela Villegas
Recursos Minerales: Liliana Martínez
Supervisión: Osvaldo E. González



INSTITUTO DE GEOLOGIA Y RECURSOS MINERALES

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO

Boletín N° 294
Buenos Aires - 2006

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

Hoja Geológica 2769–II
Paso San Francisco

Provincia de Catamarca

Jefe de Proyecto

Raúl E. Seggiaro

Estratigrafía: Neoproterozoico-Eopaleozoico: Fernando D. Hongn

Neopaleozoico-Mesozoico-Cenozoico: Raúl E. Seggiaro

Petrografía: Alfredo Castillo

Estructura: Neoproterozoico-Eopaleozoico: Fernando D. Hongn

Neopaleozoico-Reciente: Raúl E. Seggiaro

Geomorfología: Fernando Pereyra y Daniela Villegas

Historia Geológica: Neoproterozoico-Eopaleozoico: Fernando D. Hongn

Neopaleozoico-Reciente: Raúl E. Seggiaro

Recursos minerales: Liliana Martínez

Sitios de interés geológico: Raúl E. Seggiaro

Supervisión: Osvaldo E. González

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

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

Boletín Nº 294
Buenos Aires - 2006

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

SEGGIARO, R. E., F. D. HONGN, A. CASTILLO, F. PEREYRA,
D. VILLEGAS y L. MARTÍNEZ, 2006. Hoja Geológica 2769-II,
Paso San Francisco, Provincia de Catamarca. Instituto de Geo-
logía y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argen-
tino. Boletín 294, 62 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. Neoproterozoico-Paleozoico inferior	4
Neoproterozoico	4
Rocas metamórficas	4
Metamorfita Antofalla	4
Formación Famabalasto	5
Paleozoico inferior	5
a) Rocas volcánicas, sedimentarias y epimetamórficas	5
Formación Las Planchadas	5
Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas	6
Formación Falda Ciénega	8
b) Rocas ígneas	9
Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana	9
Formación Las Yeguas	11
2.2. Paleozoico superior	11
2.2.1. Pérmico	11
Formación Patquía de la Cuesta	11
2.3. Mesozoico	13
2.3.1. Triásico	13
Formación Pantanoso	13
2.4. Cenozoico	13
2.4.1. Paleógeno	13
2.4.1.1. Eoceno	13
Formación Geste	13
2.4.1.2. Oligoceno	14
Formación Vizcachera (Miembro inferior)	14
2.4.2. Neógeno	15
2.4.2.1. Mioceno inferior	15
Cuerpos dacítico-andesíticos Agua Dulce	15
2.4.2.2. Mioceno inferior a medio	15
Formación Vizcachera (Miembro superior)	15
2.4.2.3. Mioceno medio	17
Estratovolcanes dacíticos del Mioceno medio	17
Complejo Volcánico La Hoyada	17
2.4.2.4. Mioceno superior	19
Formación Sijes	19
Complejo Volcánico	21
Ignimbrita Los Colorados	22
Ignimbrita rosada	22
2.4.2.5. Plioceno inferior	23
Estratovolcanes	23
Ignimbritas y domos de Laguna Amarga	23
2.4.2.6. Plioceno superior	25
Lavas y domos	25
2.4.3. Cuaternario	25
2.4.3.1. Pleistoceno inferior	25
Estratovolcanes	25
Basaltos	26

	Domos dacíticos	26
2.4.3.2.	Pleistoceno superior	26
	Andesitas del cerro Cóndor	26
	Basalto del Peinado	26
	Complejo Piroclástico Cerro Blanco	27
	Abanicos aluviales viejos	33
2.4.3.3.	Pleistoceno superior-Holoceno	33
	Salares	33
2.4.3.4.	Holoceno	33
	Flujos detríticos	33
	Depósitos aluviales nuevos	33
	Depósitos lacustres	33
	Depósitos coluviales	33
	Depósitos eólicos	33
3.	ESTRUCTURA	33
	Estructuras neoproterozoicas	33
	Estructuras eopaleozoicas	34
	Estructuras neopaleozoicas	37
	Estructuras cenozoicas	37
	Tectónica extensional y transcurrancia	39
	Calderas	39
4.	GEOMORFOLOGÍA	40
	Paisaje poligenético estructural-litológico	41
	Paisaje volcánico	43
	Paisaje de bolsones tectónicos y playas salinas	44
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	46
6.	RECURSOS MINERALES	49
	Depósitos de minerales metalíferos	49
	Plata-Plomo-Cinc y otros	49
	Distrito La Hoyada	49
	Plomo-Cinc-Plata	54
	Cerro Azul	54
	Plomo-Cobre	55
	La Borita o Mina Fénix	55
	Principales áreas de alteración	56
	Anomalías del Área de reserva N° 11-Flor de Puna	56
	Anomalías del Área de reserva N° 38-La Hoyada - Sector Chucula Norte	57
	Anomalías de la zona de la caldera de la laguna Amarga	57
	Anomalías del Área de reserva N° 42 - Cazadero Grande Norte	57
	Anomalías del Área de reserva N° 37 - Cueros de Purulla	
	Sector Vega de Cueros	58
	Tramo central de la sierra de Calalaste (quebrada de Cortaderas)	58
	Depósitos de minerales industriales	58
	Azufre	58
	Dos Conos	58
	Evaporitas fósiles	58
	Salar de Antofalla	58
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	59
	BIBLIOGRAFÍA	60

RESUMEN

La Hoja Paso San Francisco se ubica en el extremo sur de la Puna Austral dentro de la provincia de Catamarca. La Puna es una altiplanicie con un nivel de base de 4000 m s.n.m., con serranías y aparatos volcánicos alineados en sentido norte-sur que separan extensas depresiones, muchas de ellas ocupadas por salares.

Las rocas más antiguas pertenecen a un basamento polimetamórfico originado a partir de materiales neoproterozoicos - eocámbricos.

Las unidades del Paleozoico inferior constituyen extensos afloramientos integrados por rocas pelíticas y areniscas con intercalaciones de volcanitas ácidas y básicas e intrusivos graníticos. Todas las unidades presentan un metamorfismo de bajo grado. Estas unidades están deformadas con pliegues apretados y volcados que desarrollaron clivaje de plano axial y cabalgamientos con la vergencia dominante hacia el oeste.

El Paleozoico superior está formado por estratos rojos continentales de edad pérmica pertenecientes a la Formación Patquía de la Cuesta. Durante el Mesozoico se registraron unidades volcánicas riolíticas correspondientes al Triásico (Formación Pantanoso), de mayor extensión del lado chileno.

Los estratos de la Formación Patquía de la Cuesta infrayacen en contacto discordante con suave angularidad a la Formación Geste del Paleógeno, integrada por areniscas conglomerádicas rojizas.

La actividad del arco magmático y el acortamiento controlaron la naturaleza de las unidades neógenas. Los depósitos sedimentarios de la Formación Vizcachera representan la evolución de una cuenca de antepaís cuya secuencia se inicia con depósitos fluviales de facies distales y sin participación volcánica, a facies proximales con rodados de volcanitas, provenientes del arco volcánico e intercalaciones de ignimbritas en los niveles superiores.

A partir del Mioceno medio se desarrolló una intensa actividad magmática en el ámbito de la Hoja representada por rocas intrusivas, lavas dacíticas y andesíticas y extensos mantos de ignimbritas asociadas a megacalderas. La instalación del arco volcánico y la estructuración y elevación de la Puna, condicionaron la formación de cuencas evaporíticas (Formación Sijes).

Durante el Pleistoceno, la actividad volcánica continuó con la emisión de basaltos a partir de centros monogénicos y fisurales desarrollados a lo largo de fracturas extensionales.

La última actividad volcánica registrada en la Hoja está representada por un extenso manto piroclástico que compone el campo de la Piedra Pómez, emitido desde la caldera del cerro Blanco. Los depósitos actuales, típicos de un ambiente desértico de condiciones extremas están integrados por acumulaciones de depósitos aluviales, lacustres, coluviales y eólicos, que cubren gran parte del área relevada.

La evolución estructural de la región muestra la participación de varios eventos de deformación superpuestos desde el Neoproterozoico.

La sierra de Calalaste junto a la sierra El Peñón y a los afloramientos de basamento presentes al oeste del salar de Antofalla constituyen remanentes de una antigua faja plegada formada durante el Paleozoico inferior. Su presencia controló el desarrollo y la geometría de las cuencas y la vergencia de los cabalgamientos desde los inicios de la orogenia andina.

En el Paleozoico superior se produjo un evento tectónico extensional, cuya respuesta sedimentaria está reflejada en los depósitos de la Formación Patquía de la Cuesta.

En la sierra Filo Colorado se observó la relación de una falla directa del Paleozoico superior parcialmente reactivada a inversa durante la tectónica andina.

Los esfuerzos compresivos andinos originaron un sistema de fajas plegadas representada en la Hoja por los cabalgamientos: Filo Colorado - Calalaste - La Borita y los plegamientos de Antofalla Occidental.

Se han identificado tres tipos de paisaje: 1) Poli-genético estructural-litológico, 2) Volcánico y 3) Bolsones tectónicos y playas salinas.

Los recursos minerales principales son los correspondientes a minerales metalíferos, sobresale el Distrito La Hoyada (Pb-Ag-Zn). Son varias las áreas de alteración hidrotermal que pueden resultar en nuevos blancos de exploración. Entre los minerales industriales se han reconocido yacimientos de azufre y de evaporitas fósiles.

ABSTRACT

The sheet Paso San Francisco is located in the southern border of the geological province Puna Austral in the Catamarca province. The Puna is a plateau with an average elevation of nearly 4 km and shows volcanic centers and ranges aligned in the N-S direction that divide the area in wide depressions mostly occupied by salt lakes.

The oldest rocks belong to a polymetamorphic basement originated from Neoproterozoic-Lower Cambrian units.

The Lower Paleozoic, mainly Ordovician, units define extensive outcrops composed of sandstones and shales with acidic-basic volcanic intercalations, intruded by acidic plutons. All the units show a very low metamorphic grade and present overthrusts, tight folds and cleavage as a result of a Lower Paleozoic (Ordovician) deformation which produced a mainly west vergent structure.

Continental red-beds of Permian age included in the Patquía de la Cuesta Formation of the Paganzo Group, represents the Late Paleozoic record.

A Triassic acidic magmatic activity, broadly extended in Chile, originate the rhyolitic lavas and related deposits of the Pantanoso Formation, which constitutes the only Mesozoic stratigraphic record in the area.

The Paleogene Geste Formation, consisting of reddish conglomerates and coarse sandstones, lies over the Patquía de la Cuesta Formation beds, through a weak angular unconformity.

Both magmatic arc activity and shortening controlled the main sedimentary features of the Neogene units. The Vizcachera Formation records the evolution of a foreland basin, with its lower section composed of fluvial distal facies without volcanic participation, and its upper part consisting of fluvial proximal facies with volcanic clasts from the magmatic arc and ignimbrite intercalations in the uppermost levels.

An intense magmatic activity represented by intrusive rocks, dacitic and andesitic lava flows, and wide ignimbrite deposits related to huge calderas,

took place in the Miocene. Magmatic arc installation and Puna uplift related to shortening, determined the development of evaporitic basins in which the Sijes Formation was deposited.

Basalts related to monogenetic cones and fissural extrusions close to normal faults, record the volcanic activity during the Pleistocene. The Piedra Pómez field, a broad pyroclastic deposit extruded from the Cerro Blanco caldera, is a result of the latest magmatic activity registered in the area.

The recent deposits are typical of a desertic environment with extreme climatic conditions and are defined by alluvial, colluvial, eolian and lacustrine deposits, which covered an extensive portion of the surveyed area.

The structural evolution of the region shows that several deformation events are overprinted since the Neoproterozoic. Calalaste and El Peñón ranges, and the basement expositions distributed between Antofalla salt lake and the Argentina-Chile border, constitute relicts of a eroded Lower Paleozoic fold-thrust belt, which partially controlled the development and geometry of the Andean basins as well as the thrust vergency from the beginning of Andean deformation.

An extensional tectonics took place in the late Paleozoic forming extensional basins filled with the Patquía de la Cuesta Formation (Paganzo Group) deposits. A late Paleozoic normal fault, partially inverted during Andean shortening, is well preserved in the Filo Colorado range.

The Andean deformation originated a *fold-thrust belt* system whose main structures in the area are Filo Colorado, Calalaste and La Borita overthrusts and the western Antofalla folding.

Three different types of landscapes have been recognized: 1) Polygenetic, estructural and lithologic, 2) Volcanic, and 3) Tectonic basins and salt lakes.

The main mineral resources of the region are metalliferous deposits, standing out the La Hoyada District (Pb, Ag, Zn). There are also various hydrothermal alteration areas which may turn in new prospecting targets. Within the industrial minerals are recognized deposits of sulphur and evaporites.

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja Paso San Francisco fue realizada bajo las pautas y normativas del Programa Nacional de Cartas Geológicas. La metodología de trabajo consistió en relevamientos expeditivos en el campo donde se realizaron muestreos selectivos de unidades mayores y la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:50.000 de las áreas con mayor dificultad.

La cartografía se efectuó sobre imágenes satelitales Landsat color a escala 1:100.000 y 1:250.000 y la información fue volcada sobre la base topográfica realizada por el IGM.

Las muestras de rocas fueron tratadas para la elaboración de secciones delgadas, análisis geoquímicos y dataciones. Estos datos permitieron complementar, en el campo, la caracterización y discriminación de unidades volcánicas neógenas.

El área relevada se encuentra en la Puna Austral, en la parte norte de la provincia de Catamarca (Figura 1). El ambiente geográfico es una planicie elevada a 4000 m s.n.m., con picos como los volcanes San Francisco, Peinado y Cerro Cóndor, serranías alineadas en sentido norte-sur entre las que se

destacan las sierras de Calalaste y de Filo Colorado y depresiones en las que se extienden el salar de Antofalla y la salina de Incahuasi.

La cordillera de San Buenaventura de orientación este-oeste constituye un rasgo orográfico relevante en el área ya que es considerado el límite sur de la Puna.

El clima es seco y frío, definitivamente continental y de marcada amplitud térmica con temperaturas que oscilan entre -20°C y 40°C y un régimen de precipitaciones de 100 mm anuales. Las extremas condiciones de aridez dan como resultado suelos esqueléticos con muy escasa materia orgánica.

Las condiciones extremas y la escasa presencia de vegas con agua permanente, hacen de ésta una de las áreas más inhóspitas de la Puna. En todo el territorio de la Hoja sólo se registra la presencia de un habitante temporario en el puesto de la quebrada de Agua Dulce, además de los campamentos de Gendarmería y de Vialidad Nacional instalados en Las Cuevas, salina de San Francisco, a pocos kilómetros del paso internacional.

El área relevada, cuenta con muy escasa información geológica. Entre los antecedentes se

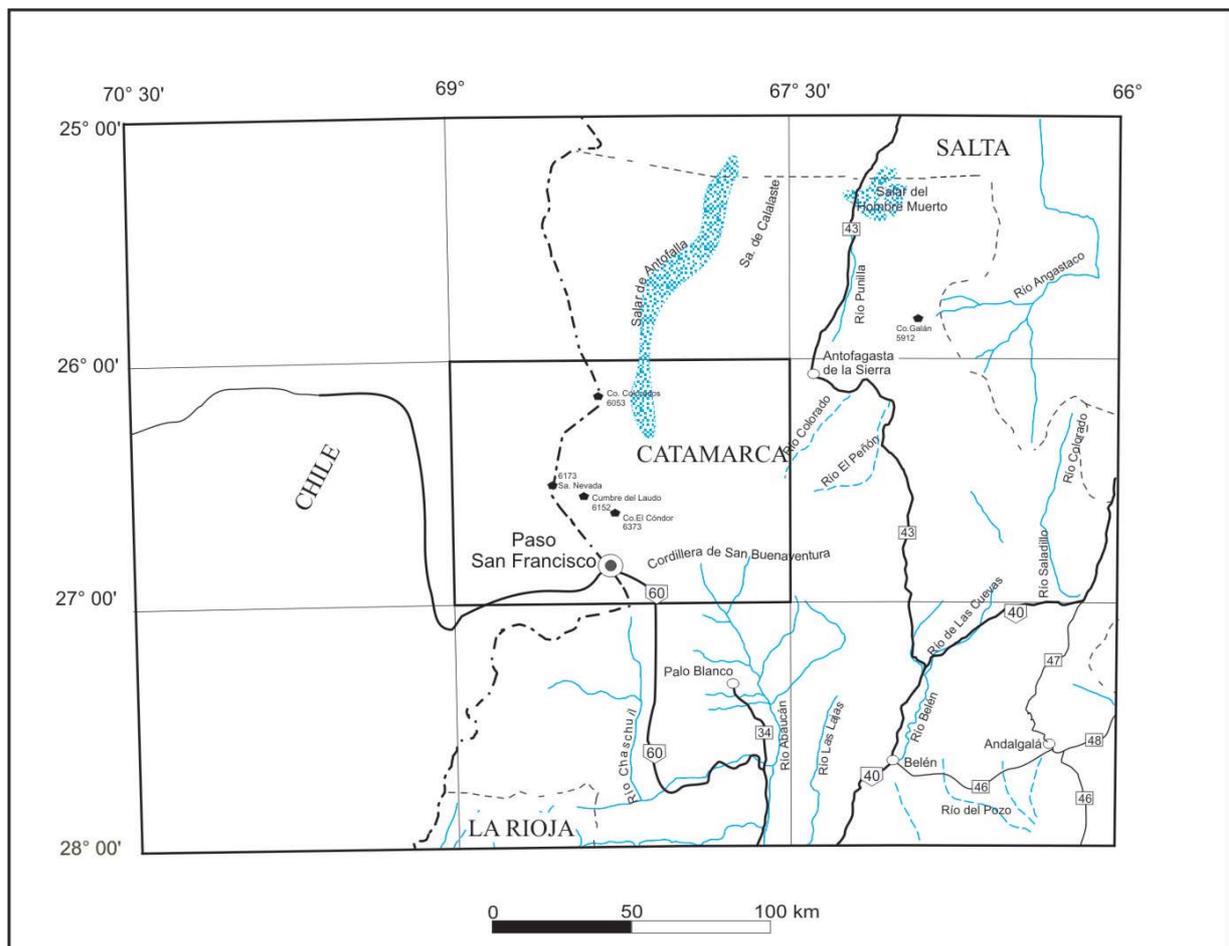


Figura 1. Mapa de ubicación.

destacan: un mapa geológico efectuado por Penk (1920) que abarca el extremo sureste de la Hoja y se extiende hacia el sur de la misma; los informes inéditos de Turner (1963) y Proserpio *et al.* (1989) sobre relevamientos con fines mineros en el área de La Hoyada; un trabajo preliminar de Proserpio (1972) realizado en la Hoja Geológica Cerro Peinado y estudios más recientes de Mpodozis *et al.* (1996) y Kraemer *et al.* (1999) los cuales aportaron información de dataciones y petrografía.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR

NEOPROTEROZOICO

Rocas metamórficas

Metamorfita Antofalla (1)

Esquistos y gneises, localmente con fenómenos de migmatización

Antecedentes

Palma (1990) denominó de esta manera a un conjunto de metamorfitas que afloran en la sierra del Campo Negro, pocos kilómetros al norte del extremo septentrional de la Hoja, a las que asignó una edad neoproterozoica.

Distribución areal

Se la observa en el extremo noroccidental de la Hoja, distribuida en dos afloramientos, el principal sobre el borde oeste del salar de Antofalla y otro menor que corresponde a la terminación austral de afloramientos extendidos hacia el norte, al este de la laguna Colorada.

Litología

El asomo de la margen occidental del salar de Antofalla está constituido por esquistos y gneises de cuarzo - feldespato - biotita - muscovita. Son rocas oscuras, de grano mediano a grueso, con una foliación bien marcada por la disposición subparalela de las micas y un bandeo metamórfico incipiente definido por folias micáceas y folias cuarzo-feldespáti-

cas. Los gneises y esquistos están parcialmente migmatizados, en zonas donde se advierten venillas u ojos de cuarzo-feldespato.

Localmente aparecen fenoblastos de granate superpuestos sobre la fábrica principal de los esquistos y gneises.

Se distinguen áreas con una fábrica relíctica correspondiente a un plegamiento mesoscópico similar al que muestran los esquistos de bajo grado que afloran en Botijuela (Mon *et al.*, 1988), por lo que es posible que estas rocas correspondan a las de Botijuela con un metamorfismo progresivo o superpuesto.

Los afloramientos de la laguna Colorada están representados por gneises migmatíticos biotíticos. La roca es oscura, de grano mediano a grueso, con una matriz de cuarzo-feldespato-biotita y fenoblastos de feldespato, con un bandeo de irregular definición.

El conjunto se encuentra intruido por rocas graníticas en forma de pequeñas lentes concordantes o diques. En la laguna Colorada, los diques graníticos están asociados con un intrusivo mayor que se extiende hacia el norte dentro de la Hoja Antofalla. Los diques y lentes de granitos están generalmente convertidos en ortogneises.

También se distinguen diques de gabro con fenómenos de metamorfismo.

En general dominan las metamorfitas de mediano a alto grado.

Relaciones estratigráficas

Sobre estas metamorfitas se apoyan sedimentitas y volcanitas cenozoicas. En la sierra del Campo Negro, Palma (1990) describió relaciones tectónicas con sedimentitas atribuidas al Ordovícico. La Metamorfita Antofalla sería parte del mismo conjunto de metamorfitas que aflora en las inmediaciones de Antofallita sobre el extremo norte del salar de Antofalla (Omarini *et al.*, 1988; Hongn, 1998). Se desconocen las relaciones entre esta unidad y la Formación Famabalasto.

Edad

No existen datos para precisar la edad de estas rocas. Se asignan al Neoproterozoico de acuerdo con lo expresado por Mon *et al.* (1988) y Palma (1990). Por otra parte, las discordancias indicadas entre depósitos clástico-volcánicos ordovícicos y metamorfitas del basamento en Antofallita (Donato

y Vergani, 1985) y en Cazadero Grande (Mpodozis *et al.*, 1997) indican una edad mínima pre-ordovícica para el basamento metamórfico que aflora en la región.

Formación Famabalasto (2)

Esquistos con intercalaciones menores de anfíbolitas

Antecedentes

Definida por Turner (1973) en la Hoja Laguna Blanca, esta unidad corresponde a un basamento metamórfico identificado previamente, entre otros, por Penck (1920), Turner (1963) y Proserpio *et al.* (1989). Estas metamorfitas fueron incluidas en la Formación Chucula (Turner, 1963; Proserpio *et al.*, 1989), sin embargo, no es aconsejable el uso de este nombre debido a que en la Formación Chucula se integraron metamorfitas que aquí se atribuyen al basamento pre-ordovícico y leptometamorfitas que se asignan al Ordovícico.

Distribución areal

Aflora en la parte austral de la Hoja, extendiéndose hacia el sur en el ámbito de la Hoja Fiambalá y hacia el este en la Hoja Santa María.

Litología

Está constituida por esquistos cuarzo-feldespático-biotítico-muscovíticos con una esquistosidad bien definida por la disposición de las micas. En partes, la esquistosidad grada a un bandeado metamórfico marcado por bandas claras cuarzo-feldespáticas y bandas oscuras muscovítico-biotíticas. Son rocas de bajo a mediano grado metamórfico.

La foliación muestra un microplegamiento intenso.

No se distinguió la estratificación original. Se advierten alternancias de esquistos con diferentes contenidos de mica, las que quizá pueden responder a una variación litológica original.

Existen fajas de ortogneises granítico-granodioríticos, concordantes con los esquistos de la Formación Famabalasto. Estos ortogneises se integran en la Formación Las Yeguas, aunque no debe descartarse que parte de ellos correspondan a la Formación Famabalasto, más si se considera que ortogneises componen el basamento pre-ordovícico en Cazadero Grande (Mpodozis *et al.*, 1997).

Relaciones estratigráficas

La Formación Famabalasto muestra relaciones tectónicas con el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas, a través de un corrimiento paleozoico reactivado durante el Cenozoico. En las intermediciones de Cazadero Grande, niveles clástico-volcánicos se apoyan en discordancia sobre un basamento posiblemente correlacionable con el de la Formación Famabalasto. Está intruida por los granitoides de la Formación Las Yeguas. Sobre la Formación Famabalasto se apoyan unidades sedimentarias y magmáticas neopaleozoicas y cenozoicas. Las relaciones estratigráficas entre la Formación Famabalasto y la Metamorfitas Antofalla son desconocidas.

Edad

No existen datos acerca de la edad de esta unidad. Turner (1963) asignó edad neoproterozoica a estas metamorfitas, criterio que se comparte por los argumentos expuestos por este autor, los que estarían además apoyados por la historia tectono-metamórfica que muestra esta unidad y que la diferencia de las unidades ordovícicas. Por otra parte, la discordancia que Mpodozis *et al.* (1997) describieron en la zona de Cazadero Grande indica una edad pre-ordovícica para las metamorfitas allí expuestas.

PALEOZOICO INFERIOR

a) Rocas volcánicas, sedimentarias y epimetamórficas

Formación Las Planchadas (3)

Volcanitas y sedimentitas volcánicoclásticas con intercalaciones de niveles clásticos

Antecedentes

La Formación Las Planchadas fue definida por Turner (1967) y estudiada por diferentes autores (véase síntesis en Durand *et al.*, 1994).

Distribución areal

Los afloramientos principales están sobre ambas márgenes de la depresión de los Pelados en la parte sudoriental de la Hoja y en la región ubicada hacia el este del cerro Peinado.

Litología

Está formada por volcanitas, sedimentitas volcánicas y ocasionales intercalaciones de sedimentitas clásticas.

En el perfil de la margen oriental de la depresión de los Pelados se observó una sección de aproximadamente 400 m de espesor compuesta por lavas riolítico-dacíticas, brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, areniscas volcánicas e intercalaciones menores de pelitas (Figura 2).

Las riolitas y dacitas constituyen mantos cuyas potencias varían entre 1 y 60 metros. El espeso nivel lávico de la parte superior del perfil relevado está cortado por brechas intrusivas, quizá asociadas a conductos.

Los conglomerados siguen generalmente a los mantos lávicos más espesos. Tienen rodados de lava y de una roca granuda con mayor grado de cristalización, quizá proveniente de intrusivos subvolcánicos. Los conglomerados son medianos a finos, con una matriz arenosa y cemento silíceo. Los espesores varían entre pocos centímetros y 20 metros.

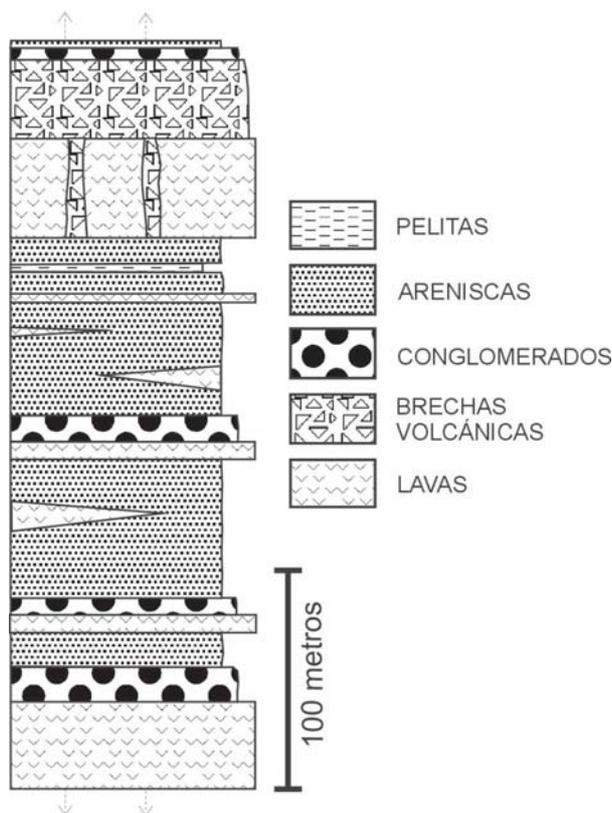


Figura 2. Columna litológica esquemática de la Formación Las Planchadas en la margen oriental de la depresión de los Pelados.

Las areniscas y areniscas volcánicas son cuarzosas, de grano mediano a grueso, macizas. Se caracterizan por sus coloraciones claras. Poseen intercalaciones delgadas de lava y de niveles de chert gris oscuro de pocos centímetros de potencia.

Brechas volcánicas y conglomerados finos forman paquetes de hasta 40 m de potencia en la parte superior de la secuencia analizada.

Una fuerte alteración silíceo acompañada de metales afectó a este conjunto (Hongn *et al.*, 1996) y le confieren a esta unidad interés desde el punto de vista de la exploración minera.

El espesor aflorante en el área que abarca la Hoja es de aproximadamente 600 metros.

Relaciones estratigráficas

No se observó su base en el ámbito de la Hoja. Pocos kilómetros hacia el sur, Mpodozis *et al.* (1997) describieron volcanitas que asignaron a la Formación Las Planchadas, que están apoyadas en discordancia sobre ortogneises del basamento.

Sobre la Formación las Planchadas se apoyan las sedimentitas rojas neopaleozoicas al naciente de la vega de San Francisco y al SSE del cerro Fama-balasto. Esta unidad está intruida y cubierta por magmatitas cenozoicas.

Edad

Al sur de la Hoja, en la parte austral del valle de Chaschuil, los niveles superiores de la Formación Las Planchadas se intercalan con las sedimentitas de la Formación Suri del Arenigiano (Durand *et al.*, 1994), por lo que se le asigna una edad arenigiana, sin descartar que su base llegue hasta el Tremadociano.

Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas (*nom. nov.*) (4)

Sedimentitas (cuarcitas, grauvacas, pelitas), sedimentitas volcánicas (areniscas volcánicas y tobas) y volcanitas (riolitas)

Antecedentes

El Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas (CSVCC) se define para integrar a una serie de unidades litológicas entre las cuales no fue posible establecer sus relaciones estratigráficas, por efecto de las perturbaciones tectónicas y de la escasa información disponible.

Distribución areal

Constituye extensos afloramientos de orientación norte-sur en la sierra de Calalaste y entre el portezuelo de San Buenaventura y el cerro San Buenaventura.

Litología

En el CSVCC se incluyen unidades clásticas, volcánicas y volcanoclásticas relacionadas con un magmatismo ácido. El conjunto registra un metamorfismo de facies esquistos verdes y otro localizado, de tipo térmico, indicado por motas biotíticas de neoformación.

Las principales litologías son:

Cuarцитas: Rocas blancas, muy tenaces, compuestas principalmente por granos de cuarzo y cemento silíceo, aunque localmente muestran intercalaciones de areniscas más sucias, las que se distinguen por la presencia de muscovita de neoformación por metamorfismo. Son rocas macizas. Localmente se observa una foliación cuyo origen sedimentario o tectónico es difícil establecer en los afloramientos. El espesor mínimo es de 100 metros.

Pelitas, tobas y grauvacas: Constituyen las litologías más difundidas. Las pelitas y tobas son especialmente importantes porque a ellas se encuentran relacionadas las mineralizaciones detectadas sobre el flanco oriental de la sierra de Calalaste.

Las grauvacas y pelitas forman paquetes espesos donde la alternancia litológica define nítidamente la estratificación. En corte fresco, las pelitas son de color gris a pardo con tonalidades verdosas, y las grauvacas de color gris verdoso. Las pelitas son macizas o con laminación paralela, aunque en muchos casos la deformación transpuso en distintos grados las laminaciones primarias; las grauvacas presentan estratificación granodecreciente, ocasionalmente son macizas.

Las pelitas y tobas forman paquetes de espesor variable, desde pocos metros hasta más de 200 metros.

Las pelitas corresponden a lutitas grises a negras, generalmente transformadas en pizarras por efecto del metamorfismo de muy bajo grado. Están compuestas por sericita y ocasionales clastos de cuarzo.

Las tobas tienen en afloramiento el aspecto de una pizarra moteada. Son grises, con un clivaje bien

desarrollado y en partes con una foliación y lineación de estiramiento bien marcada por sombras de presión sobre cristaloclastos de mayor competencia.

Al microscopio se caracterizan por la presencia de cristaloclastos relícticos (10 a 30% del total de la roca) de cuarzo, plagioclasa y ocasionalmente biotita, en una matriz fina parcial a totalmente recrystalizada durante el metamorfismo (facies esquistos verdes).

Grauvacas y grauvacas feldespáticas: Son rocas tenaces, oscuras, macizas o con niveles con estratificación gradacional y constituyen paquetes de hasta 100 m de espesor. Entre las grauvacas se intercalan grauvacas feldespáticas con abundante material de origen volcánico, en las que los clastos componen hasta el 75 % del total de la roca. Se distinguen niveles con mayor contenido de intercalaciones pelíticas.

La matriz está transformada generalmente en un agregado de micas muy finas, principalmente sericita, debido a la recrystalización asociada al metamorfismo (facies esquistos verdes).

Volcanitas ácidas: En el afloramiento son rocas granudas compuestas por fenocristales de cuarzo y feldespato inmersos en una pasta fina. Presentan zonas con una foliación tectónica bien definida y otras donde la estructura planar es débil o imperceptible a ojo desnudo. Forman cuerpos tabulares, bien definidos, deformados conjuntamente con las otras unidades litológicas.

Al microscopio se distinguen cristaloclastos relícticos de cuarzo, plagioclasa y biotita, cuyas proporciones varían entre 15 y 25%, inmersos en una matriz parcial a totalmente recrystalizada por metamorfismo (facies esquistos verdes). Su composición es riolítico-dacítica.

Se observan restos de textura eutaxítica original en aquellos niveles donde la recrystalización de la matriz es menor, lo que permite caracterizar a parte de estas volcanitas ácidas como ignimbritas. Esta particularidad coincide con determinaciones de campo basadas principalmente en la presencia de *fiammes* y de contactos basales erosivos como se advierte en el tramo superior de la quebrada del Bayito.

Los afloramientos del CSVCC, entre el cerro San Buenaventura y el portezuelo San Buenaventura, incluyen pelitas y grauvacas con delgadas intercalaciones de areniscas con cemento carbonático. Las volcanitas ácidas son escasas.

El CSVCC registra dos episodios de metamorfismo. Uno de facies esquistos verdes vinculado con la deformación paleozoica y el otro de tipo térmico que originó motas de biotita. En algunos casos este metamorfismo térmico tiene vinculación con fenómenos de contacto producidos por intrusiones de gabros, en otros, no se encontraron relaciones directas con la fuente de calor, quizá correspondiente a intrusivos no aflorantes.

Nota: Las descripciones de cortes delgados provenientes del CSVCC fueron llevadas a cabo por la Dra. Marta Godeas.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas entre los componentes del complejo no son claras. El conjunto forma parte de una faja plegada y corrida con deformación intensa, por lo tanto existen superposiciones y repeticiones tectónicas que impiden determinar las relaciones estratigráficas originales. De las secciones relevadas, la de la quebrada de los Blanquitos es la que

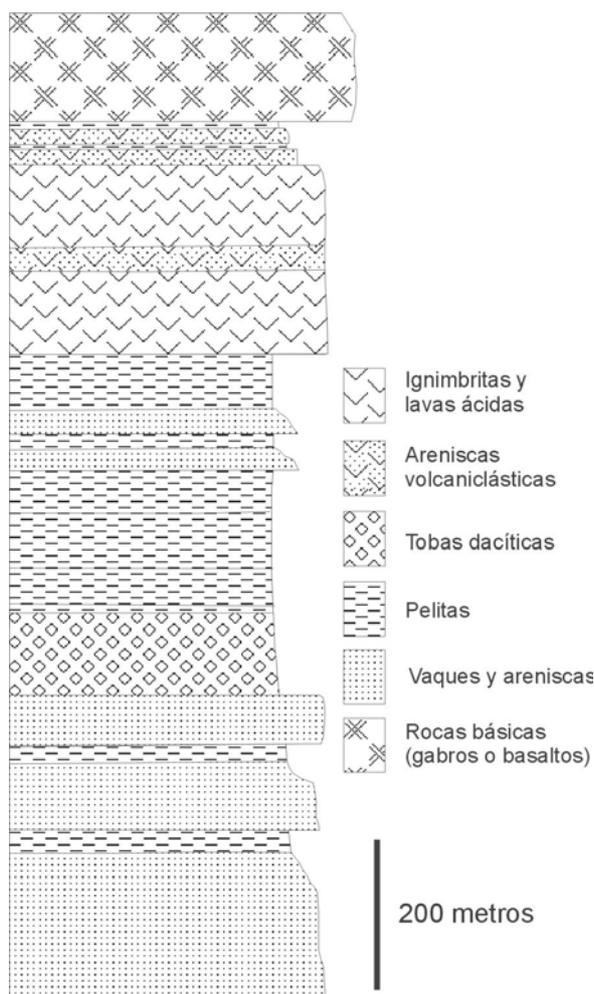


Figura 3. Columna simplificada con las principales unidades litológicas del Ordovícico de la sierra de Calalaste, quebrada de los Blanquitos.

muestra menos complicación estructural y allí se determinó la columna esquematizada en la figura 3. Sin embargo, esta columna es sólo de valor local debido a que la superposición de eventos volcánicos cuya extensión lateral es variable puede generar importantes cambios en las secuencias en distancias cortas.

Los depósitos ordovícicos del tramo norte de la sierra de Calalaste, en las Hojas Cachi y Antofalla, están constituidos por grauvacas y pelitas con intercalaciones de basalto y rocas volcanoclásticas ácidas. Estos niveles corresponderían a la Formación Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1976), por lo tanto la sierra de Calalaste quizás exhiba el pasaje entre el CSVCC y la Formación Falda Ciénega en las inmediaciones del límite septentrional de la Hoja Paso de San Francisco. Es posible también que parte de las grauvacas y pelitas que se incluyen en el CSVCC correspondan a la Formación Falda Ciénega.

La base del complejo no se observó, en la parte sur está en contacto tectónico con el basamento metamórfico de la Formación Famabalasto. En la sierra de Calalaste está intruido por granitoides ácidos (Formación Las Yeguas) y por gabros del Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana. Con las rocas ultrabásicas de este último complejo muestra relaciones tectónicas. Sobre el CSVCC se apoyan sedimentitas de la Formación Patquía de la Cuesta y volcanitas y sedimentitas cenozoicas.

Edad y espesor

Son escasos los registros fosilíferos. En la quebrada del Diablo, 2 km al norte del límite septentrional de la Hoja, existen graptolitos de edad arenigiana superior-Ilanvirimiana (Udo Zimmermann, com. personal).

Debido al buzamiento constante, entre 10° y 20° hacia el norte de las líneas axiales de los pliegues del CSVCC, no debe descartarse la presencia de niveles más antiguos que el Arenigiano superior en la porción centro-austral de la sierra de Calalaste. En cuanto al espesor, no es posible definirlo, se estima un mínimo de 1500 m para el conjunto de unidades litológicas integradas en el CSVCC.

Formación Falda Ciénega (5)

Grauvacas y pelitas

Antecedentes

Fue definida por Aceñolaza *et al.* (1976) para caracterizar las turbiditas ordovícicas con fósiles que afloran en la Puna Austral.

Distribución areal

Aflora en el Filo Colorado y en morros aislados entre el Filo Colorado y la sierra de Calalaste. Parte de las grauvacas y pelitas incluidas en el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas tal vez correspondan a la Formación Falda Ciénega, especialmente aquellas que asoman en la parte norte de la sierra de Calalaste.

Litología

Está compuesta por una sucesión gris verdosa de grauvacas y pelitas dispuestas en forma rítmica. Las grauvacas muestran estratificación granodecreciente. Los bancos tienen potencias que varían desde pocos centímetros hasta 5 metros. Alternan paquetes de igual proporción de pelitas y grauvacas, con otros donde las grauvacas dominan netamente sobre las pelitas.

Las pelitas localmente son negras, macizas o con una laminación paralela bien definida, esta última puede mostrar un grado de transposición avanzado según el clivaje. Algunos bancos pelíticos exhiben intercalaciones de una roca con una laminación paralela muy bien definida, marcada por la intercalación de niveles claros y oscuros, los que posiblemente están ligados a una mayor participación de cenizas volcánicas. Las pelitas tienen espesores que varían entre 5 cm y 1 metro.

Entre las pelitas y grauvacas se disponen ocasionales bancos de conglomerado fino, compuesto principalmente por rodados de cuarzo con una matriz arenosa.

La Formación Falda Ciénega registra un metamorfismo de muy bajo a bajo grado, anquimetamorfismo según la cristalinidad de la illita (Toselli, 1982).

Relaciones estratigráficas

En la sierra de Calalaste aflora el pasaje entre la turbiditas y las diferentes litologías que componen el CSVCC. En la quebrada del Diablo existen niveles de turbiditas con intercalaciones de niveles volcánicos y volcanoclásticos con fósiles, los que podrían corresponder a la transición entre el CSVCC y la Formación Falda Ciénega. Es posible que las turbiditas de la Formación Falda Ciénega representen un estadio de evolución de la cuenca posterior al del depósito del CSVCC.

De acuerdo con esta hipótesis, la Formación Falda Ciénega correspondería al relleno de una

cuenca compresional y en general sería más moderna que el CSVCC, por lo que se apoyaría tanto sobre el CSVCC como sobre el basamento preordovícico. Sin embargo, esta hipótesis debe ser comprobada a través de análisis estratigráficos más detallados de las unidades, porque no hay que descartar que las grauvacas y pelitas incluidas en el CSVCC sean equivalentes a las de la Formación Falda Ciénega.

Sobre la Formación Falda Ciénega se apoyan sedimentitas neopaleozoicas y cenozoicas.

Edad

La edad sería llanvirniana alta-llandeiliana, de acuerdo con los graptolitos provenientes del perfil de Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1976) y de afloramientos de las inmediaciones de Paycuqui (Rojo, 1972), ambas localidades situadas al norte de la Hoja.

b) Rocas ígneas

Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana

(*nom. nov.*) (6)

Gabros cumulares, gabros-basaltos

Antecedentes

Blasco *et al.* (1996) interpretaron a estas rocas como remanentes de una corteza oceánica. Con fines estrictamente cartográficos, se define el Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana (CBUT) para agrupar a todas las rocas con esas características litológicas, entre las cuales es posible que existan rocas generadas por procesos distintos pero para cuya diferenciación se necesitan investigaciones detalladas, objetivo que está fuera de los alcances de este trabajo.

Distribución areal

Se incluyen en este complejo a las rocas básicas y ultrabásicas distribuidas en la sierra de Calalaste y al oeste del cerro San Buenaventura.

Litología

El Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana (CBUT) incluye rocas ultrabásicas correspondientes a gabros cumulares y rocas básicas representadas por gabros y basaltos.

Gabros cumulares: Integran cuerpos pequeños hasta el momento descritos solamente en la quebrada Tramontana. Son rocas de color verde oscuro a negro, de grano fino a mediano, compuestas principalmente por olivina, clinopiroxeno y plagioclasa. Se diferencian bandas más ricas en plagioclasa y bandas más ricas en piroxeno, estas últimas pueden constituir piroxenitas. Muestran delgadas fajas serpentinizadas con asbesto. Los contactos con la roca de caja son tectónicos. Forman parte de una zona de mezcla tectónica (*melange*). En las zonas de falla ocurrió un fenómeno metasomático que generó rodingitas, que se distinguen por sus colores más claros y por sus fenocristales de anfíboles cálcicos (Norman Page, com. verbal).

Gabros: Afloran en la sierra de Calalaste. Son rocas verdes, de grano fino a mediano, compuestas por tremolita-actinolita (como producto de transformaciones metamórficas e hidrotermales) y plagioclasa. Definen cuerpos de hasta 300 m de potencia, generalmente elongados y subconcordantes con la roca de caja.

Hacia el norte del cerro San Buenaventura se distinguen dos tipos de gabros, uno oscuro, de grano fino, más rico en piroxeno y olivina y otro más claro, de grano más grueso y con mayor contenido de plagioclasa y anfíbol. En algunos afloramientos se observa mezcla entre estos dos tipos de gabros.

Los gabros muestran distintas relaciones con la roca de caja. En algunos sitios los contactos son tectónicos, por ejemplo en la sierra de Calalaste donde participan como escamas en la mezcla tectónica (quebrada Tramontana) o forman un grupo de pequeños cuerpos lenticulares, más de diez en un tramo de 300 metros, todos limitados por fallas en una zona de apilamiento tectónico (quebrada Cortaderas). Los contactos observados hacia el norte del cerro San Buenaventura también son tectónicos. Por otra parte, existen gabros con contactos intrusivos y desarrollo de una aureola de metamorfismo térmico donde crecen pequeñas motas de biotita, como se ve en la quebrada de Cortaderas Chicas en la sierra de Calalaste.

Basaltos: El CBUT incluye también mantos de lavas básicas determinadas como basaltos. Los ejemplos más claros de estas volcanitas se encuentran en la quebrada del Diablo (Udo Zimmermann, com. pers.) y en las nacientes de la quebrada de Tramontana, sitio donde se advierte un nivel de roca básica

de más de 40 m de potencia y fragmentos de esta misma roca inmersos en las pelitas de la roca de caja en la base. Es posible que una parte de los cuerpos tabulares que se describen como gabros en realidad correspondan a basaltos.

Al microscopio, los basaltos presentan una textura intersertal parcialmente afectada por metamorfismo regional de bajo grado. Se distinguen tablillas entrecruzadas de plagioclasa muy reemplazada por epidoto; entre ellas se disponen minerales máficos totalmente convertidos en tremolita-actinolita, clorita, epidoto, titanita y carbonato.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas entre el Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana y el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas son variables. Las rocas ultrabásicas muestran contactos tectónicos mientras que los gabros tienen contactos intrusivos o por fallas. Por otra parte, los basaltos están intercalados con las sedimentitas.

A manera de hipótesis debe comentarse la posibilidad de que las rocas del CBUT que afloran en la sierra de Calalaste sean diferentes a las que afloran hacia el norte del cerro San Buenaventura. Estas últimas poseen mayor contenido de sulfuros que las de Calalaste, diferencias que podrían reflejar distintos orígenes (Norman Page, com. verbal).

Edad

El CBUT es previo a la deformación paleozoica que afectó a las rocas ordovícicas de la región. Esta deformación es con seguridad pre-carbonífera y se le atribuye una edad ordovícica, por lo que se deduce que las rocas del CBUT no son posteriores al Ordovícico. Por otra parte, gabros y basaltos del CBUT intruyen o se intercalan con las rocas del Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas, al que se le asigna una edad dentro del rango arenigiano-llanvirniano, aunque sin descartar la presencia de niveles tremadocianos.

En cuanto a la edad de las rocas ultrabásicas, puede ser similar a la de los gabros y basaltos, es decir dentro del rango tremadociano-llanvirniano, o puede ser que la edad ordovícica corresponda a la del emplazamiento tectónico y no a la original de la roca. En este caso, debe considerarse la hipótesis de que los gabros cumulares pueden estar desvinculados del resto de las rocas del CBUT.

Formación Las Yeguas (7)

Granitos, granodioritas y ocasionalmente tonalitas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Proserpio *et al.* (1989) para englobar granitoides y granitoides gneissicos. En ella se incluyen también a los granitos de la Formación Cerro Plegado (Núñez, 1971). Estas rocas ya habían sido cartografiadas por Penck (1920) y por Turner (1963), quien las distinguió como basamento granítico. Durante el levantamiento de la Hoja sólo fue posible controlar los afloramientos del extremo austral de la misma. Las rocas consideradas dentro de esta formación agrupan una amplia variedad de tipos litológicos (Turner, 1963; Núñez, 1971; Proserpio *et al.*, 1989) por lo que es posible que ella incluya granitoides con edades diferentes y relacionados con distintos eventos magmáticos.

Distribución areal

Los afloramientos principales están hacia el sur del cerro La Hoyada (Proserpio *et al.*, 1989, Turner 1963), mientras que un grupo de cuerpos pequeños asoma en las inmediaciones de la Borita (Núñez, 1971).

Litología

En las cercanías del cerro La Hoyada, Proserpio *et al.* (1989) diferenciaron granitos, granodioritas y tonalitas; muchas de estas rocas muestran procesos de deformación y metamorfismo superpuestos que las convierte en ortogneises u ortogneises miloníticos. De acuerdo con Proserpio *et al.* (1989), dominan los intrusivos deformados con distintos grados de cataclasis y milonitización, los que les confieren fábricas foliadas.

Por otra parte, Núñez (1971) describió granitos y granodioritas de color blanco a blanco rosado y de grano mediano, que se manifiestan como pequeños plutones intruidos en metasedimentitas ordovícicas en las inmediaciones del alto de la Borita.

Relaciones estratigráficas

Los intrusivos de la Formación Las Yeguas muestran distintas relaciones estratigráficas. Parte de ellos intruyen al Ordovícico (Núñez, 1971) y otros están

alojados en las metamorfitas de la Formación Famabalasto.

Edad

No existen dataciones radimétricas que permitan conocer la edad de estos intrusivos. Los cuerpos descritos por Núñez (1971) son paleozoicos debido a que intruyen capas ordovícicas. Por esta razón se asigna una edad paleozoica (Ordovícico superior-Silúrico). Sin embargo, es probable que dentro de los intrusivos agrupados en esta formación existan por un lado los paleozoicos como los que describió Núñez (1971) y otros más antiguos relacionados con la Formación Famabalasto. Entre estos últimos se encontrarían parte de los granitoides deformados.

2.2. PALEOZOICO SUPERIOR

2.2.1. PÉRMICO

Formación Patquía de la Cuesta (8)

Sedimentitas rojas compuestas por conglomerados y areniscas conglomerádicas

Antecedentes

En el estudio realizado por Proserpio (1972) se definió como Formación Agua Colorada, de edad devónica-carbonífera, a las unidades sedimentarias integradas por areniscas y conglomerados ubicados al este de la vega de San Francisco. En la misma corrida, un poco más al sur, Turner (1967) designó a esta unidad con el nombre de Formación de la Cuesta.

Fernández Seveso *et al.* (1991, 1993) realizaron un análisis cicloestratigráfico de la cuenca del Grupo Paganzo (Frenguelli, 1944), asignándole el nombre Patquía de la Cuesta inferior al conjunto de superciclos de edad pérmica inferior.

Distribución areal

La mayor exposición de esta formación se encuentra en el cerro Colorado ubicado en el borde oriental de la Hoja. Otros afloramientos de menor extensión fueron identificados al pie de la sierra de Calalaste tanto en su flanco oriental como occidental, en ambos casos en relación por falla con unidades ordovícicas. También al sur de la sierra

de San Buenaventura se observaron fajas de afloramientos que tienen continuidad en la Hoja Fiambalá.

Litología

Esta unidad está integrada por conglomerados y areniscas conglomerádicas, color rojo ladrillo, dispuestos en estratos lenticulares, con estratificación mediana que no excede los 5 m de espesor.

Los conglomerados gruesos están formados por litoclastos angulosos y subangulosos de sedimentitas ordovícicas y cuarzo de tamaños que varían entre 20 cm y 0,5 cm, matriz de arena mediana y cemento calcáreo. Estos conglomerados conforman rellenos de canales e integran la base de ciclos grano decrecientes que culminan con arenisca fina y pelitas, de espesores que van desde delgadas láminas a estratos de más de un metro de potencia.

En el área ubicada al este de la sierra Filo Colorado son frecuentes las decoloraciones blanquecino amarillentas de los bancos arenosos.

Al oeste de la sierra de Calalaste, la secuencia se inicia con conglomerados muy gruesos de 40 m de espesor entre los que se intercalan areniscas medianas con estructuras internas entrecruzadas.

Hacia las partes altas, la estratificación está integrada por bancos de areniscas calcáreas, eventuales conglomerados muy gruesos de tipo clasto soporte y escasos niveles de calizas. Las areniscas lenticulares con delgados niveles pelíticos presentan rasgos de bioturbaciones.

En la sierra de Filo Colorado se observaron cuatro ciclos granodecrecientes de conglomerados y areniscas conglomerádicas, de aproximadamente 50 m de espesor cada uno. En las partes estratigráficamente más altas, los estratos presentan una geometría de barras amalgamadas mejor definidas que en la base y aumentan de espesor los niveles pelíticos llegando a 2,5 metros. Se advirtieron también bancos de areniscas con estratificación laminar de alto régimen, óndulas en caja de huevo, niveles de caliche y calizas de no más de 20 cm de espesor.

Ambiente

Basándose en las observaciones efectuadas, se interpreta que el ambiente de los depósitos es de abanicos aluviales con aporte dominante de rocas ordovícicas en la base.

En las partes intermedias de la columna, las facies de abanicos aluviales se intercalan con ban-

cos de areniscas con estructuras internas que indican la existencia de un sistema fluvial subordinado.

En las partes altas de la columna, el sistema fluvial dominante es del tipo *braided*, caracterizado por la existencia de barras amalgamadas y canales sobre el que interfieren eventuales aportes de avalanchas.

El sistema evoluciona hacia un ambiente fluvial abierto con desarrollo de llanuras de inundación extendidas. La culminación de la secuencia corresponde a un sistema fluvial con posible influencia marina evidenciado por la presencia de bancos calcáreos y de estructuras de oleaje.

Las paleocorrientes de los estratos localizados al este de la sierra Filo Colorado indican una dirección de 260° - 230°.

En cuanto a su disposición estructural, esta unidad forma parte de los cabalgamientos correspondientes a la faja plegada desarrollada por la tectónica andina en la región.

Relaciones estratigráficas

La relación de base es discordante sobre unidades ordovícicas y fue vista en la entrada de la quebrada Cortadera sobre la Formación Falda Ciénega y al este de la vega de San Francisco con la Formación Las Planchadas. La relación de techo con la Formación Geste, observada en la sierra de Filo Colorado y en una quebrada ubicada al norte de la misma, es por discordancia de bajo ángulo.

En el tramo superior de esta unidad se advirtió un banco continuo, de 2 m de espesor, intensamente alterado con carbonatos que decoloran la roca, que fue interpretado como un nivel freático. Este nivel se encuentra 30 metros por debajo de la discordancia con las sedimentitas de la Formación Geste y constituye una evidencia de proximidad de una superficie de exposición durante un tiempo prolongado.

Edad

La edad de 281±6 Ma (K/Ar sobre feldespa-to) fue obtenida a partir de una toba intercalada en sedimentitas rojas aflorantes en una quebrada ubicada al oeste de la mina La Borita (Kraemer *et al.*, 1999). Otras dataciones realizadas en la laguna del Fraile, pocos kilómetros al norte de la Hoja, dieron cifras comprendidas entre 260 Ma y 280 Ma.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. TRIÁSICO

Formación Pantanoso (9)

Riolitas y riolacitas

Antecedentes y distribución areal

Mercado (1982) definió esta unidad en Chile, donde se localizan los afloramientos más extensos. En el ámbito de la Hoja Paso de San Francisco aflora en el centro-oeste, al suroeste del cerro Cóndor, muy próximo al límite con Chile.

Litología

Es una secuencia esencialmente volcánica constituida por riolitas y riolacitas a veces fluidales y tobas riolíticas rojas ricas en ojos de cuarzo. Se presenta con estratificación gruesa a masiva, con escasas intercalaciones de areniscas epiclásticas cogenéticas con pórfidos riolíticos a dacíticos rojos con abundantes ojos de cuarzo.

Edad

Gardeweg *et al.* (1997) le asignaron a esta unidad una edad de 228 ± 5 Ma (K/Ar sobre biotita).

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1. Eoceno

Formación Geste (10)

Areniscas finas a medianas, conglomerados y pelitas

Antecedentes

Los trabajos de escala regional que incluyen el área relevada no diferencian esta unidad del resto de las sedimentitas neógenas.

En los alrededores de Antofagasta de la Sierra, distante pocos kilómetros al noroeste de la Hoja, Alonso y Fielding (1986) identificaron una asociación faunística de edad eocena media, en sedimentitas rojas similares a las aquí descritas, incluyéndolas en la Formación Geste (Turner 1961, 1964).

Distribución areal

Los afloramientos correspondientes a esta unidad se disponen en una faja elongada, con rumbo norte-sur, ubicada entre los valles de Carachipampa y de Incahuasi a lo largo del borde oriental de la Hoja. Integran la parte central y topográficamente más elevada de la sierra Filo Colorado.

Litología

Está constituida por areniscas finas a medianas, conglomerados y pelitas de coloración rojo pardusca. Se disponen en estratos finos a medianos, con estructura interna entrecruzada e intercalaciones lenticulares de conglomerados gruesos a medianos.

La base de la columna está compuesta por conglomerados gruesos con matriz arenosa de 3 m de espesor sobre el que se apoyan areniscas y limoareniscas.

Las areniscas presentan estructura interna entrecruzada de bajo ángulo y asintóticas en la base. Los estratos arenosos rematan en general con niveles pelíticos con estructura interna laminar.

En los primeros 40 metros de la base, dominan niveles de granulometría fina sobre las areniscas gruesas y conglomerados. Por encima se apoyan estratos de areniscas gruesas en forma de barras amalgamadas de espesores que no superan los 0,5 metros.

Continúan cinco ciclos grano y estratotrecientes, en algunos de los cuales se observaron niveles lenticulares de conglomerados muy gruesos.

El espesor parcial de la secuencia es de 500 m con secuencias que van de 50 a 100 m de espesor.

Ambiente

El ambiente de depositación de esta unidad es fluvial entrelazado, en el que se desarrollaron barras amalgamadas y depósitos finos propios de llanuras aluviales.

La base de la secuencia corresponde a un sistema fluvial con llanura aluvial extensa y un canal jerarquizado, mientras que hacia las partes superiores el sistema dominante es de crecimiento de barras con canales menos desarrollados y profundos.

Relaciones estratigráficas

La relación de base es de discordancia angular suave sobre la Formación Patquía de la Cuesta. Esta discordancia fue observada en una quebrada ubica-

da al norte de la sierra de Filo Colorado y es visible sobre la imagen satelital a la escala cartografiada. Las relaciones de techo no fueron visualizadas, ya que se halla cubierta por coluvios cuaternarios.

Edad

Se incluye a esta unidad en el Eoceno medio-superior por correlación con estratos similares aflorantes en los alrededores de Antofagasta de la Sierra (Alonso y Fielding, 1986) y en la laguna del Fraile datados en 37,6 Ma a partir de un banco de toba (Kraemer *et al.*, 1999).

2.4.1.2. Oligoceno

Formación Vizcachera (Miembro inferior) (11)

Areniscas y conglomerados con intercalaciones de limolitas y delgados bancos de areniscas con matriz tobácea

Antecedentes

Se identifica con este nombre a una secuencia estratigráfica integrada por areniscas y pelitas rojas en la parte inferior (Miembro inferior) y por un conjunto volcano-sedimentario en la parte superior (Miembro superior).

Debido a las descripciones aquí realizadas y a la extensa distribución areal que presenta esta unidad, se propone asignar el rango de Formación al conjunto reconocido con el nombre informal de Sedimentita Vizcachera (Alonso, 1996) en las Cartas Geológicas Cachi (Hongn y Seggiaro, 1998) y Socompa (Zappettini y Blasco, 1999).

Distribución areal

Afloran en el noroeste de la Hoja cerca del límite con Chile, en el borde occidental del salar de Antofalla, en la quebrada de Aguas Dulces que desemboca en el extremo sur del salar de Antofalla y, en una faja de orientación meridiana ubicada entre los volcanes Chascón y El Peinado al norte de la cordillera de San Buenaventura.

Litología

Los afloramientos de la quebrada de Aguas Dulces están constituidos por areniscas finas con matriz limosa, de color rojo ladrillo, en las que intercalan lentes conglomerádicas con matriz fina.

En áreas cercanas al puesto La Brea, la unidad está integrada por areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas en las que la fracción gruesa está formada por clastos redondeados del basamento, con tamaños que van desde 0,5 cm a 1 centímetro.

La estratificación es mediana, con geometrías asintóticas y lenticulares y estructura interna entrecruzada de alto ángulo que indican dirección de paleocorrientes hacia el sur. En esta secuencia se observaron niveles con estructuras internas laminares de alto régimen. Los *sets* de laminación fina son granocrecientes y pasan de arenas finas a medianas con clastos sabulíticos.

En la parte intermedia de la secuencia se advierte la presencia de bancos limosos, con estructuras entrecruzadas, que tienen espesores mayores que los de la base con intercalaciones estratos de areniscas con matriz tobácea. Se destaca la existencia de venas de yeso de generación secundaria.

El espesor parcial estimado para esta unidad es de 400 metros, al sur de la laguna La Brea.

Ambiente

El ambiente corresponde a un sistema fluvial con desarrollo de barras y llanuras aluviales en un régimen de mediana a alta energía con aportes de abanicos aluviales parcialmente retrabajados.

En el cordón ubicado al este del cerro El Peinado, la secuencia detrítica es más gruesa que en las otras áreas y presenta como rasgo particular, una abundante cantidad de fragmentos de volcánitas entre los que se destacan bloques de ignimbritas redondeados a subredondeados. Debido a la aparente posición relativa en la columna estratigráfica y por variaciones laterales advertidas desde la quebrada de la mina Julia hacia el norte, se interpreta que las diferencias litológicas de esta secuencia con las descritas en las otras áreas podrían corresponder a un cambio de facies dentro de la cuenca.

Relaciones estratigráficas

La relación estratigráfica con el Miembro superior no fue observada, se infiere que la misma podría ser concordante basándose en la similitud de orientación e inclinación de ambas unidades en afloramientos contiguos. La secuencia de ambas unidades correspondería a distintas etapas en la evolución de una cuenca de antepaís, razón por la cual

las relaciones estratigráficas podrían ser discordantes en áreas proximales al frente orogénico y concordantes en zonas distales. Las relaciones estratigráficas con el resto de las unidades son discordantes.

Edad

En la quebrada de Aguas Dulces, esta unidad está intruida por diques anfibólicos datados en 23 Ma (Mpodozis *et al.*, 1996). En base a esta información y por extrapolación con una datación de 28 Ma realizada en sedimentos similares al norte de la Hoja, se ubica a la Formación Vizcachera (Miembro inferior) en el Oligoceno (Kraemer *et al.*, 1999).

2.4.2. NEÓGENO

2.4.2.1. Mioceno inferior

Cuerpos dacítico-andesíticos Agua Dulce (13)

Andesitas y dacitas verdosas

Distribución areal

Esta unidad está constituida por un conjunto de cuerpos subvolcánicos, diques y lacolitos que intruyen a las sedimentitas del Miembro inferior de La Formación Vizcachera, en el área ubicada en el borde sur del salar de Antofalla y a lo largo de la quebrada de Aguas Dulces. El mayor volumen aflorante de esta entidad se encuentra en la faja ubicada al este del volcán El Peinado y al oeste de la sierra de Calalaste.

Litología

Las rocas que integran esta unidad son en general de color verde, de composición andesítica a dacítica, con abundante contenido de cristales de hornblenda en forma de agujas. Al microscopio la textura es porfírica a glomeroporfírica formada por fenocristales (simples y compuestos) de plagioclasa (andesina cálcica), clinopiroxenos (clinoenstatita y diópsido), hornblenda y biotita; también se observaron cumulos básicos y amígdalas rellenas por agregados de cuarzo. La pasta es de tipo pilotáxica constituida por microlitos de plagioclasas, piroxenos, hornblenda y minerales opacos suborientados en la dirección de flujo inmersos en una mesostasis vítrea.

Se destaca que estas rocas fueron relevadas en algunos puntos extremos del área aflorante. Es probable que en este conjunto exista más de un evento magmático superpuesto, que, debido a las características expeditivas del trabajo realizado no fue detectado.

El área es interesante desde el punto de vista minero, ya que presenta extensas zonas de alteración a las que podrían estar asociadas la mina La Borita en el norte y las mineralizaciones de cobre en el sur de la faja, donde se hallaron rastros de labores realizados por los jesuitas.

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad intruye sedimentitas ordovícicas de la Formación Las Planchadas y terciarias de la Formación Vizcachera. La sobreyacen la Ignimbrita rosada, obsidianas de Los Cueros y coladas de los basaltos Purulla.

La edad de estas rocas, obtenida por el método de K/Ar a partir de un pórfiro dacítico de la quebrada de Aguas Dulces es de 23,5 Ma (Mpodozis *et al.*, 1996).

2.4.2.2. Mioceno inferior a medio

Formación Vizcachera (Miembro superior) (12)

Conglomerados y areniscas con aportes de material volcánico con intercalaciones de mantos ignimbríticos. 12a Ignimbritas dacíticas muy pumíceas.

Distribución areal

Aflora en el extremo noroccidental de la Hoja, en la franja delimitada por el salar de Antofalla y la sierra de Calalaste. Los asomos, parcialmente cubiertos por depósitos coluviales y vulcanitas, continúan al oeste del salar de Antofalla hasta el límite con Chile.

Litología

Está constituida por un conjunto de sedimentitas con abundante participación de vulcanitas primarias y retrabajadas.

Los extensos afloramientos ubicados al sudeste de mina La Borita y al oeste de la sierra de Calalaste, comienzan con conglomerados de coloración gris verdosa, integrados principalmente por clastos de vulcanitas ordovícicas redondeadas a subredonde-

adas inmersas en una matriz tufítica. También en la secuencia basal se observaron areniscas tufíticas verdes con fragmentos de pómez.

Hacia el techo de la columna dominan areniscas con clastos provenientes de granitos y dacitas con abundantes pómez poco reabajadas. Algunos niveles arenosos poseen cristales de feldspatos y biotita bien conservados. Las areniscas son de grano mediano a grueso, con estructura interna gradada normal y entrecruzada de bajo ángulo. Intercalan niveles pelíticos muy finos que rematan cada *set* de gradación normal.

Se encontraron niveles con restos de plantas no determinadas y bioturbaciones.

La base de cada *set* es erosiva sobre los niveles pelíticos e incorpora fragmentos de pelitas como intraclastos.

La geometría de los estratos es sigmoidal, plana en la base y convexa en el techo.

En la parte media de esta secuencia se intercalan bancos potentes de ignimbritas dacíticas muy pumíceas y con abundante biotita de color gris blanquecino; en el mapa geológico se la identifica como 12a. Pocos metros por debajo del nivel ignimbrítico se halla un banco con bombas de basaltos que producen estructuras de impacto en los sedimentos.

En las partes altas de la secuencia se definen ciclos grano y estratocrecientes que culminan con el dominio de conglomerados gruesos y areniscas conglomerádicas. Los clastos dominantes de la fracción gruesa son de ignimbritas y de rocas ordovícicas.

Las ignimbritas que integran la sub-unidad 12a fueron observadas también en el alto de Los Colorados. Están constituidas por cuatro pulsos de ignimbritas que en conjunto tienen 400 m de espesor; están poco soldadas, con abundantes líticos de volcánicas de tamaño medio de 2 cm a 0,5 cm de diámetro y pómez subredondeadas que no exceden los 6 cm de diámetro.

En la base de uno de los pulsos aflora un nivel de *surge* de 40 cm de espesor, con laminación paralela y abundante contenido de líticos, mientras que en el techo presenta una delgada capa cinerítica. Lo demás pulsos están marcados por superficies de enfriamiento y por una capa basal enriquecida en líticos.

Ambiente

El ambiente de depósito es fluvial, con desarrollo poco evolucionado de barras y canales y plani-

cies aluviales. El sistema fluvial es progradado por un régimen de mayor energía, con participación de abanicos aluviales en las partes superiores típica de una cuenca de antepaís formada como respuesta sedimentaria a la instalación y aproximación de un frente orogénico.

Las paleocorrientes indican una dirección aproximada de sur a norte con el desarrollo de facies proximales y mayor participación de volcanismo en el sur.

El volcanismo contemporáneo con la evolución de esta cuenca implica el inicio de una actividad volcánica intensa en la región.

La participación de volcánicas aumenta su volumen hacia el sur y presenta características litológicas similares a las del Complejo Volcánico La Hoyada, motivo por el cual se lo podría correlacionar con este complejo, donde, en ese caso, se encontraría el centro de emisión principal.

La posición del arco magmático para el tiempo de depositación de esta cuenca corresponde a la de la Faja de Maricunga en Chile (Mpodozis *et al.*, 1996). En tal sentido, los depósitos volcánicos intercalados en esta unidad representarían los primeros eventos relativos a la migración del arco magmático hacia el este (Mpodozis *et al.*, 1996).

Relaciones estratigráficas

En el área relevada no fue posible observar las relaciones estratigráficas de base. No obstante, se infiere una discordancia angular con los estratos de la Formación Patquía de la Cuesta debido a variaciones muy marcadas en la orientación de los estratos en afloramientos cercanos entre sí ubicados en los alrededores de los altos de Soriano y la mina La Borita.

Edad

Dataciones realizadas sobre ignimbritas (Kraemer *et al.*, 1999) dieron edades de 18 Ma en el sur y de 22 Ma en la parte norte de la cuenca, razón por la cual se incluye a esta unidad en el Mioceno inferior a medio.

Mpodozis *et al.* (1996) describieron en la cordillera Claudio Gay una secuencia de rocas volcánicas detríticas gruesas con abundante material piroclástico, correlacionable con la Formación Vizcachera (Miembro superior), datada en $23,4 \pm 1,0$ Ma y $24,0 \pm 1,0$ Ma.

2.4.2.3. Mioceno medio

Estratovolcanes dacíticos del Mioceno medio (14)

Lavas dacíticas con fenocristales

Distribución areal

Integran a los Estratovolcanes dacíticos del Mioceno medio, un conjunto de coladas y aparatos volcánicos restringidos al sector noroeste de la Hoja, entre el cerro Vallecito y el alto de Los Colorados.

Litología

Esta unidad fue observada en los alrededores del alto de Los Colorados, donde está constituida por lavas dacíticas con fenocristales de plagioclasa euhedral, de tamaños que alcanzan 1 cm de diámetro, biotita euhedral, cuarzo, anfíbol y hornblenda cloritizada.

Relaciones estratigráficas y estructurales

En el alto de Los Colorados se apoya en discordancia sobre ignimbritas y sedimentitas del Miembro superior de la Formación Vizcachera. En conjunto con la Formación Vizcachera conforman el borde de una depresión delimitada por fallas anulares que cortan a otras fallas directas de rumbo sudoeste-nordeste. Por su geometría, las fallas anulares podrían corresponder al colapso de una antigua caldera de edad posterior o contemporánea con las rocas que integran esta unidad.

Las fallas de rumbo sudoeste-nordeste delimitan un graben relleno por las dacitas integrantes de esta formación, a partir de lo cual se infiere que pertenecen a una tectónica extensional anterior a las mismas. Sobreyacen discordantemente a esta unidad, la Ignimbrita Los Colorados y las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga y las lavas del Mioceno superior y del Plioceno superior.

Edad

Estas rocas forman parte o provienen de aparatos volcánicos intensamente erosionados, a los que resulta difícil identificar su cráter. Por las características similares a los grandes estratovolcanes del Mioceno medio como el Teben Chico, Antofalla y

Beltrán ubicados al norte de la Hoja, se infiere para estas rocas edades similares.

Complejo Volcánico La Hoyada (14 a,b,c,d)

14a Brechas volcánicas y volcanoclásticas andesítico dacíticas. 14b Lavas y brechas andesíticas y dacíticas. 14c Domos e intrusivos. 14d Ignimbritas dacíticas soldadas

Antecedentes

Las rocas de este complejo fueron descritas por Turner (1963) bajo el nombre de Formación La Hoyada. Proserpio *et al.* (1989), mantuvieron esta denominación formacional e incorporaron cuatro miembros para diferenciar la gran variedad de rocas existentes.

Debido a las dificultades encontradas para correlacionar y cartografiar cada uno de estos miembros, se adopta el término de Complejo Volcánico conservándose el topónimo La Hoyada para designar a este conjunto de rocas.

Distribución areal

Está integrado por brechas, lavas, depósitos piroclásticos e intrusivos que afloran en el extremo sureste de la Hoja. Forman parte del extremo oriental de la cordillera de San Buenaventura y se extienden hacia el norte bordeando la caldera del cerro Blanco hasta la laguna Purulla.

Litología

El conjunto presenta una sucesión litológica más o menos estratificada integrada por:

- *Lavas andesíticas a dacíticas*, compuestas por fenocristales euhedrales de plagioclasa de 0,5 cm a 6 cm de diámetro, anfíbol y biotita. En algunas áreas las andesitas presentan plagioclasas argilitizadas, hornblendas cloritizadas y matriz limonítica.

En las nacientes de la quebrada La Hoyada se suceden lavas fluidales y lavas en bloques, con tamaño de grano más grueso, que gradan hacia niveles muy fluidales, de grano fino, con una foliación muy marcada que favorece su separación en lascas. En algunos sectores se observó el pasaje lateral de lavas fluidales a lavas en bloques, donde los fragmentos varían de más de 1 m a pocos centímetros de diámetro. La secuencia de lavas se encuentra en la base del Complejo Volcánico La Hoyada.

- *Ignimbritas dacíticas muy soldadas* con abundante cuarzo y biotitas euhedrales, fragmentos líticos de volcanitas terciarias, grauvacas y filitas. Presentan *fiammes* con relación de estiramiento $\frac{1}{4}$, de color negro y pómez de colores claros, frecuentemente alteradas y con tonalidades verdosas (Figura 4).

Debajo de los paquetes ignimbríticos se observaron niveles de poco espesor de oleadas piroclásticas con laminación interna paralela y antidunas.

Los paquetes ignimbríticos pasan lateralmente a flujos de bloques y cenizas generados a partir del colapso de domos. Las ignimbritas se distribuyen mayoritariamente en el sector E-SE del Complejo Volcánico La Hoyada.

- *Brechas volcánicas y volcaniclásticas* con bloques y fragmentos de ignimbritas y de lavas de dacitas y andesitas. Están formadas por bloques subredondeados de andesitas de hasta 1 m de diámetro, pómez biotíticas blancas y verdosas de 1 a 10 cm de diámetro en una matriz vítrea escasa (Figura 5).

En algunos afloramientos se insinúan bancos con una leve orientación de los clastos, intercalados con niveles retrabajados de laminación fina, que indican

un proceso sedimentario subordinado al volcanismo.

- *Domos e intrusivos*. En el interior de la caldera de Robledo, al sureste del cerro Blanco, se disponen domos verdes de composición andesítica con abundantes cristales de anfíboles bien desarrollados. Los domos son de tamaños variables entre 4 m y decenas de metros de diámetro. En algunos se observan conductos de salida con concentración de partículas gruesas debido a la elutriación de material fino por salida de gases y una foliación magmática que irradia a partir de ellos (Figura 6).

Están integrados por brechas de andesitas dispuestas en bloques unidos por una matriz lávica, que en conjunto presentan aspecto de escoria de fundición.

Asociados a los domos se encuentran diques de color verde de igual composición, los que, en la mayoría de los casos, tienen alteración silíceo-arcillosa y oxidación.

Los intrusivos y las características de volcanismo proximal dominante en el área de La Hoyada indican que en este sector se implantó un centro de emisión, que por sus dimensiones, podría corresponder a un sistema de calderas o de estratovolcanes



Figura 4. Ignimbrita dacítica del Complejo Volcánico La Hoyada.



Figura 5. Brecha volcánica del Complejo Volcánico La Hoyada.

de gran tamaño, completamente arrasados ya sea por erosión y/o por los eventos eruptivos posteriores.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad forma parte de la roca de caja de la caldera del cerro Blanco. La relación de techo discordante con los depósitos piroclásticos del Complejo Piroclástico Cerro Blanco, se ve a lo largo de los bordes de la caldera. En cuanto a las relaciones de base, las distintas facies se apoyan sobre rocas ordovícicas y del basamento metamórfico. Estas características fueron observadas al sureste de la Hoja y al noroeste de la caldera del cerro Blanco

Edad

Una datación realizada sobre una roca porfírica de composición traquítica (Proyecto MAP, Panteleyev, com. personal) dio una edad de $9,8 \pm 0,6$ Ma (U/Pb sobre circón).

2.4.2.4. Mioceno superior

Formación Sijes (15 a,b,c)

15a Facies proximal: Conglomerados y areniscas gruesas en la parte inferior; areniscas finas y pelitas en la parte superior. 15b Facies distal: Areniscas finas y pelitas con intercalaciones de yeso y nódulos de boratos. 15c Megacuerpos salinos: Bancos potentes de sal de roca

Antecedentes

Las relaciones estratigráficas y las características litológicas distintivas de esta unidad, particularizada por la presencia de boratos, cuerpos salinos y tobas, fueron los elementos de juicio tomados para incorporar a las secuencias aquí descritas en la Formación Sijes (Turner, 1961).

Distribución areal

Se encuentra a lo largo del borde este del salar de Antofalla. Sobre la base de las investigaciones



Figura 6. Conducto de salida con foliación magmática que alimenta un domo del Complejo Volcánico La Hoyada.

realizadas se diferencian una facies proximal en el área del salar de Ratones y una facies distal en el borde del salar de Antofalla.

Litología

a) *Facies proximal.* Esta facies está constituida por una secuencia grano y estrato decreciente

que va desde escasos niveles de conglomerados y areniscas gruesas en la base, a areniscas finas y pelitas en las partes altas de la columna.

En la parte media se observaron dos bancos de tobas de 0,5 m de espesor.

En los niveles inferiores de la columna, los bancos de arenas gruesas con matriz limosa exhiben clastos bien redondeados de hasta 0,5 cm de espe-

sor. La disposición es en *sets* granodecrecientes dominados por procesos de tracción-decantación que comienzan con fracciones gruesas y culminan con láminas pelíticas.

En la parte media se destacan 50 m con la presencia de niveles de yeso intercalados en bancos de arena fina y limosa. Los bancos son de geometría planar con estructuras internas entrecruzadas y gradadas en las areniscas y de laminación fina en las pelitas.

El ambiente de depositación es de aportes fluviales o de abanicos aluviales, en un cuerpo de agua con dominio de mecanismos de depósitos de tracción-decantación. Por la abundancia de sales se interpreta que el cuerpo de agua corresponde al de un lago evaporítico poco profundo.

En estos afloramientos se observaron depósitos retrabajados de tobas.

En el norte de la Hoja, se hallaron conglomerados más gruesos y depósitos netamente fluviales caracterizados por la existencia de lentes conglomerádicas y areniscas. Los conglomerados tienen clastos de basamento metamórfico y de rocas ordovícicas. Forman parte de una secuencia que culmina con depósitos de un paleocanal medianamente jerarquizado.

b) *Facies distal*. Sobre la facies proximal, comienza una secuencia cartografiada como facies distal de la Formación Sijes, en la que abundan areniscas finas y pelitas con intercalaciones de yeso y nódulos de boratos.

Las facies distales son netamente lacustres, dominadas por sedimentos pelíticos y areniscas finas con intercalaciones de cuerpos salinos y niveles boratíferos.

Esta unidad se encuentra suavemente deformada, con pliegues abiertos cuyos ejes buzanan hacia el norte. En el borde este del salar, la facies proximal está cabalgada sobre la facies distal.

En el ángulo formado por el borde este del salar y el extremo norte de la Hoja se observó un sinclinal volcado con el eje buzante al este producido como consecuencia del arrastre del cabalgamiento principal que pone a la Formación Vizcachera sobre las facies distales de la Formación Sijes.

c) *Megacuerpos salinos*. Se conserva este término para identificar la prolongación hacia el sur de depósitos similares descritos por Alonso *et al.* (1984).

En el borde oriental del salar de Antofalla se extiende una faja en sentido norte-sur, de más de 10

km de largo por 1 a 2 km de ancho, integrada por potentes bancos de sal de roca.

Los cuerpos salinos están estructurados en forma de diapiros perforantes, domos, almohadillas y paredes de sal que generan una morfología escarpada y deforman los estratos que se encuentran por encima en pliegues irregulares.

La potencia de los depósitos salinos es muy irregular debido a deformaciones locales originadas por mecanismos de deformación halocinética. Los depósitos salinos forman parte de los niveles estratigráficamente más altos de las facies distales y están intercalados con pelitas y areniscas intensamente deformadas.

Relaciones estratigráficas y edad

En el borde oriental del salar de Antofalla infrayace en discordancia a las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga perteneciente al Plioceno inferior. En tanto con las infrayacentes formaciones Vizcachera y Patquía de la Cuesta, la relación es por fallas, en el borde oriental de la depresión de Antofalla.

La edad asignada a la Formación Sijes es miocena superior (Alonso *et al.*, 1984).

Complejo Volcánico (16)

Lavas andesíticas y dacíticas amarillas y moradas parcialmente silicificadas

Distribución areal

Los afloramientos de este complejo son discontinuos y se distribuyen en el centro-oeste de la Hoja, al oeste del extremo sur del salar de Antofalla hasta el cerro Tridente (límite internacional) y al sureste del cerro Peinado.

Litología

El Complejo Volcánico está constituido por lavas andesíticas y dacíticas de colores amarillentos y morados parcialmente silicificados. Al microscopio se ven fenocristales de plagioclasa zonal, biotita e hipersteno, inmersos en una matriz integrada casi exclusivamente por microlitos de plagioclasa y escaso vidrio. Como minerales accesorios se ven opacos y apatita euhedral.

Los centros de emisión correspondientes a esta unidad se hallan parcialmente erosionados de tal manera que no son identificables a la escala de imá-

genes satelitales. Algunas coladas se encuentran preservadas parcialmente.

Al norte de la laguna El Peinado se observaron, sobre estas coladas, estrías horizontales generadas por movimientos dextrales de la falla El Peinado.

Relaciones estratigráficas y edad

Al sur de la quebrada de Aguas Dulces sobreyace al Miembro inferior de la Formación Vizcachera y a los Cuerpos dacíticos-andesíticos Agua Dulce. En cuanto a las relaciones de techo, infrayacen a la Ignimbrita Los Colorados y a las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga y a las lavas andesíticas, dacíticas y basálticas pliocenas y pleistocenas.

Esta unidad fue datada en 10 Ma por el método K/Ar, sobre biotita de una muestra tomada de los afloramientos ubicados al oeste de la laguna El Peinado.

Al este del cerro Tridente, Clavero (com. verbal) obtuvo una edad de 8,7 Ma.

Ignimbrita Los Colorados (17)

Ignimbritas dacíticas grises. Abundantes pómez estiradas

Distribución areal

Los afloramientos correspondientes a esta unidad se disponen al norte del cerro Flor de Puna, en el extremo noroeste de la Hoja, extendidos en dirección norte-sur como una lengua de 1 km de ancho por 8 km de largo aproximadamente. Remanentes de esta ignimbrita se hallan también siguiendo los bordes de la caldera de la laguna Amarga, ubicada al nordeste del cerro Cóndor.

Litología

Está integrada exclusivamente por ignimbritas dacíticas de coloración gris clara con pátinas de tonalidad amarillenta. Presentan un elevado contenido de pómez colapsadas y estiradas en una relación 1 a 5 junto a proporciones menores de *fiammes*. Están compuestas esencialmente por abundante contenido de cuarzo y biotita, en su mayoría oxidada, y en porcentajes más bajos por plagioclasa con hábito euhedral.

Son rocas muy soldadas y masivas, con áreas aflorantes en las que se advierte una leve sin disyunción columnar.

Se disponen en general en forma de mantos horizontales extensos que rellenan las irregularidades topográficas preexistentes con espesores variables.

Relaciones estratigráficas y edad

La Ignimbrita Los Colorados está parcialmente apoyada sobre las andesitas del Mioceno superior, junto a las cuales integran la roca de caja del borde norte de la caldera de la laguna Amarga.

En el extremo noroeste de la Hoja los flujos piroclásticos se apoyan sobre las sedimentitas del Miembro inferior de la Formación Vizcachera. La relación de techo fue observada al sudoeste del cerro Flor de Puna donde las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga la sobreyacen en discordancia.

La edad de esta unidad fue determinada en 7,5-7,9 Ma (Mpodozis, com. verbal).

Ignimbrita rosada (18)

Ignimbritas riodacíticas hornblendíferas

Distribución areal

Se dispone en esporádicos afloramientos en la parte central de la Hoja, al sudeste del salar de Antofalla entre la sierra de Calalaste y el lineamiento El Peinado y sureste de la sierra de Calalaste y norte de la caldera del cerro Blanco.

Litología

Está integrada por dos niveles de flujos piroclásticos de composición riodacítica hornblendífera. Los de la base son de coloración rosada con *fiammes* oscuras muy estiradas, escasos líticos de vulcanitas y sedimentitas muy soldadas y alteradas. El flujo que se encuentra por encima es de coloración gris blanquecina, presenta mayor extensión que el anterior y se caracteriza por su abundante contenido de plagioclasa y líticos de unidades ordovícicas. La tonalidad rosada del conjunto de la unidad proviene de la oxidación de las biotitas.

Al norte del volcán Chucula se observaron afloramientos posiblemente equivalentes a esta unidad, dispuestos en facies proximales como brechas coignimbriticas, integrados por bloques de hasta 60 cm de diámetro de dacitas con abundantes biotitas y plagioclasas inmersos en una matriz gruesa compuesta por cristales de cuarzo, biotita y plagioclasa de tamaños que superan los 7 centímetros.

Las brechas coignimbríticas constituyen un indicador de proximidad al centro de emisión. Si bien la procedencia de esta unidad no es evidente, se interpreta basándose en las variaciones faciales y en su distribución, que el centro de emisión se encontraría sepultado por los depósitos piroclásticos del Complejo Piroclástico Cerro Blanco en el área donde se emplaza la caldera del cerro Blanco.

El lineamiento El Peinado estableció un control estructural que delimitó la migración de los flujos hacia el oeste. La tectónica de cabalgamientos desarrollada durante el Cenozoico afectó en una de sus etapas a esta ignimbrita, así parecería indicarlo la presencia de la misma en niveles topográficamente por encima del centro de emisión. En la quebrada de la mina Julia, esta ignimbrita está plegada formando un anticlinal buzante al norte.

Luego de la tectónica compresiva, esta unidad fue afectada por una extensión que generó numerosas escarpas de fallas directas.

Relaciones estratigráficas y edad

Las relaciones estratigráficas de la base de las ignimbritas rosadas son discordantes sobre estratos neógenos y paleozoicos.

La sobreyacen coladas de basaltos pleistocénicos del Peinado y los flujos piroclásticos del cerro Blanco.

En el extremo sur del salar de Antofalla se observó la relación de la ignimbrita, por falla directa, con estratos terciarios.

Una datación realizada por Kraemer *et al.* (1999) en el borde sudeste de la sierra de Calalaste arrojó una edad de $6,3 \pm 0,2$ Ma.

2.4.2.5. Plioceno inferior

Estratovolcanes (19)

Lavas, brechas y cuerpos subvolcánicos de andesitas, andesitas hipersiténicas y dacitas

Distribución areal

Se distribuyen en un manto andesítico al oeste del salar de Antofalla intensamente fracturado por fallas extensionales, en afloramientos aislados de estratovolcanes parcialmente erosionados al noroeste de la caldera de la laguna Amarga y en dos volcanes andesítico basálticos ubicados al este del salar de Antofalla. En la cordillera de San Buenaventura aflora una colada dacítica cuyo centro de emisión se

encuentra sepultado por lavas del Pleistoceno inferior.

Litología

Esta unidad está integrada por lavas, brechas y cuerpos subvolcánicos de andesitas, andesitas hipersiténicas y dacitas. Las andesitas están compuestas por plagioclasa (andesina), hornblenda, biotita, hipersiteno y augita; un rasgo común en estas rocas es el desarrollo de bordes de reemplazo de piroxenos por anfíboles.

En general las series se inician con rocas de composición intermedia a ácida y finalizan con términos menos diferenciados intermedios a básicos.

Las lavas aflorantes en la quebrada de Agua Escondida, borde oeste del salar de Antofalla, están integradas por andesitas afaníticas, amigdaloides, con fenocristales de plagioclasas. Estas coladas se hallan afectadas por fallas directas escalonadas de alto ángulo.

Relaciones estratigráficas y edad

Se realizaron dataciones sobre dacitas ubicadas al oeste del cerro La Torta cuya edad dio 4,4 Ma y al noroeste de la vega de San Francisco con 5,1 Ma (Mpodozis *et al.*, 1996). En la quebrada de Agua Escondida, las coladas andesíticas se apoyan por encima de sedimentos terciarios y están debajo de las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga y fueron datadas en $3,61 \pm 0,2$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999). Se apoyan en discordancia sobre rocas ordovícicas y de la Formación Patquía de la Cuesta en el sur de la Hoja.

Ignimbritas y domos de Laguna Amarga (20)

20a Ignimbritas: Flujos piroclásticos dacíticos.

20b Domos de intracaldera: Dacitas

Ignimbritas (20 a)

Distribución areal

Se distribuye en la franja occidental de la Hoja, desde el oeste del salar de Antofalla hasta el límite con Chile. Los afloramientos más extensos configuran la pampa de los Bayos, la depresión ubicada al norte del cerro Cóndor y al oeste de la laguna El Peinado y la franja situada en el borde sudoeste de la depresión de El Peinado.

Litología

Está formada por depósitos de flujos piroclásticos de composición dacítica constituidos principalmente por cristaloclastos de cuarzo, sanidina y plagioclasa (oligoclasa). Se observan abundantes fragmentos pumíceos. La matriz está formada exclusivamente por trizas vítreas.

Los componentes accidentales son fragmentos lávicos de composición andesítica posiblemente arrancados de las paredes de la roca de caja y/o incorporados por el flujo desde el suelo.

Al oeste de la laguna El Peinado, la ignimbrita presenta un aumento en el contenido de fragmentos lávicos. En la base se concentran los bloques de fragmentos lávicos que superan el metro de diámetro, mientras que hacia el techo disminuyen su tamaño y aumenta el contenido de pómez.

En el bajo donde se emplaza la laguna Amarga, se advirtió una sucesión de flujos piroclásticos con dirección aparente hacia el norte. En esta dirección se notó una notable disminución de cantidad y tamaños de fragmentos líticos. Estas consideraciones, junto a los rasgos topográficos y morfológicos subcirculares que rodean el bajo de la laguna Amarga, sugieren que el mismo constituye parte de una caldera colapsada por la emisión de los flujos piroclásticos descritos.

Las morfologías de bordes independientes, en la mayoría de los casos convergentes, y la presencia de bordes en el interior de bordes mayores, sugieren que toda el área fue afectada por colapsos sucesivos integrando un sistema de calderas anidadas (*nested calderas*).

Un ejemplo de ello fue observado en el bajo de la laguna Amarga donde se encuentra una caldera menor desde cuyo borde emerge un flujo piroclástico fino y sin contenido de líticos que contrasta litológicamente con los flujos principales. Esta ignimbrita es de composición andesítica y está integrada por fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos, biotitas y olivinas (con bordes de reacción), en una matriz intensamente desvitrificada en la que abundan microlitos de plagioclasas. Presenta también xenolitos de volcanitas con mayor contenido de plagioclasas y xenocristales de cuarzo. Por sus características petrográficas y la yacencia en el interior de la caldera como facies póstuma, se interpreta que representa la parte menos diferenciada de una cámara magmática zonada.

La distribución areal de estas ignimbritas está controlada por estructuras pre, sin y post ignimbríticas. El lineamiento norte-sur sobre el cual se ali-

nean los centros monogénicos basálticos, entre los que se encuentra el cerro Peinado, limita abruptamente a la ignimbrita de Laguna Amarga por el este, esto es un indicador de que este rasgo existía con anterioridad a la erupción y se habría comportado como un alto que controló el flujo ignimbrítico.

La franja este de las ignimbritas está vasculada 10° al este, mostrando la inclinación de los bloques por el desplazamiento producido por una falla directa inclinada hacia el oeste a la cual se asocia la emisión de los basaltos del volcán El Peinado.

Relaciones estratigráficas y edad

La base de estos flujos ignimbríticos es discordante sobre andesitas de 6,5 Ma y sobre depósitos terciarios rojos en la parte norte de la Hoja. Al suroeste de la laguna El Peinado se apoya en discordancia erosiva sobre una ignimbrita rosada.

Sobreyacen a esta unidad, lavas andesíticas y basálticas del cerro Cóndor y El Peinado, de menos de 1 Ma.

Las edades obtenidas para las ignimbritas fueron de 3,7±0,5 Ma (K/Ar sobre biotitas) de una muestra extraída del interior de la caldera en su borde oriental y, de 4,0±0,6 Ma, de una muestra de la esquina sudoeste del salar de Antofalla (Mpodozis *et al.*, 1996).

Domos de intracaldera (20 b)

Distribución areal

Esta unidad está integrada por una serie de domos y lavadomos dacíticos que rodean al cerro Cóndor y se implantan en los bordes de la caldera de la laguna Amarga.

Litología

Las rocas son dacitas, de textura vitrofírica con la pasta desvitrificada y perlitzada que envuelve fenocristales de plagioclasas, anfíboles y biotitas. Fueron identificados al microscopio escasos xenolitos de una roca equigranular hipidiomórfica integrada esencialmente por feldespatos y biotitas con presencia de circón y sillimanita.

Relaciones estratigráficas y edad

Se apoyan sobre las ignimbritas de intracaldera de la unidad Ignimbritas y domos Laguna Amarga y

son cubiertas por coladas andesíticas del cerro Cóndor y basálticas del cerro Peinado.

La edad de esta unidad es de $3,7 \pm 0,3$ Ma, obtenida a partir de una muestra datada por el método de K/Ar sobre biotitas, roca extraída del borde oriental de la caldera de la laguna Amarga.

2.4.2.6. Plioceno superior

Lavas y domos (21)

Dacitas y andesitas, domos, lavadomos, coladas de lava y flujos de bloques

Distribución areal

Afloran en el ángulo noroeste de la Hoja integrando el cerro Flor de Puna y asomos aislados al norte y nordeste del mismo y, en el extremo sur de la Hoja, al norte y oeste del puesto de gendarmería Las Grutas.

Litología

Está conformada por domos, lavadomos, coladas de lavas y flujos de bloques dacíticos y andesíticos.

Mpodozis *et al.* (1996) describieron rocas equivalentes que integran el Complejo Ojos del Salado, fuera de la Hoja, como dacitas de alto potasio que presentan evidencias de mezcla de magmas indicadas por coronas de reacción de anfíboles sobre xenocristales de olivinas y piroxenos.

Edad

En las lavas dacíticas y andesíticas ubicadas al oeste del puesto Las Grutas (Mpodozis *et al.*, 1996) realizaron dataciones que arrojaron edades de $2,3 \pm 0,3$ y $2,1 \pm 0,4$ Ma.

2.4.3. CUATERNARIO

2.4.3.1. Pleistoceno inferior

Estratovolcanes (22 a)

Fenoandesitas hornblendíferas

Distribución areal

Esta unidad está conformada por un conjunto de aparatos volcánicos y coladas andesíticas y dacíticas, bien conservados, distribuidos a lo largo de una

faja de orientación este-oeste que configura la parte centro occidental de la cordillera de San Buenaventura e integran los cerros Chucula y Pabellón. También forman los aparatos volcánicos Incahuasi, San Francisco y Falso Azufre situados a lo largo del límite entre Chile y la Argentina, en el borde sudoeste de la Hoja.

Litología

Las coladas del volcán Chucula están integradas por fenoandesitas hornblendíferas. Al pie del volcán se observaron coladas con diferentes tonalidades provocadas por variaciones en el contenido de plagioclasas y anfíboles.

En secciones delgadas se vieron cumulos de anfíboles. La textura es porfírica con fenocristales de hornblenda, biotita, hipersteno, minerales opacos y clastos líticos inmersos en una pasta vítrea con microlitos de plagioclasas, hornblenda y piroxenos.

Relaciones estratigráficas

Las coladas, distribuidas radialmente a partir de los centros mencionados anteriormente, se apoyan en la parte occidental sobre andesitas más antiguas de 4,4 Ma.

Sobre esta unidad se apoyan coladas de basaltos provenientes del cerro San Francisco.

Las coladas procedentes de los centros volcánicos de la cordillera de San Buenaventura se derraman hacia el interior de la caldera de la laguna Amarga, por encima de las cuales se apoyan basaltos en el extremo sudoeste de la Hoja.

En esta unidad resalta la presencia de fallas directas que generan escarpas de poco rechazo.

Al noroeste del cerro Cóndor, las fracturas están asociadas a pequeños cráteres alineados. Al sur del mismo cerro, las fracturas extensionales tienen rumbo dominante este-oeste, a las cuales se asocian y sobre las que se alinean, pequeños domos anteriores y posteriores a las fracturas.

Edad

Dataciones realizadas por Mpodozis *et al.* (1996) arrojaron las siguientes edades:

- Andesitas del Paso de San Francisco: $0,910 \pm 0,26$.
- Andesita alcalina del Paso de San Francisco: $0,931 \pm 0,18$; edad K/Ar sobre biotita.
- Dacita del volcán San Francisco: $1,2 \pm 0,7$; edad K/Ar sobre roca total.

- Andesita del volcán Falso Azufre: $0,8 \pm 0,5$; edad K/Ar sobre roca total.
- Dacita del volcán Falso Azufre $0,7 \pm 0,2$; edad K/Ar sobre roca total.

Basaltos (22b)

Basaltos de aparato monogénico

Se incluye en esta unidad a un conjunto de aparatos monogénicos dispersos en toda el área de la Hoja. Un criterio adoptado para diferenciarlos de los basaltos del Pleistoceno superior fue que están en general afectados por fallas directas, mientras que los últimos están asociados a estas fallas, pero no están cortados por las mismas. Una datación realizada sobre rocas aflorantes en el extremo norte del salar de Antofalla dio una edad de $1,36 \pm 0,26$ Ma (Ar/Ar sobre roca total), razón por la cual se asigna esta unidad al Cuaternario inferior.

Domos dacíticos (22 c)

Dacitas con fenocristales

Distribución areal

En la cordillera de San Buenaventura y al norte de la misma se destaca la presencia de domos y lavadomos dacíticos. Estos domos están asociados a fallas extensionales y con desplazamiento de rumbo.

Al oeste de la laguna de Purulla y en la culminación sur de la sierra de Calalaste se encuentran dos aparatos volcánicos tipo lavadomos de obsidiana de los cuales, el que se está más al norte, recibe el nombre de Cueros de Purulla.

Litología

Las dacitas, pertenecientes a los domos ubicados al norte de la cordillera de San Buenaventura, están compuestas por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol euhedrales, inmersos en una matriz vítrea fluidal con abundantes microlitos de plagioclasa.

Los cuerpos dómicos colapsados del oeste de la laguna de Purulla están integrados por obsidianas de composición riolítica parcialmente perlitizadas. Al pie del volcán Cueros de Purulla se observó un extenso depósito de flujo de detritos formado exclusivamente por fragmentos de obsidianas posiblemente producidos por el ascenso del domo.

Edad

La edad obtenida para las obsidianas del cerro Chascón es de 0,7 Ma (método Ar/Ar) y de $0,43 \pm 0,03$ para el cerro Torta ubicado al sur del cerro Peinado.

2.4.3.2. Pleistoceno superior

Andesitas del cerro Cóndor (23 a)

Andesitas hornblendíferas

Distribución areal

Configuran el aparato volcánico del cerro Cóndor en el interior de la caldera de la laguna Amarga.

Litología

Está integrada por una andesita hornblendífera compuesta por cristales de plagioclasa (andesina a oligoclasa) como componente esencial y menores proporciones de hornblenda y biotita; como minerales accesorios se hallan titanita, apatita y circón.

Edad

Las andesitas del cerro Cóndor fueron datadas en 0,2 Ma por Clavero (com. verbal).

Basalto del Peinado (23 b)

Basaltos de cono monogénico

Distribución areal

A esta unidad la integran los volcanes de El Peinado, los conos que se encuentran alineados con el mismo desde la sierra de San Buenaventura hasta el extremo sur del salar de Antofalla y las coladas provenientes de conos parásitos del volcán Incahuasi y de la ladera oriental del volcán San Francisco.

Litología

Está compuesta por conos monogénicos asociados a extensas coladas de basaltos de tipo aa. Los basaltos correspondientes a los conos parásitos del cerro San Francisco poseen de 5 a 10% de fenocristales de olivina en una matriz intersertal con microcristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa (Mpodozis *et al.*, 1996).

En el borde oriental de la caldera de la laguna Amarga estos basaltos tienen cristales de hornblen-

da con bordes de reabsorción, minerales opacosseudomorfos, olivina, hornblenda, biotita, plagioclasa y piroxeno de escaso desarrollo. La textura de la matriz es intergranular con orientación de los microlitos.

Los basaltos de Incahuasi y los correspondientes a los conos parásitos del San Francisco fueron interpretados por Kay *et al.* (1994), basándose en su composición química, como derivados de magmas primitivos mezclados con magmas silíceos en su ascenso a la superficie.

Edad

Una datación por Ar/Ar de una muestra colectada al norte del cerro Peinado arrojó una edad de $0,2 \pm 0,09$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999).

Complejo Piroclástico Cerro Blanco (24)

24a Flujos piroclásticos proximales. 24b Flujos piroclásticos distales. 24c Depósitos piroclásticos y depósitos de caída no consolidados. 24d Domos, lavadomos y flujos de bloques y ceniza

Distribución areal

El Complejo Piroclástico Cerro Blanco se emplaza en el ángulo sudoriental de la Hoja. Está inte-

grado mayoritariamente por depósitos piroclásticos que irradian a partir de un sistema de calderas anidadas, con bordes circulares discontinuos, formadas por colapsos sucesivos asociados a múltiples pulsos eruptivos.

El volumen más importante de ignimbritas se encuentra al norte y noroeste del centro de emisión, a lo largo de los valles de Carachipampa e Incahuasi - Purulla en una extensión que supera los 25 km de longitud.

Localización del centro de emisión

El centro de emisión está enclavado al pie de la cordillera de San Buenaventura en su extremo noroccidental. Comprende tres estructuras semicirculares, de las cuales, la mejor conservada es la caldera del cerro Blanco (Figura 7) con un diámetro aproximado de 3,5 - 4 kilómetros.

Las paredes del borde, abruptas hacia el interior de la caldera y suaves hacia afuera, están constituidas por escarpas de fallas anulares que conservan su diseño original perfectamente circular, solo interrumpido por la presencia de un domo lávico emplazado en el SSO.

El borde de la caldera del cerro Blanco corta a los bordes de otras anteriores, razón por la cual se infiere que se trata de la caldera más joven del siste-



Figura 7. Vista de la caldera del cerro Blanco y pie de San Buenaventura (atrás).

ma. Al sureste se halla la caldera Robledo, cuya geometría semilunar presenta registros indicadores de una mayor actividad de agentes erosivos que degradaron y borraron parcialmente sus márgenes.

La tercera estructura circular, situada al norte de las anteriores, configura la caldera Pie de San Buenaventura, la cual, con una expresión morfológica suave, suma al conjunto del área deprimida un diámetro aproximado de 15 kilómetros.

La intersección de bordes de calderas que conforman su diseño anidado, constituye una evidencia de su estructuración a partir de fracturamientos en ciclos de colapsos sobreimpuestos, sincrónicos con las erupciones piroclásticas.

Litología

Sobre la base de relaciones de campo, dataciones y tipos litológicos diferentes, se subdividieron los depósitos que constituyen el Complejo Piroclástico Cerro Blanco en:

- Facies correspondientes a un **ciclo piroclástico inicial** durante el cual se habrían generado las calderas Robledo y Pie de San Buenaventura.
- Facies correspondientes a un **ciclo piroclástico y lávico final** con la configuración de la caldera del cerro Blanco.

Ciclo piroclástico inicial

Los flujos piroclásticos concernientes a este ciclo tienen amplia dispersión hacia el noreste de las calderas del cerro Blanco y de Robledo.

A partir del borde noreste de las calderas afloran flujos proximales que gradan a facies medias y distales en dirección NNE, formando un amplio campo de ignimbritas de aproximadamente 50 km de longitud, conocido como campo de la Piedra Pómez.

A continuación se describen las principales facies piroclásticas observadas:

- *Flujos piroclásticos proximales.* En el borde externo de la caldera Robledo se disponen, en forma de anillo, depósitos potentes de brechas coignimbriticas que representan el área de colapso de la columna eruptiva. Las brechas están integradas por bloques, de hasta 2 m, de fragmentos lávicos pertenecientes al Complejo Volcánico La Hoyada y a la Ignimbrita Rosada.

Los flujos ignimbriticos proximales poseen abundantes líticos accidentales y pómez que llegan a los 40 cm de diámetro (Figura 8). Se trata de ignimbritas medianamente soldadas con abundantes pómez redondeadas muy vesiculares

- *Flujos piroclásticos distales.* Se reconocieron dos flujos superpuestos a lo largo del campo de



Figura 8. Flujos piroclásticos proximales del ciclo inicial del Complejo Piroclástico Cerro Blanco.

la Piedra Pómez (Figura 9). El basal o inferior, de tonalidad ocre, está constituido por abundantes pómez de gran tamaño, mientras que el superior está compuesto por pómez blancas de pequeños tamaños.

En la base de estos flujos se desarrollaron *surges* de poco espesor y discontinuos, generados por ingestión de aire en las partes frontales de la ignimbrita.

Edad

La edad obtenida por el método de Ar/Ar (roca total) sobre una pómez extraída del borde noroeste de la caldera, donde se inicia el campo de la Piedra Pómez, fue de $0,555 \pm 0,110$ Ma. Por su parte, Kraemer *et al.* (1999) obtuvieron una edad de 0,2 Ma en ignimbritas del sur del salar de Incahuasi.

Estas diferencias de edades podrían corresponderse con la configuración de sucesivas calderas de colapso, en respuesta a picos eruptivos producidos durante el ciclo inicial.

Ciclo piroclástico y lávico final

Los depósitos pertenecientes a este ciclo están integrados por flujos piroclásticos, depósitos de caí-

da no consolidados, domos de lava de composición ácida y flujos de bloques y cenizas de intracaldera.

- *Flujos piroclásticos y depósitos de caída no consolidados.* Los flujos piroclásticos se extienden hacia el N y NO, rellenan los valles de la laguna Purulla y del salar de Incahuasi. Aquellos que descendieron en dirección SSE se dispersaron por el valle de Robledo y algunos flujos de menor volumen se encauzaron por quebradas que desembocan en el bolsón de Fiambalá, como se puede observar al norte del paralelo $27^{\circ}03' LS$, en las quebradas La Hoyada y del río Las Papas, donde estos depósitos alcanzan espesores de hasta 100-150 metros.

Los depósitos presentan en general color blanquecino, soldamiento pobre, estructura maciza y abundante contenido en pómez y en menor porcentaje líticos. Las pómez son de color blanco, subredondeadas, con vesículas no conectadas y con escasas inclusiones de cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los clastos líticos son subangulosos a angulosos, sin selección, y corresponden a metamorfitas del basamento regional, volcanitas de edades ordovícica y terciaria, y fragmentos vítreos producto de la destrucción de los domos riolíticos.

En la quebrada La Hoyada ($26^{\circ}50'54'' LS - 67^{\circ}47'18,1'' LO$), al sur de la caldera del cerro Blan-



Figura 9. Flujos piroclásticos distales del ciclo inicial del Complejo Piroclástico Cerro Blanco en el campo de la Piedra Pómez.



Figura 10. Depósitos piroclásticos del ciclo final intercalados con niveles de turbas en la quebrada de La Hoyada.

co, se observaron cinco niveles de piroclastos de espesores que varían entre 15 cm y 50 cm intercalados con turbas (Figura 10).

Los depósitos de caída y retrabajados por acción fluvial, intercalados en las turbas, representan distintos eventos eruptivos dentro del ciclo final del Complejo Piroclástico Cerro Blanco.

Los paquetes de turbas tienen entre 20 y 30 cm de espesor, lo cual constituye una evidencia de la periodicidad de los ciclos eruptivos del Complejo Piroclástico Cerro Blanco. Por encima de los niveles de turbas, datados en 5000 años (Monteros, 2006, com. personal), se dispone en discordancia un flujo piroclástico de color blanco, sin compactar, macizo, con abundante contenido en pómez. Hacia la base exhibe una concentración de clastos líticos en forma de canal. Este flujo ignimbítico presenta características similares a las observadas en el interior de la caldera del cerro Blanco.

Los depósitos de caída de proyección balística se localizan en áreas elevadas de la sierra de San Buenaventura y al norte del bolsón de Fiambalá, donde los flujos piroclásticos posteriores y las cenizas no se depositaron.

Los depósitos de caída transportados a partir de la columna eruptiva se distribuyeron ampliamente hacia el norte, a lo largo de los valles de Carahuasi e Incahuasi, en una variación granulométrica que gradúa de pómez, de más de 20 cm en las proximidades de los bordes de la caldera, a lapillis en las zonas intermedias y cenizas finas en los alrededores de Carachipampa.

- *Domos, lavadomos y flujos de bloques y cenizas.* Una sucesión de domos riolíticos semiperlitizados de diversos tamaños, alineados con rumbo SO-NE, configuran el relieve del interior de la caldera del cerro Blanco.

Los domos de intracaldera, parcialmente colapsados, generaron sucesivos flujos de bloques y cenizas que fueron deformados por el crecimiento de nuevos domos de acuerdo a una migración hacia el noreste con un rumbo aproximado N60°.

El cerro Blanco constituye el más grande y último de la cadena de domos (Figura 11). La pared sur exhibe los flujos producto de colapsos de domos anteriores plegados durante su crecimiento. Hacia el norte, el cerro Blanco colapsó parcialmente hacia el



Figura 11. Domo y flujos de bloques y cenizas en el interior de la caldera del cerro Blanco.

interior de la caldera formando flujos de bloques y cenizas con oleadas piroclásticas en la base.

Al norte del domo del cerro Blanco se advierte la existencia de travertinos asociados a la surgencia de aguas termales. Este lugar coincide con una estructura circular suavemente abovedada, posiblemente generada por el ascenso de un nuevo domo emplazado en el subsuelo (Figura 12). El arqueamiento del piso de la caldera permite observar los depósitos de oleadas piroclásticas dispuestos en la base de los flujos de bloques y cenizas que la rellenan (Figura 13).

Al SE de la caldera del cerro Blanco, siguiendo el valle de Robledo, se distribuyen flujos piroclásticos poco soldados con abundantes pómez blancas y fragmentos de perlitas procedentes de los domos de intracaldera.

En los bordes del cráter que se sitúa al sur del cerro Blanco se divisaron bloques de lavas de las volcanitas de pre caldera y de basamento dispersos en una matriz ignimbrítica no consolidada, que podrían corresponder a una coignimbrita generada como producto de la erupción de la unidad de colapso de la caldera del cerro Blanco.

La distribución areal y el tipo de depósito integrado por flujos piroclásticos y potentes espesores

de cenizas indican una generación a partir de erupciones plinianas con gran desarrollo de columnas eruptivas.

Edad

La edad de los depósitos pertenecientes al ciclo final obtenida sobre pómez retrabajadas intercaladas en niveles de turbas, que se encuentran debajo del último depósito de ignimbritas, es inferior a 5000 años (Monteros, com.verb.)

Relaciones estratigráficas

Las calderas se emplazaron sobre un sustrato constituido por rocas metamórficas del basamento y volcánicas pertenecientes al Complejo Volcánico La Hoyada.

La secuencia de ese complejo, integrada por coladas andesíticas, brechas volcánicas e ignimbritas soldadas, está expuesta en la pared interior de la caldera del cerro Blanco.

Las ignimbritas cubren parcialmente las rocas pertenecientes al Complejo Volcánico La Hoyada y a las lavas basálticas del volcán Carachipampa.



Figura 12. Arqueamiento del piso de la caldera del cerro Blanco generado por un domo críptico.



Figura 13. Oleadas piroclásticas en la base de flujos de bloques y cenizas que constituyen el piso de la caldera del cerro Blanco.

Sobreyacen a estos depósitos abanicos aluviales antiguos y modernos.

Abanicos aluviales viejos (26)

Conglomerados gruesos

Los afloramientos se ubican a lo largo del flanco occidental de la sierra Filo Colorado. Están integrados por depósitos de conglomerados gruesos pobremente consolidados y estratificados. Estos abanicos se encuentran fuertemente afectados por fallas directas y en parte cabalgados por rocas ordovícicas mediante una falla inversa de bajo ángulo.

2.4.3.3. Pleistoceno superior-Holoceno

Salares (25)

Cloruros, sulfatos y boratos

Estos depósitos integran los salares presentes en la Hoja. Están constituidos esencialmente por cloruros y en menor proporción por sulfatos y boratos.

2.4.3.4. Holoceno

Flujos detríticos (27)

Brechas polimícticas y oligomícticas

Componen a esta unidad brechas polimícticas en el este de la laguna El Peinado y oligomícticas al pie de los cerros Cóndor y Cueros de Purulla. Están constituidas por bloques de granulometría variada inmersos en una matriz formada por trituración mecánica.

Depósitos aluviales nuevos (28)

Limos, arenas y gravas

Está conformada por depósitos no consolidados de limos, arenas y gravas asociados a sistemas de drenaje que constituyen abanicos aluviales, cauces y rellenos de valles y quebradas actuales. Corresponden a depósitos polimícticos a monomícticos, mal seleccionados y pobremente estratificados.

Depósitos lacustres (29)

Limos y arcillas

Esta unidad está constituida por depósitos de limos y arcillas inconsolidados formados en las partes distales de abanicos aluviales o en superficies endi-

cadadas entre los mismos a lo largo del valle de Incahuasi, entre las sierras de Calalaste y Filo Colorado.

Depósitos coluviales (30)

Limos, arenas, conglomerados

Componen a estos depósitos coluviales, limos, arena y conglomerados con poco transporte, no consolidados, que se disponen en las faldas de los cerros y en planicies pedemontanas.

Depósitos eólicos (31)

Arenas

Los depósitos eólicos están integrados por arenas cuarzo feldespáticas bien seleccionadas provenientes de la erosión de rocas del basamento. Están dispuestas en dunas trepadoras sobre el basamento en el extremo sudoriental de la Hoja.

3. ESTRUCTURA

La evolución estructural de la región muestra la participación de varios eventos de deformación superpuestos desde el Neoproterozoico, entre los cuales tienen mejor registro los de las siguientes edades: neoproterozoica, eopaleozoica, neopaleozoica, paleógena-neógena y cuaternaria.

Las deformaciones eopaleozoicas han quedado registradas en las unidades ordovícicas y en su basamento. Sobre este último han transpuesto parcialmente las estructuras previas, hecho que en algunos casos dificulta la separación precisa de las estructuras del basamento de acuerdo con su edad.

ESTRUCTURAS NEOPROTEROZOICAS

El basamento neoproterozoico muestra una estructura interna compleja, con superposición de deformaciones. La información disponible no es suficiente para caracterizar la evolución tectónica de las unidades del basamento, por lo tanto se describen las estructuras más significativas que poseen los principales afloramientos.

Los esquistos y gneises de la Metamorfitas Antofalla, que afloran en las inmediaciones de la laguna Colorada, tienen una foliación de rumbo norteesur, paralela a la cual se disponen diques de granitoides asociados al intrusivo mayor que se extiende hacia el norte, fuera de los límites de la Hoja. Además de

esta foliación principal se advierte una foliación re-mítica cuya posición y origen no ha sido posible caracterizar.

Los afloramientos sobre la margen occidental del salar de Antofalla, en el extremo norte de la Hoja presentan una foliación de rumbo NE-SO e inclinación alta hacia el SE. Cuerpos tabulares de granitoides se disponen paralelos a la foliación.

La estructura de la Formación Famabalasto también es compleja. Se distinguen eventos de deformación superpuestos. La estructura principal corresponde a una foliación marcada por una alternancia de bandas claras cuarzo-feldespáticas y bandas oscuras micáceas. En las rocas con mayor contenido de micas, la foliación se relaciona a una esquistosidad bien definida. La foliación muestra un plegamiento mesoscópico con rumbo aproximado nort-sur, superficies axiales inclinadas hacia el este entre 60° y 80° y líneas axiales con buzamientos cercanos a 45° hacia el SE (Figura 14).

Los esquistos también poseen un clivaje de crenulación inclinado hacia el este (30° - 40°) y una lineación definida por las líneas axiales de la crenulación de rumbo norte-sur y buzamiento subhorizontal (Figura 14). La edad de la crenulación se supone neoproterozoica aunque puede ser más moderna asociada a las deformaciones ordovícicas.

Además de las estructuras mencionadas, las metamorfitas de la Formación Famabalasto están parcialmente afectadas por fajas miloníticas, a las que se le asigna una edad paleozoica porque están presentes en la Formación Las Yeguas.

ESTRUCTURAS EOPALEOZOICAS

Las posibles estructuras eopaleozoicas dentro del basamento corresponden a fajas de deformación dúctil, con desarrollo de series miloníticas como se observa en la Formación Las Yeguas, en el extremo austral de la Hoja. Si bien hacia el sur y hacia el

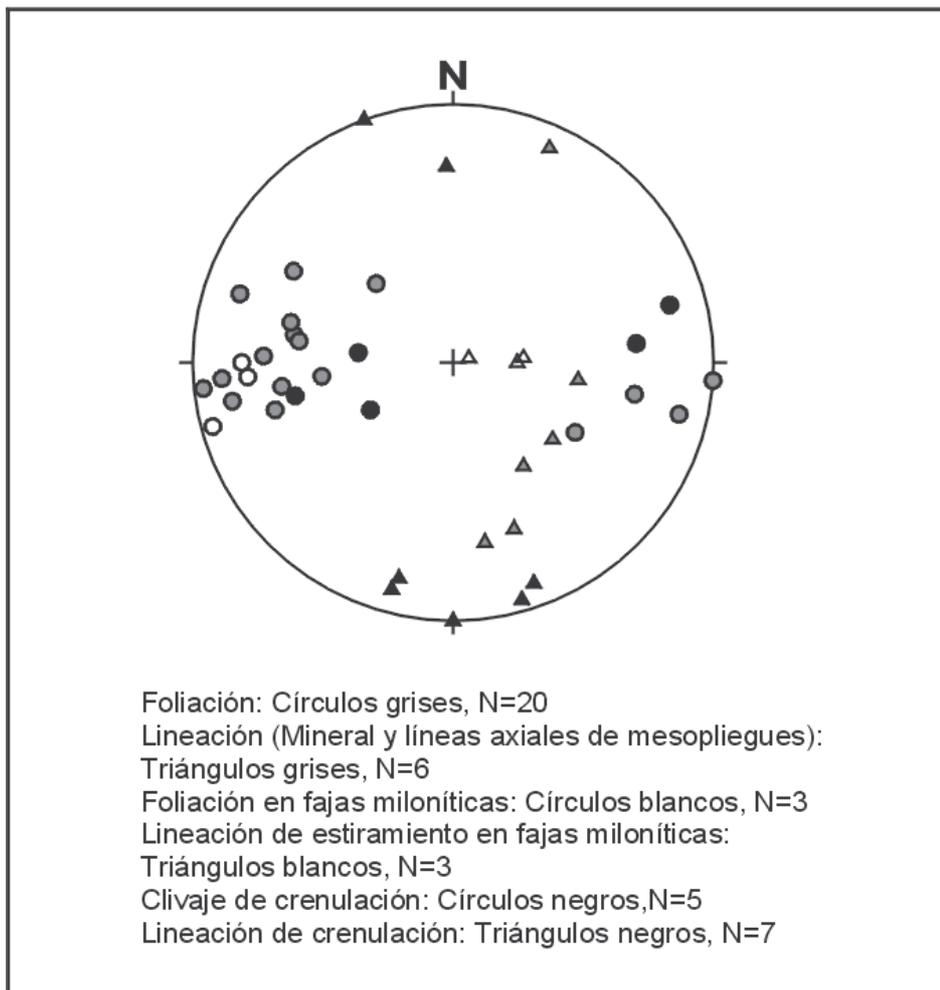


Figura 14. Diagramas estereográficos que muestran la orientación de los principales elementos estructurales de las formaciones Famabalasto y Las Yeguas. Proyección sobre la red de Schmidt, hemisferio inferior.

norte de estos afloramientos existen fajas miloníticas en el basamento ígneo-metamórfico a las que se le atribuye edad paleozoica inferior (Neugebauer y Miller, 1993; Le Corre y Rossello, 1994; Hongn, 1994; Grissom *et al.*, 1998) no debe descartarse que existan milonitas neoproterozoicas (Hongn, 1994; Mon y Hongn, 1996). En el caso de las fajas miloníticas que afectan a la Formación Famabalasto, se les asigna provisoriamente una edad paleozoica inferior porque perturban a rocas de supuesta edad paleozoica (Formación Las Yeguas).

Las fajas de deformación dúctil están generalmente caracterizadas por protomilonitas, mejor definidas en los ortogneises que en los esquistos. El rumbo es meridiano y presentan inclinaciones altas hacia el este (Figura 14). Sus espesores varían entre 1 y 150 metros. Muestran fábricas bien definidas en especial la foliación y la lineación. Un control expeditivo de los indicadores cinemáticos sugiere el bloque oriental ascendido y corrido hacia el oeste en la mayoría de los casos.

Para la descripción de la estructura eopaleozoica de las unidades ordovícicas se distinguen dos zonas de acuerdo con el grado de deformación.

Las estructuras eopaleozoicas están mejor definidas en la porción oriental de la Hoja que en la occidental. Así, el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas (CSVCC) y la Formación Falda Ciénega tienen un desarrollo regular de estructuras penetrativas, especialmente clivaje, mientras que la Formación Las Planchadas registra un grado menor de deformación interna.

Las evidencias más claras acerca de la intensidad menor de la deformación eopaleozoica en la parte occidental se observan hacia el sur de la Hoja, en las inmediaciones de Cazadero Grande (Hoja Fiambalá). Allí afloran niveles de volcanitas ácidas atribuidas a la Formación Las Planchadas (Mpodozis *et al.*, 1997), con una foliación primaria (flujo magmático) bien definida y escasa deformación interna. La foliación tiene rumbo NO-SE e inclinaciones suaves, 20°-30°, hacia el NE. Las volcanitas se apoyan sobre un basamento de bajo grado metamórfico, constituido por esquistos y mármoles, con una estructura interna compleja en la que se advierte un plegamiento intenso. Los pliegues presentan figuras de interferencia originadas por deformaciones superpuestas. La superficie tectónica principal del basamento es de rumbo este-oeste e inclinación cercana a la vertical. La ausencia de deformación eopaleozoica intensa fue factor fundamental para la preservación de esta discordancia.

En el ámbito de la Hoja, la Formación Las Planchadas no muestra deformación interna, excepto localmente donde exhibe un clivaje incipiente. La deformación eopaleozoica produjo un plegamiento suave, con pliegues abiertos. La discordancia que separa los depósitos del Grupo Paganzo de la Formación las Planchadas tiene distintos grados de angularidad, aunque nunca se observaron relaciones como en la sierra de Calalaste, donde la discordancia corta grupos de pliegues en distancias cortas.

La Formación Falda Ciénega y el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas que afloran en la porción oriental de la Hoja presentan una configuración estructural que responde a una faja plegada y corrida, con apilamiento de láminas con plegamiento interno y desarrollo de deformación penetrativa en condiciones metamórficas de muy bajo a bajo grado. Dado que las relaciones estratigráficas entre las distintas unidades litológicas incluidas en el CSVCC y en la Formación Falda Ciénega no son bien conocidas, no es posible reconstruir la estructura ni precisar las relaciones entre los pliegues y los corrimientos.

Los pliegues son apretados, generalmente asimétricos. Las superficies axiales inclinan preferentemente hacia el este, localmente subverticales o inclinadas hacia el oeste. La estratificación se distingue de manera nítida, excepto en aquellos niveles espesos sin contrastes litológicos marcados, donde la deformación transpuso en distintos grados las estructuras primarias tales como laminaciones sedimentarias. Los flancos de los pliegues están adelgazados y las charnelas engrosadas. Las charnelas redondeadas son dominantes con respecto a las angulosas tipo *chevron*. Los pliegues son de rumbo meridiano.

Las líneas axiales de los pliegues tienen rumbo norte-sur, con buzamiento suave pero constante hacia el norte, posición corroborada por la lineación de intersección entre la estratificación y el clivaje.

Junto al plegamiento se desarrolló un clivaje de plano axial, continuo en las pelitas y espaciado en las areniscas. El clivaje inclina hacia el este.

Los diagramas estereográficos (Figura 15) sintetizan la orientación de los elementos estructurales (estratificación, clivaje, líneas axiales y lineación de intersección) de las unidades ordovícicas con deformación interna.

La faja plegada y corrida está también caracterizada por corrimientos que definen una geometría de planos y rampas en sistemas imbricados de duplexes. Muchos de estos corrimientos están plega-

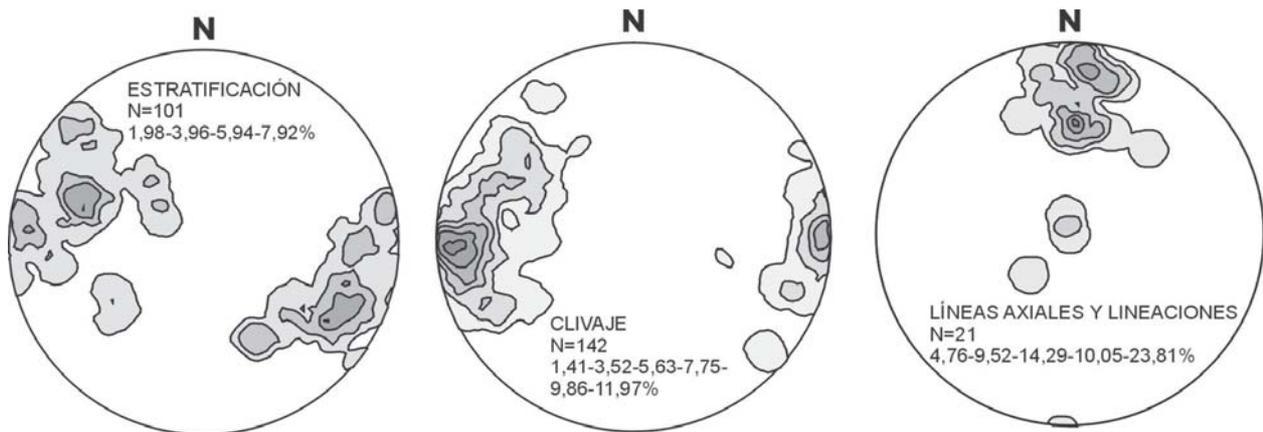


Figura 15. Diagramas estereográficos que muestran la orientación de los principales elementos de la estructura ordovícica en el tramo central de la sierra de Calalaste. Proyección sobre la red de Schmidt, hemisferio inferior.

dos debido a su participación en apilamientos anti-formales o por flexuras asociadas a corrimientos ubicados por debajo.

Localmente los corrimientos están ocupados por fajas miloníticas delgadas. En la parte sudoriental de la sierra de Calalaste se observan fajas de 1 a 3 m de potencia, indicadas por milonitas originadas a partir de volcanitas ácidas, en las que el cuarzo muestra fenómenos de recristalización dinámica. Los indicadores cinemáticos sugieren bloque oriental corrido hacia el oeste, en la mayoría de los casos corresponde a un movimiento inverso sobre planos inclinados hacia el naciente, y en otro, a movimientos directos sobre planos inclinados hacia el poniente, variaciones relacionadas con el plegamiento de los corrimientos por los apilamientos. La vergencia de los corrimientos es hacia el oeste.

Existen también fajas con una foliación y lineación de estiramiento bien marcadas, la lineación orientada aproximadamente normal a los ejes de los pliegues. Estas fajas se interpretan como zonas de cizalla dúctil asociadas a la misma deformación que forma la faja plegada y corrida, quizá localizadas en zonas con mayor participación de fluidos, los que actuaron como un factor de debilitamiento tectónico. Es posible que en algunos casos estas fajas hayan evolucionado en forma póstuma al evento deformativo principal dado que localmente cortan a las estructuras plegadas. Estas fajas se diferencian con mayor claridad en las zonas donde afectaron a las tobas dacíticas con cristaloclastos. Allí, la lineación de estiramiento definida por los cristaloclastos estirados y por sombras de presión sobre estos cristaloclastos está bien definida y constituye un rasgo característico de estas fajas.

Las rocas del Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana registran también la deformación eopaleozoica, si bien la reología de estos materiales inhibió el desarrollo de estructuras penetrativas. Una zona de mezcla tectónica se observa en la quebrada Tramontana, donde aflora en un tramo de aproximadamente 200 m, una sucesión de láminas con litologías contrastantes: gabros cumulares parcialmente serpentinizados con rodingitas en las inmediaciones de las fallas que limitan la lámina, gabros, pelitas y grauvacas, pelitas y cuarcitas oscuras. Esta zona puede interpretarse como una típica mezcla tectónica (Norman Page, com. personal).

Los corrimientos eopaleozoicos no sólo son estructuras principales en la configuración de la faja plegada y corrida cuya mejor exposición se encuentra en la sierra de Calalaste, sino también constituyen estructuras de magnitud regional que controlaron fuertemente la evolución estructural del área. El sistema de corrimientos eopaleozoicos que cabalgó el basamento del borde oriental de la Puna sobre las metasedimentitas ordovícicas es una estructura regional indicada para toda la Puna Austral (Mon y Hongn, 1988). En el ámbito de la Hoja, esta estructura estaría localizada en el vértice sudoriental, sepultada por las volcanitas y sedimentitas cenozoicas. A los corrimientos eopaleozoicos debe atribuirse también la configuración heterogénea del sustrato de las secuencias neopaleozoicas y cenozoicas apoyadas tanto sobre basamento neoproterozoico como ordovícico.

Si bien la deformación eopaleozoica fue menor en la parte occidental de la Hoja, allí también se advierte la influencia de corrimientos, aunque en algunos casos estas estructuras transportaron la discordancia entre el basamento y el Ordovícico. En cam-

bio, en la zona oriental de la Hoja habría ocurrido un despegue en la base del Ordovícico para compensar las diferencias de acortamiento entre el basamento de mayor rigidez y la cubierta fuertemente deformada.

ESTRUCTURAS NEOPALEOZOICAS

En el Paleozoico superior se desarrolló un evento tectónico extensional, cuya respuesta sedimentaria está reflejada en los depósitos de la Formación Patquía de la Cuesta.

En el ámbito de la Hoja se observó la relación de una falla directa parcialmente reactivada a inversa durante la tectónica andina.

Esta estructura se encuentra en el extremo norte de la sierra Filo Colorado con rumbo NNO-SSE. A lo largo de la misma es posible ver, a nivel cartográfico, la relación directa entre rocas ordovícicas y de la Formación Patquía de la Cuesta e inversa entre las sedimentitas de la Formación Patquía de la Cuesta y rocas neógenas.

Los depósitos de la Formación Patquía de la Cuesta disminuyen abruptamente su espesor al oeste de la sierra Filo Colorado, área que correspondería al bloque elevado de la falla directa inclinada al este.

Variaciones de espesores similares a la descripta fueron observadas al oeste de la sierra de Calalaste aunque en esta zona las fallas normales fueron completamente obliteradas por la inversión tectónica.

ESTRUCTURAS CENOZOICAS

Los esfuerzos compresivos andinos generados a partir de la convergencia de placas durante el neógeno, originaron un sistema de fajas plegadas, cuencas y arcos volcánicos.

La faja plegada cenozoica está representada en la Hoja por los cabalgamientos: El Peñón, Filo Colorado, Calalaste y La Borita y los plegamientos de Antofalla occidental.

Evoluciona como un sistema imbricado retrovergente con niveles de despegues más profundos dentro del basamento metamórfico ubicado al este, hasta despegues superficiales dentro del Terciario cerca del límite con Chile.

La estructura principal a partir de la cual se produjeron las imbricaciones es un cabalgamiento que emerge al pie de la cuesta de Randolpho en el valle del Bolsón, fuera del ámbito de la Hoja, elevando el basamento sobre el Terciario alto. Esta estructura

generó un resalto topográfico de más de 1000 m y constituye el límite actual entre la Puna y el valle del Cajón.

El **cabalgamiento El Peñón**, se generó por un retrocorrimiento de la estructura principal y habría ejercido un fuerte control en la vergencia opuesta al empuje regional de los demás cabalgamientos.

Su presencia en la Hoja está restringida al extremo sureste donde pone en contacto metamorfitas precámbricas sobre rocas ordovícicas por medio de una falla inversa de bajo ángulo que inclina al este.

Al oeste del anterior, se desarrolló el **cabalgamiento Filo Colorado** con el nivel de despegue principal en los estratos superiores del Ordovícico. El mismo involucra sedimentitas pérmicas de la Formación Patquía de la Cuesta y paleógenas de la Formación Geste. En la ladera occidental de la sierra, la falla principal cabalga a las leptometamorfitas ordovícicas sobre la Formación Patquía de la Cuesta y sobre abanicos aluviales cuaternarios.

En la parte central del Filo Colorado, los estratos forman un sinclinal apretado con el eje inclinado hacia el oeste producido por el arrastre de una antigua falla directa, rotada y reactivada parcialmente por el cabalgamiento principal. El sinclinal está cortado en su borde norte por una falla inversa de alto ángulo de rumbo ONO-ESE.

A lo largo de su traza, el tramo occidental conserva la relación directa de estratos ordovícicos sobre sedimentitas pérmicas, mientras que en el tramo oriental la relación es inversa, de depósitos pérmicos sobre paleógenos. Esta relación, sumada a la abrupta diferencia de espesores de los depósitos pérmicos al norte y al sur de la falla, son evidencias que indican la presencia de un escalón de *rift* con el bloque bajo en el sur.

El *rift* se habría desarrollado durante la deposición de la cuenca pérmica y se habría invertido parcialmente durante la compresión andina.

El **cabalgamiento Calalaste** involucra a las rocas ordovícicas de la sierra homónima cabalgadas sobre sedimentos de la Formación Patquía de la Cuesta y del Terciario.

La sierra de Calalaste presenta relaciones de fallas inversas en sus laderas occidental y oriental con el rechazo mayor hacia el oeste.

El **cabalgamiento Calalaste**, como el resto de los cabalgamientos pierde su continuidad meridiana al interceptar la cordillera de San Buenaventura. A la altura de la laguna Purulla, se produce una zona de transferencia de rechazos por lo cual desaparece la sierra de Calalaste y se elevan inmediatamente al

oeste láminas correspondientes a ramificaciones en la prolongación sur del **cabalgamiento La Borita**.

La sierra de Calalaste actuó como barrera orográfica para los depósitos de la Formación Vizcachera, limitándolos al sector occidental de la Hoja.

El **cabalgamiento La Borita** tiene su expresión morfológica en el borde oriental del salar de Antofalla donde se sobreimpone a la Formación Patquía de la Cuesta y la Formación Vizcachera sobre la Formación Sijes. Este cabalgamiento corta en el bloque colgante el flanco occidental de un anticlinal de amplio radio de curvatura buzante al norte. Debido al *plunge* del pliegue, el cabalgamiento pone en contacto sucesivamente de sur a norte a la Formación Patquía de la Cuesta, la Formación Vizcachera y las facies proximales de la Formación Sijes, sobre las facies distales de la Formación Sijes.

Un anticlinal de similares características que el del bloque colgante fue observado en los estratos de la Formación Sijes en el bloque bajo, lo que sugiere que estas estructuras son previas al cabalgamiento La Borita. Esta relación es evidente en el extremo norte de la Hoja y al este del salar de Antofalla donde un sinclinal volcado y apretado, que representa el arrastre del cabalgamiento en el bloque bajo, se sobreimpone a la estructura anterior.

En el área correspondiente a la mina La Borita, la erosión descubrió afloramientos de la Formación Patquía de la Cuesta dispuestos en una sucesión de pliegues con menor radio de curvatura que el resto de los pliegues andinos y con sus ejes oblicuos a los anteriores en dirección nordeste-sudoeste. Este estilo diferente con respecto al resto de las estructuras andinas, podría corresponder a plegamientos producidos por efecto del movimiento de bloques por reactivación y/o inversión de estructuras paleozoicas, durante las primeras etapas de la compresión andina.

De las estructuras observadas en los bloques correspondientes a este cabalgamiento, se infieren al menos tres etapas compresivas durante la evolución de la tectónica andina: la primera plegó los estratos de la Formación Patquía de la Cuesta con orientaciones cruzadas con respecto al frente orogénico. En la segunda, ya instalada la cuenca, los depósitos de antepaís fueron levemente deformados en pliegues abiertos. La tercera etapa corresponde al avance del frente orogénico dentro de la cuenca, con el desarrollo de cabalgamientos que cortan a las estructuras anteriores.

Al oeste del salar de Antofalla, en el borde norte de la Hoja, aflora el basamento metamórfico cabalgado sobre la Formación Vizcachera. En el bloque alto la Formación Sijes se apoya directamente sobre el basamento mientras que el bloque bajo está integrado por la Formación Patquía de la Cuesta aflorante en la depresión del Fraile e importantes espesores de la Formación Vizcachera. Sobre la base de estas relaciones estratigráficas se infiere que las rocas precámbricas se comportaron como un alto en esta región desde el Paleozoico superior.

Esta sierra, junto a la sierra El Peñón, ubicada al este de la Hoja y a los afloramientos de basamento existentes al oeste del salar de Antofalla son remanentes de una antigua faja plegada desarrollada durante el paleozoico inferior.

Su presencia controló durante el Cenozoico el desarrollo y la geometría de las cuencas y la vergencia de los cabalgamientos desde los inicios de la orogenia andina.

En la franja oeste del salar de Antofalla, las estructuras se encuentran cubiertas o disimuladas por volcanitas en el sur y por depósitos coluviales en el norte. Las características estructurales observadas en este sector indican que la faja plegada presenta niveles de despegues menos profundos que hacia el este y desarrolla pliegues suaves y de amplio radio de curvatura.

La edad de los cabalgamientos está controlada por las volcanitas que los cubren, entre las que, la Ignimbrita rosada de 6,5 Ma constituye una de las claves.

El **cabalgamiento La Borita** y las estructuras asociadas disectaron el manto ignimbrítico de la Ignimbrita rosada dejando relictos del mismo en diferentes niveles topográficos. Al oeste del Peinado, la Ignimbrita rosada conforma la charnela de un pliegue con núcleo ordovícico y con el eje buzante al norte.

Por su parte, las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga de 4 Ma, sobreyacen en discordancia angular a la Formación Sijes previamente plegada. El resalto producido por el cabalgamiento en el borde oriental del salar de Antofalla controló el paso de las ignimbritas de Laguna Amarga hacia el este.

La Ignimbrita rosada y las Ignimbritas de la unidad Ignimbritas y domos de Laguna Amarga permiten acotar la edad del **cabalgamiento La Borita** entre los 6,5 y 4 Ma, lapso tentativamente extrapolable al resto de los cabalgamientos que integran la faja plegada.

Tectónica extensional y transcurrencia

Desde hace 2 millones de años comenzó en la Puna Austral una tectónica extensional a la cual se asocia la actividad volcánica reciente. Existen controversias y especulaciones sobre el origen de los esfuerzos extensionales en un marco regional netamente compresivo como el andino.

La tectónica extensional reciente se manifiesta en superficie por escarpas que cortan los frentes de abanicos aluviales modernos o los desconectan de sus ápices. Entre éstos se destacan los abanicos alimentados desde la ladera este de la sierra de Calalaste perfectamente biselados por escarpas de fallas con inclinación hacia el oeste. Al oeste de la sierra de Filo Colorado y al oeste de la sierra de Calalaste las fallas directas se producen con inclinaciones opuestas y dejan islas de abanicos, alargadas en sentido meridiano, completamente desconectadas de las partes apicales y distales.

Las fracturas directas están asociadas en muchos casos a derrames fisurales y a centros monogénicos alineados de edad cuaternaria (Mon *et al.*, 1988), entre los que se destacan los volcanes monogénicos ubicados entre el cerro Peinado y el sur del Salar de Antofalla, las coladas nuevas del volcán San Francisco y el volcán Incahuasi.

La extensión cuaternaria produjo escarpas de fallas directas de alto ángulo en los frentes de cabalgamientos observados en las sierras de Calalaste y Filo Colorado y en los bordes del salar de Antofalla.

La depresión de Cerro Blanco-Incahuasi ubicada al este del campo de la Piedra Pómez está bordeada por fallas directas cuyas escarpas muestran un salto en los mantos de ignimbritas de más de 100 metros. Las fallas directas del campo de la Piedra Pómez y de la depresión de Incahuasi convergen en el área del cerro Blanco.

En los alrededores del cerro Blanco se divisan fracturas directas circulares que encierran al menos tres calderas anastomosadas lo cual indica que la acumulación de flujos piroclásticos fue el producto de varios eventos eruptivos que originaron colapsos sucesivos.

Al oeste de La Brea, una familia de fallas directas subcirculares de rumbo este-oeste, son cortadas por otras orientadas en dirección nordeste-sudoeste. En la mayoría de los casos los resaltos topográficos de estas escarpas son del orden de los 100 metros.

La presencia de indicadores cinemáticos verificados a lo largo del lineamiento El Peinado, indican

movimientos transcurrentes dextrales en coincidencia con lo observado por Marret *et al.* (1994) sobre el borde oriental del salar de Antofalla algunos kilómetros al norte de la Hoja. Los mantos piroclásticos emitidos desde la caldera de la laguna Amarga (Seggiaro y Hongn, 1999) fueron vasculados por los movimientos transtensivos del lineamiento El Peinado.

La cordillera de San Buenaventura está integrada por aparatos volcánicos e importantes volúmenes de volcanitas de edades que van de 6 a 1 Ma, alineados en sentido este-oeste. Al norte y al sur del lineamiento de San Buenaventura, los cabalgamientos correspondientes a la faja plegada pierden su continuidad. Las estructuras extensionales con componente horizontal dextrógira que siguen el rumbo este-oeste del lineamiento y a la cual se asocian cuerpos volcánicos de edades menores de 1 Ma, parecerían develar el mecanismo de construcción de esta cordillera a partir de una sucesión localizada de eventos transcurrentes y magmáticos asociados durante los últimos 6 millones de años.

Si bien la tectónica cuaternaria del área relevada estaría aparentemente dominada por esfuerzos extensionales y/o transcurrentes, se registraron también algunos testimonios de tectónica compresiva coetánea con la extensión. Ejemplos de estas evidencias se encuentran en la ladera occidental del Filo Colorado, donde los estratos ordovícicos cabalgan sobre depósitos aluviales cuaternarios con una falla inversa de bajo ángulo buzante al este y en depósitos cuaternarios sinorogénicos del flanco occidental de la sierra de Calalaste originados como consecuencia de la elevación de la misma.

Estas observaciones parecerían estar de acuerdo con un registro sísmico relacionado a movimientos compresivos oblicuos con hipocentro a 15 km de profundidad sobre el salar de Antofalla (Chinn e Isacks, 1983).

Calderas

En el esquema tectónico regional, resalta la existencia de gigantescas calderas desarrolladas desde los últimos 6 millones de años.

En el área suroccidental de la Hoja, la caldera de la laguna Amarga abarca una extensa depresión de aproximadamente 10 km de largo por 6 km de ancho. Esta caldera es coalescente y está incluida en el interior de otras, ubicadas al norte y al oeste integrando un sistema de calderas anidadas conjuntamente con la caldera Weelrigh en Chile.

La presencia de bordes discontinuos de calderas indican episodios repetidos de colapsos a los que se encuentran asociados extensos mantos ignimbríticos.

En el ángulo sudoriental de la Hoja, se implanta el sistema de calderas del cerro Blanco. Está conformado por un conjunto de estructuras circulares con bordes discontinuos y anidados que suman un diámetro aproximado de 15 kilómetros.

La geometría de este sistema de calderas constituye una evidencia de su estructuración a partir de colapsos sucesivos durante la emisión de los depósitos que integran el Complejo Piroclástico Cerro Blanco.

Otras estructuras de calderas se observan al este del cerro Tridente, en el área de Los Bayos, y en el alto de los Colorados en el sector noroeste de la Hoja, cerca del límite con Chile.

4. GEOMORFOLOGÍA

El paisaje de la región ha resultado principalmente del accionar de los procesos endógenos modificados parcialmente por el proceso fluvial. La estructura regional, propia de una faja plegada y corrida, ha generado una serie de cordones serranos con rumbos submeridianos los que, hacia la parte sur de la Hoja, terminan abruptamente en la cordillera de San Buenaventura, de rumbo transversal.

El papel jugado por la estructura y evolución tectónica regional ha sido determinante en las características del modelado del paisaje. Desde el punto de vista tectónico, la región presenta una configuración de una faja plegada y corrida a la que se sobreimpuso un volcanismo de arco en tiempos recientes. En consecuencia, se observan una serie de bloques en los que participan diferentes litologías: basamento precámbrico, granitoides paleozoicos, sedimentitas y volcanitas ordovícicas, sedimentitas del paleozoico superior y volcanitas y rocas asociadas cada una de las cuales ha exteriorizado diferente respuesta frente al accionar de los procesos denudacionales, en particular la acción fluvial y la meteorización.

Particulariza a la región una compleja evolución tectónica, ya que a la estructuración andina típica compresiva, de rumbo aproximadamente longitudinal, se le ha sobreimpuesto una dinámica transversal oblicua, con rumbo aproximadamente noroeste-sudeste a oeste-este, con importante componente transcurrente. El primero ha sido responsable de la

formación de valles tectónicos longitudinales, con dirección norte-sur y el segundo ha controlado la integración entre las diferentes cuencas endorreicas preexistentes y el desarrollo del volcanismo con posterioridad a la Fase Quéchuica, provocando una alineación en la mayor parte de los aparatos volcánicos.

Se observan dos sectores claramente diferenciables: uno occidental, con predominio casi exclusivo del proceso volcánico, y otro oriental, en el cual ha prevalecido el proceso fluvial formando una serie de valles longitudinales cerrados, los que constituyen cuencas endorreicas. El drenaje regional debido a las características señaladas y a las condiciones bioclimáticas imperantes se encuentra pobremente integrado. La interacción entre el proceso fluvial y los procesos endógenos ha determinado la presencia de pequeñas cuencas, entre otras se destacan las del salar de Ratonos, laguna Colorada, laguna El Peinado y la laguna de Purulla.

En la parte oriental, el relieve positivo creado por la acción tectónica ha resultado en diferentes pulsos de agradación pedemontana. Así, se han formado niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales. En la parte distal y debido al drenaje endorreico, se han desarrollado depósitos de playas salinas, resaltando el salar de Antofalla, el bajo de Incahuasi y, en el extremo oriental, el de Carachi Pampa. En el primero de los casos, la depresión se encuentra casi totalmente colmatada por materiales finos y depósitos salinos.

Durante los períodos de calma tectónica se labraron niveles de pedimentos, principalmente debidos a la erosión fluvial de los depósitos terciarios en los frentes serranos. Asimismo, durante el Cuaternario superior-Reciente se han constatado movimientos neotectónicos de importancia, en ciertos casos con componentes normales (Allmendinger *et al.*, 1987), que han afectado los niveles de bajadas y de pedimentación más antiguos en los principales valles y "bolsones tectónicos" (Antofalla y Carachi Pampa entre otros).

El volcanismo del Cenozoico superior presenta en líneas generales, características afines a un magmatismo de arco, si bien, hacia la parte superior adquiere ciertas propias de intraplaca. Con interrupciones, el volcanismo fue activo en la región desde el Mioceno, reconociéndose lavas y cuerpos volcánicos de edades miocenas inferiores y superiores, pliocenas y cuaternarias.

El volcanismo en la zona del límite internacional desarrolla una serie de grandes estratovolcanes o

volcanes compuestos, conformados por superposición de coladas andesíticas-dacíticas, formación de domos y acumulación de tefras.

Se destacan los cerros El Cóndor y San Francisco y la sierra Nevada, todos con alturas superiores a los 6000 metros. En relación con mantos ignimbríticos, la disposición de domos y conos volcánicos sugieren la existencia de dos calderas de grandes dimensiones en la zona de la pampa de los Bayos y al noroeste del cerro El Peinado.

Estas calderas se hallan parcialmente obliteradas por el accionar posterior de procesos endógenos y exógenos. Las características explosivas del volcanismo han dado como resultado la formación de grandes calderas en diferentes momentos del Cenozoico superior, tal como en la zona del cerro Blanco, en la que se observa una estructura de caldera de explosión y de colapso compuesta por cuerpos dómicos ácidos, conos de cenizas y grandes mantos de tefras que ocupan la depresión de la caldera.

Finalmente, las particularidades del clima han determinado la generalizada presencia de acumulaciones arenosas, a partir de la deflación diferencial de materiales piroclásticos. Al respecto se destaca el sector sudoriental de la Hoja, en las proximidades de la caldera del cerro Blanco, en la cual se observan extensos campos de dunas transversales. No se han reconocido evidencias de acción glaciaria.

Han sido diferenciados, en función de los procesos dominantes, 10 unidades geomórficas (Figura 16).

Paisaje poligenético estructural-litológico:

- a) Ambiente de basamento y de rocas ordovícicas.
- b) Ambiente de sedimentitas pérmicas y terciarias.
- c) Ambiente de volcánicas del Terciario inferior.

Paisaje volcánico:

- a) Complejo volcánico occidental o del límite.
- b) Complejo volcánico de la caldera del cerro Blanco.

Paisaje de bolsones tectónicos y playas salinas:

- a) Niveles de bajadas.
- b) Niveles de pedimentos.
- c) Campos de dunas.
- d) Playas y salares.
- e) Abanicos aluviales, conos de deyección y taludes.

PAISAJE POLIGENÉTICO ESTRUCTURAL-LITOLÓGICO

Se agrupan bajo esta denominación a todos aquellos sectores serranos en los cuales dominan los afloramientos rocosos. A su vez, la heterogeneidad litológica y su consecuente respuesta frente a los procesos denudacionales justifica la subdivisión en unidades geomórficas menores. Las condiciones climáticas imperantes, clima árido y frío, durante la mayor parte del Cenozoico en la región, han resultado en el predominio de los procesos de meteorización física, incluyendo fenómenos de crioclastismo. Consecuencia del accionar de estos procesos es la generalizada presencia de una cobertura detrítica que tapiza la mayor parte de las pendientes, "suavizando" el relieve, especialmente en los sectores cumbres. Estos materiales son susceptibles de ser movilizados por el escurrimiento superficial y la remoción en masa, el primero esencialmente durante períodos de climas más húmedos, como por ejemplo durante los diferentes eventos glaciarios que afectaron los Andes Centrales.

El ambiente de basamento y rocas ordovícicas se localiza en la zona sudoriental de la región estudiada, ocupando un pequeño sector y conformado las serranías que marginan por el oeste y, parcialmente, por el este amplio valle tectónico que incluye al bajo de Incahuasi. Las alturas mayores se localizan alrededor de los 4500 metros. El relieve se caracteriza por la presencia de quebradas, las que revelan un marcado control estructural debido al diaclasamiento y fracturación de las rocas aflorantes. Los valles son estrechos y con divisorias agudas, particularmente en la zona que aflora el basamento y la red tiene un diseño subdendrítico en estos sectores, mientras que en los sectores en los cuales afloran las rocas ordovícicas, las divisorias son menos agudas y la red posee un diseño predominantemente rectangular. Ambos tipos de diseño evidencian el marcado control estructural existente.

Esta unidad se encuentra conformando bloques que muestran diferente grado de disección en función de la secuencia relativa de reactivaciones tectónicas, no obstante, es posible plantear la existencia de una superficie de planación regional previa a la Orogenia Andina. El término superficie de planación regional, a diferencia de peneplanicie y pediplanicie, no denota génesis. Es posible que este tipo de paisaje sea el resultado de la combinación de una serie de procesos, entre los cuales posiblemente se

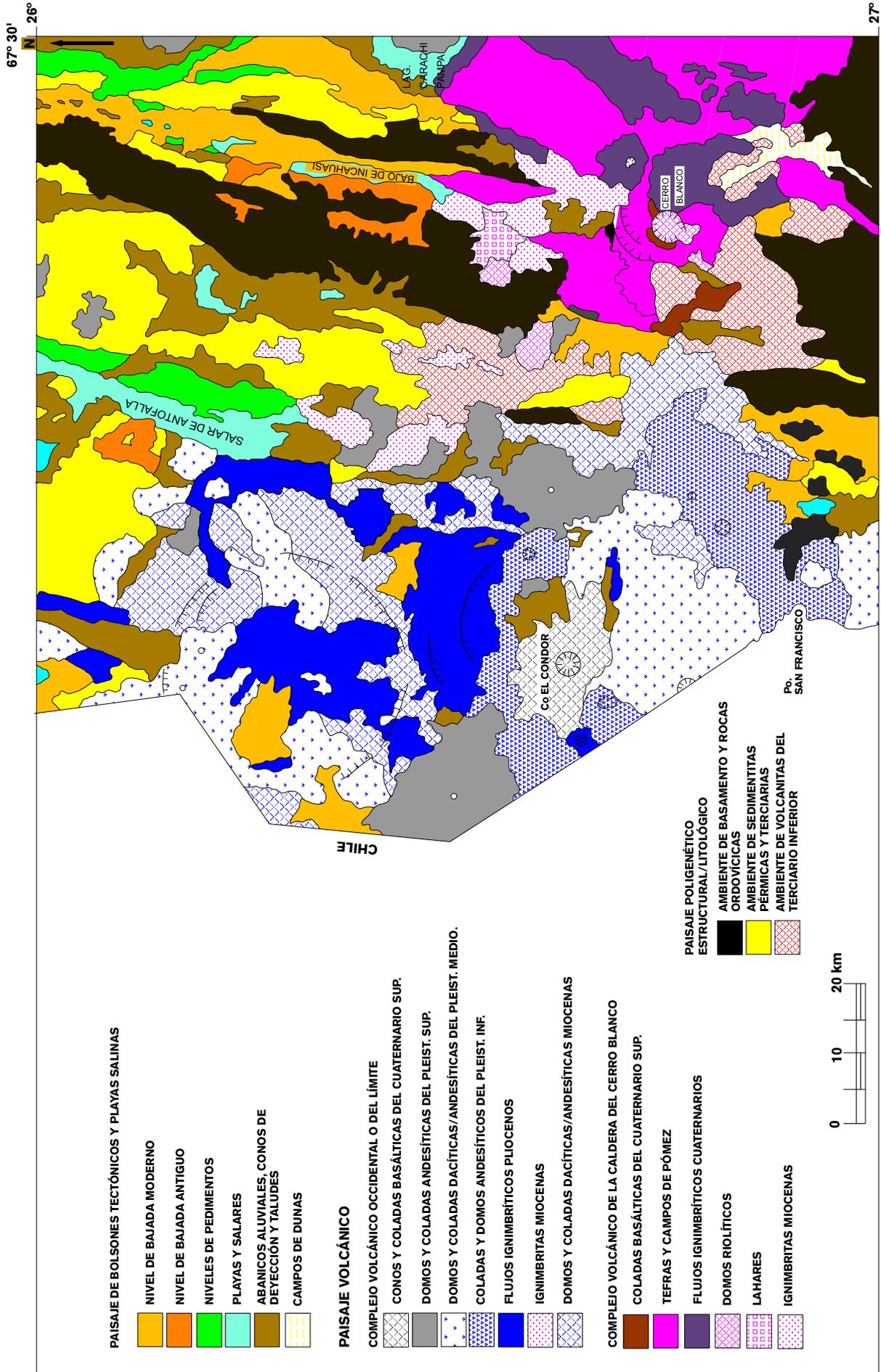


Figura 16. Mapa geomorfológico de la hoja Paso San Francisco.

hayan encontrado la acción fluvial, la formación de pediplanicies y los procesos de "etchplanación", propios de la existencia de un régimen cratónico, actuantes durante largos períodos de relativa calma tectónica.

Los afloramientos de rocas pérmicas y especialmente, las sedimentitas terciarias, presentan características distintivas en función de ser friables y estar finamente estratificadas. Estas propiedades permiten diferenciar otra unidad geomórfica, en la cual la interacción del proceso fluvial y la meteorización diferencial, vinculada a la naturaleza litológica, han resultado en la existencia de un paisaje quebrado con un relieve relativo comparativamente bajo, que incluso puede llegar a formar *badlands*. Este paisaje se encuentra localizado constituyendo el flanco oriental del valle tectónico del salar de Antofalla (Filo Ratones-Negro) y el flanco occidental de la depresión de Carachi Pampa (Filo Blanco-Cerro Morado), así como sectores más pequeños en diferentes partes de la Hoja. En líneas generales, se observan numerosos *rills* que conforman un diseño subdenudático de la red de drenaje y una alta densidad de drenaje.

Finalmente, se puede diferenciar un tercer sector en el cual afloran rocas volcánicas de edad terciaria inferior, en la cual no se preserva su morfología volcánica original y, por lo tanto, posee un relieve dominado por el escurrimiento superficial y la remoción en masa. Aparece en la zona sudoriental de la

Hoja, integrando parcialmente la cordillera de San Buenaventura y el Filo Negro.

PAISAJE VOLCÁNICO

La región occidental se encuentra dominada por el accionar construccional del proceso volcánico, al cual se le sobreimpuso, en tiempos recientes, el proceso fluvial y la remoción en masa. Las morfologías propias de la actividad volcánica están fundamentalmente relacionadas al tipo de erupción volcánica. Ésta, a su vez, es resultado del tipo de magma, su composición geoquímica, temperatura y viscosidad. Según sea el tipo de erupción predominará algún producto, así, pueden agruparse en tres tipos principales (Bloom, 1991; Summerfield, 1991; basados en Rittmann, 1962): exhalativas, efusivas y explosivas, de las cuales sólo las dos últimas darán como resultado formas de relieve importantes. En el primer tipo predomina como producto el gas, en el segundo las lavas y en el tercero las tefras (materiales piroclásticos en general).

En el cuadro 1 se observa la relación existente entre los tipos de volcanes, cantidad de magma, tipo de actividad y las geofomas relacionadas con estas características.

La morfología volcánica de la región estudiada está representada principalmente por estratovolcanes poligénicos o volcanes compuestos. Éstos se han establecido por la alternancia de efusiones de cola-

TIPO DE MAGMA	TIPO DE ACTIVIDAD	CANTIDAD DE MAGMA			
		ESCASA			GRANDE
FLUIDO, CALIENTE Y BÁSICO ↓ +VISCO-SIDAD +GASES ACIDEZ ↓ VISCOSO, FRÍO Y ÁCIDO	EFUSIVA	COLADAS	DOMOS EXÓGENOS	DOMOS DE BASALTO	VOLCANES EN ESCUDO
	MIXTA	CONOS DE ESCORIA Y COLADAS		ESTRATOVOLCANES	CAMPOS VOLCÁNICOS CON DOMOS MÚLTIPLES
		CONOS DE CENIZA Y COLADAS POTENTES			
	EXPLOSIVA	DOMOS EXÓGENOS	CALDERAS DE EXPLOSIÓN Y COLAPSO		MANTOS IGNIMBRÍTICOS
		MAARS DE TEFRA			
		MANTOS DE LAPILLI Y CENIZAS			

Cuadro 1. Clasificación de volcanes y formas relacionadas.

das andesíticas-dacíticas y la formación de grandes domos y conos de cenizas y de escoria durante largos períodos.

Aquellos volcanes mejor preservados, como por ejemplo los cerros Peinado y El Cóndor, exteriorizan la típica forma en cono, con pendientes cóncavas y simétricas, con valores altos, cercanos al ángulo de reposo. La preservación de los aparatos depende de diversos factores: la edad, el relieve inicial creado, las condiciones climáticas y la resistencia de los materiales extruidos y, en particular, la mayor o menor participación relativa de coladas e ignimbritas. Esta asociación de geoformas es característica de un volcanismo de arco mesosilícico a ácido (andesitas, dacitas y riolitas) de alta viscosidad.

Las erupciones que dan origen a este tipo de volcanes son de naturaleza mixta (efusiva-explosiva), de tipo vulcaniano/vesuviana. Esta asociación se ha formado a partir del Mioceno y constituye las mayores elevaciones de la región.

El volcanismo en la zona del límite internacional presenta grandes estratovolcanes o volcanes compuestos, creados por superposición de coladas andesítico-dacíticas, formación de domos y acumulación de tefras. Se destacan los cerros Cóndor y San Francisco y la sierra Nevada, todos con alturas superiores a los 6000 metros.

Hacia el sudeste de la zona estudiada, se encuentra el cerro Blanco que compone una estructura de caldera formada por la erupción recurrente de magmas ácidos y viscosos. Está constituida por cuerpos dómicos ácidos, conos de cenizas y grandes mantos de tefras que colmatan casi totalmente la depresión de la caldera. Alcanza los 5000 m de altura y un diámetro de más de 20 kilómetros.

En este sector son frecuentes pequeñas cuencas endorreicas, resultantes de la interacción del proceso fluvial con el volcanismo. En los sectores deprimidos se forman cuerpos lacustres someros. Los domos, en este caso mayormente riolíticos y de obsidiana, pueden ser de dos tipos: *toloides*, si son redondeados y *plug domes*, si son cilíndricos y chatos. Los del primer tipo se han observado en la zona de los cerros Blanco y Purulla.

También relacionadas a mantos ignimbriticos se encuentran las calderas de la laguna Amarga y de Pampa de Los Bayos. Estas calderas se encuentran parcialmente obliteradas por el accionar posterior de procesos endógenos y exógenos.

PAISAJE DE BOLSONES TECTÓNICOS Y PLAYAS SALINAS

No obstante el predominio de condiciones climáticas de extrema aridez, la acción fluvial establece el proceso exógeno que ha ejercido mayor influencia en el modelado del paisaje. El relieve positivo creado por la acción tectónica ha dado lugar a la formación de niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales generados en varios pulsos de agradación pedemontana. Con rumbo submeridiano se han desarrollado una serie de valles tectónicos longitudinales que han compuesto cuencas endorreicas, conformando playas tales como el salar de Antofalla, el bajo de Incahuasi y el de Carachi Pampa, en el límite oriental de la Hoja. Estas características del paisaje y las condiciones bioclimáticas imperantes, han dado lugar a un drenaje regional pobremente integrado.

El valle de Incahuasi es un estrecho valle longitudinal flanqueado por cabalgamientos. En la ladera occidental del mismo se distinguen dos niveles de agradación pedemontana (bajadas), que se diferencian por su posición altimétrica y por el grado de disección fluvial que presentan. Este bajo constituye una playa elongada en sentido norte-sur, formada por depósitos de sedimentos finos. Se encuentra limitada al sur por niveles piroclásticos miocenos y cuaternarios, y al norte por los niveles de agradación pedemontana actual de ambas laderas, cuyas porciones distales se hacen adyacentes en los sectores más bajos del valle longitudinal, si bien, debido a la actitud estructural de las láminas de corrimiento, aquellos provenientes del lateral occidental exhiben mayor desarrollo. Hacia el sur de la depresión aludida, los abanicos aluviales han progradado sobre el ambiente de ignimbritas, cubriéndolas parcialmente. De todas formas, la existencia de eventos de erosión expone a las mismas, observándose afloramientos en las quebradas principales. Los abanicos del nivel más antiguo se encuentran atrincherados.

Asimismo, en este sector es posible diferenciar dos niveles de pedimentos que se formaron durante períodos de calma tectónica. Éstos constituyen geoformas poligénicas que han resultado del accionar erosivo fluvial, meteorización y remoción en masa sobre las sedimentitas terciarias. Se distinguen principalmente en la ladera occidental. Tanto los niveles de bajada, salvo la actual, como los niveles de pedimentos, se hallan afectados por procesos de neotectónica.

En los niveles de bajada asociados al bajo de Carachi Pampa, se observan abanicos aluviales de mayores dimensiones y la presencia, más extendida, de niveles de pedimentos. En este sector se sitúa la laguna homónima, cuya existencia se debe a la combinación de la acción fluvial con procesos endógenos posteriores a la formación de la cuenca, que han dado lugar a la presencia de conos volcánicos cuaternarios, en el límite oriental de la Hoja.

En líneas generales, debido a que los valles longitudinales son estrechos, los depósitos pedemontanos no alcanzan grandes extensiones areales: en la depresión de Incahuasi difícilmente superan los 5 km de longitud y el desnivel es del orden de los 200-300 m, mientras que en Carachi Pampa, pueden alcanzar los 10 km y el desnivel, respecto a la laguna, ocasionalmente puede superar los 400 metros. A través de un proceso de capturas, debidas a la erosión retrocedente controlada por un nivel de base inferior localizado en la zona oriental, las cuencas del bajo de Incahuasi y de Carachi Pampa se encuentran en proceso de integración en la zona norte de la Hoja. Si bien se carece de edades absolutas, en función de sus relaciones espaciales, desarrollo y grado de preservación, los niveles de bajada probablemente sean de edad pleistocena superior-holocena. No se han advertido depósitos pedemontanos más antiguos.

Las playas salinas y salares son, junto con los grandes aparatos volcánicos, una de las geoformas más conspicuas de la Puna. La generalizada existencia de salares resulta de la combinación de una serie de factores entre los cuales se cuentan la existencia de depresiones tectónicas, de un clima árido, de un drenaje predominantemente endorreico y de una elevada provisión de sales a partir de la meteorización química de las sedimentitas y volcanitas terciarias (Irgazabal, 1984). Se forman en la parte distal de las bajadas, destacándose el salar de Antofalla, el bajo de Incahuasi y, en el extremo oriental, el salar de Carachi Pampa.

El salar de Antofalla constituye una playa elongada con sentido nornordeste, que se halla casi totalmente colmatada por materiales finos y depósitos salinos. Los niveles de bajada en este sector son poco importantes o directamente no se observan, siendo más frecuentes en el lateral occidental, si bien los cursos que desaguan en él poseen caudales mínimos. Los pedimentos tienen un mayor grado de expresión, particularmente en el sector sudoriental del mismo. El lateral occidental, más abrupto respecto al oriental, explicaría esta asimetría. Presenta

una superficie de 540 km² y un perímetro de 367 km, con una longitud de 130 km y un ancho medio de 9 kilómetros. Su forma alargada evidencia el marcado control estructural ya que representa un frente de corrimiento submeridiano, en el cual la existencia de sedimentitas terciarias, más friables, pudo haber favorecido la formación original de la depresión. Se localiza a una altura de 3380 m y sólo se encuentra implicada la porción sur del mismo.

Es una playa salina de tipo húmeda, con sus márgenes netos y ocasionales lagunas estacionarias vinculadas o no a manantiales hidrotermales. A diferencia de los salares situados más al norte, no se ven niveles de paleocostas lacustres, por lo que, dada las exiguas precipitaciones y la forma del mismo, durante los períodos húmedos probablemente no se formó un lago extenso ocupando toda la depresión sino pequeños cuerpos lacustres desconectados entre sí. Muestra las típicas formas debidas a la dinámica salina, como polígonos, grietas, etc. Los flujos difusos provenientes de los laterales proveen material limoso que cubre parcialmente los depósitos salinos. Las acciones eólicas están limitadas a las zonas de abanicos aluviales para los materiales más gruesos y formación de "polvaredales salinos" para los materiales evaporíticos.

El salar de Ratones posee una superficie de 42 km² y se encuentra a 3800 m de altura. Se localiza en una depresión, con evidente control estructural, ubicada al sur del filo Ratones entre los salares de Antofalla e Incahuasi. La inversión de relieve, a partir de la erosión diferencial debida a la presencia de una cobertura de material ignimbrítico sobre un relieve preexistente de rocas más friables, también pudo haber sido un factor importante en el desarrollo de este salar y otras depresiones menores. Hacia el sur se halla una laguna salina de igual denominación. Recibe algunos cursos transitorios, tanto desde el norte como desde el este.

Respecto a la zona occidental, independientemente de que se trate de una zona de intensa aridez y continentalidad, tiene precipitaciones ligeramente inferiores que en el este. Esto explica la existencia, en el sector oriental, de una red de drenaje mejor integrada, bajadas más importantes y presencia más frecuente de cuerpos lacustres.

El salar de Incahuasi ocupa el sector sur de la depresión homónima, y posee escasa representación areal. Se encuentra, tal como se dijo más arriba, cubierto parcialmente por los abanicos procedentes de ambos laterales a una altura de 3200 metros. Tiene una longitud de 20 km y un ancho de menos de 5

kilómetros. El salar de Carachi Pampa, se localiza al este de la zona de estudio, ocupando un pequeño sector de la misma. Se destaca la laguna homónima ubicada a una altura de 2900 metros. La interacción entre el proceso fluvial y el volcanismo ha determinado la presencia de pequeñas cuencas, ocupadas por cuerpos lacustres, tales como las lagunas Colorado, El Peinado y de Purulla entre otras. Los salares habrían comenzado a formarse a partir del Plioceno, continuando en forma esporádica hasta el presente.

Dadas las condiciones climáticas de extrema aridez, la actividad eólica ha tenido lugar en el desarrollo de campos de dunas, a partir de la deflación diferencial de materiales piroclásticos cubriendo parcialmente a estos depósitos. Se observan campos de dunas transversales en las proximidades de la caldera del cerro Blanco y al sureste del mismo. En este sector, dunas de grandes dimensiones progredan sobre las laderas de volcánicas terciarias y basamento.

Finalmente, existen pequeños valles y depresiones controlados por la estructura, que no han evolucionado como los descritos en forma precedente, en los que se reconocen abanicos aluviales de pequeñas dimensiones, conos de deyección y laderas cubiertas por material detrítico grueso, generalmente movilizado por reptaje.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia neoproterozoica de la región es difícil de reconstruir debido a la escasa información que no permite separar los principales eventos geológicos. Un fenómeno metamórfico de presión baja y temperatura alta ocurrió en el Cámbrico inferior (Becchio *et al.*, 1997). Este proceso metamórfico está registrado en el basamento del noroeste de la Argentina y norte de Chile y pone un límite temporal a la existencia de terrenos alóctonos. Así, si ocurrieron colisiones de terrenos alóctonos contra el continente sudamericano, éstas debieron ser anteriores al Cámbrico inferior. Un fenómeno de distensión cortical habría producido la anomalía térmica que generó el metamorfismo (Becchio *et al.*, 1997).

Durante el Cámbrico superior-Ordovícico inferior se definió la cuenca extensional rellenada por el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas y la implantación del Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana. Una fase de acortamiento intraordovícico (Fase Guandacol) tiene registro en

diferentes áreas de la Puna y a este evento puede atribuirse un cambio en las condiciones de la sedimentación ordovícica que muestra potentes secuencias turbidíticas (Formación Falda Ciénege) posiblemente vinculadas a una cuenca controlada por el levantamiento de áreas periféricas. En el Ordovícico alto ocurre la deformación Oclóyica que define una faja plegada y corrida con deformación interna en la sierra de Calalaste y láminas con escasa deformación interna en la porción occidental de la Hoja. Esta deformación determina un sustrato heterogéneo compuesto por un basamento metamórfico neoproterozoico y por rocas ordovícicas sobre el que posteriormente se apoyan las unidades más jóvenes.

Durante el Paleozoico superior se desarrolló una cuenca extensional integrada por depósitos continentales y deltaicos.

La tectónica andina sobreimpuesta a las estructuras extensionales provocó la inversión de las estructuras borrando en la mayoría de los casos los registros de las fallas normales que delimitaron la cuenca.

La evidencia más clara de inversión tectónica parcial se encuentra en el extremo norte de la sierra Filo Colorado donde a lo largo de una misma traza de falla de rumbo NNO - SSE se observan a nivel cartográfico las relaciones directa e inversa entre unidades ordovícicas, pérmicas y neógenas.

Los registros más antiguos de la cuenca cenozoica en la región, pertenecen a depósitos de areniscas y pelitas rojas con intercalaciones de yeso y participación de niveles conglomerádicos pertenecientes al Eoceno medio. Estos depósitos corresponden a una cuenca de retroarco extendida con variaciones litológicas que indican proximidad a la fuente de aporte hacia el oeste como consecuencia de la elevación de la cordillera Incaica en el centro de Chile (Jordan y Alonso, 1987).

Si bien a nivel regional, el ambiente es el de una cuenca abierta alejada del frente orogénico, son frecuentes los cambios locales de facies con direcciones de paleocorrientes variables que reflejan el movimiento o la elevación local de bloques producidos en el antepaís durante los estadios compresivos iniciales del Orógeno.

Los estudios paleomagnéticos realizados por Prezzi *et al.* (1998) indican una suave rotación de bloques a partir de cuyas elevaciones se habría producido aporte de sedimentos a cuencas restringidas. La tectónica de bloques previa a la instalación del frente orogénico en la región habría estado parcialmente controlada por la reactivación de estructuras

antiguas remanentes de orógenos paleozoicos como las sierras de Calalaste y del Peñon y los relictos de basamento aflorantes a lo largo del borde oeste del salar de Antofalla.

Desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior, la cuenca evolucionó desde facies fluviales datadas en $28,9 \pm 0,8$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999) al dominio de depósitos de abanicos aluviales a los $22,5 \pm 0,6$ Ma a medida que se acercaba el frente orogénico.

Las edades de estos sedimentos son contemporáneas con las de los inicios del magmatismo de la Faja de Maricunga en Chile, cuyas secuencias volcano-detríticas de trasarco estarían representadas por los estratos de Claudio Gay en Chile (Kay *et al.*, 1994; Mpodozis *et al.*, 1996) y por escasos niveles de tobas intercalados en los sedimentos de la Puna.

Sobre estos sedimentos se apoya en discordancia una secuencia volcano-detrítica en la que se destacan potentes niveles de ignimbritas y tobas intercalados en depósitos fluviales y de abanicos aluviales. Esta secuencia representa el pasaje hacia una cuenca de antepaís próxima al frente orogénico con actividad magmática de trasarco datada en 22 Ma, a depósitos con características típicas de cuencas de intraarco en las partes altas datadas en 10 Ma (Kraemer *et al.*, 1999).

El magmatismo evolucionó en el borde occidental de esta porción de la Puna con actividad de trasarco representada por cuerpos subvolcánicos e intrusivos de 23 Ma, entre los que se destacan los diques y lacolitos de Aguas Dulces y los pórfiros del este del Peinado hasta la instalación definitiva del arco volcánico registrada desde los 14 Ma con un pico magmático que configuró grandes estratovolcanes como los de Antofalla, Teben Chico, Teben Grande y Beltrán a los 10 Ma y grandes complejos volcánicos como el Ojos del Salado al sur del Paso de San Francisco (Mpodozis *et al.*, 1996).

La superposición de eventos magmáticos restringidos a la misma región durante los últimos 10 Ma indican que, en este período, el arco volcánico se mantuvo estabilizado sin que se registren migraciones.

Entre los 8 Ma y 6 Ma continuaron las emisiones de andesitas y dacitas y se produjeron dos sucesos piroclásticos de envergadura representados por extensos mantos ignimbríticos dispersos en el límite argentino - chileno y al sur suroeste de la sierra de Calalaste. El último de estos acontecimientos, datado en 6 Ma, permitió obtener la edad de los principales cabalgamientos desarrollados en la región debi-

do a los desplazamientos registrados en las ignimbritas.

A los 5 y 4 Ma se produjeron extensas emisiones basálticas fisurales en las márgenes oriental y occidental del salar de Antofalla, evento que estaría asociado a una tectónica extensional con características similares a las desarrolladas durante el Plioceno.

Durante la evolución del arco volcánico se originaron cuencas volcano-detríticas cerradas de intraarco cuya distribución areal, controlada por cabalgamientos y aparatos volcánicos, estuvo restringida a las depresiones de los salares de Antofalla y de Río Grande.

Las particulares características de estos depósitos volcanoclásticos con bancos de boratos y megacuerpos salinos y las dataciones obtenidas de 7,9 y 3,2 Ma permiten equipararlos ambiental y temporalmente con la Formación Sijes.

La movilidad de potentes bancos de halita intercalados en la secuencia volcano-detrítica generó estructuras halocinéticas como domos de sal, pliegues esféricos, diapiros perforantes, y paredes de sal que constituyen, por sus dimensiones y espectacularidad, un ejemplo único en el noroeste argentino.

Entre los 4 y 2 Ma se produjeron las mayores emisiones piroclásticas en la región con la conformación de megacalderas y calderas anidadas como el complejo argentino chileno de Laguna Amarga - Laguna Verde, cuyos depósitos componen extensos mantos ignimbríticos dispersos al oeste del salar de Antofalla y en los alrededores de laguna verde en Chile.

En los últimos 2 millones de años, el magmatismo dominante fue de emisiones de lavas dacíticas y andesíticas, concentradas principalmente a lo largo de la sierra de San Buenaventura.

A partir del Pleistoceno se implantaron aparatos monogénicos y derrames fisurales de basaltos en su mayoría claramente asociados a estructuras extensionales. Simultáneamente, se produjo un magmatismo ácido, dominado por la presencia de domos y lavadomos, algunos de ellos alineados en sentido este oeste a lo largo de la cordillera de San Buenaventura. Las mayores expresiones de este magmatismo están puestos de manifiesto por dos cuerpos de obsidiana implantados al oeste y noroeste de la laguna Purulla, uno de los cuales fue datado en 0,7 Ma (Seggiaro y Hongn, 1999).

El último evento volcánico de magnitud reconocido en la región está representado por el Complejo Piroclástico Cerro Blanco datado en 0,5 Ma

(Seggiaro y Hongn, 1999) y 0,2 Ma (Kraemer *et al.*, 1999). La emisión de flujos piroclásticos y depósitos de caída se produjo a partir de la caldera de Cerro Blanco en cuyo interior se registraron emisiones finales de lavas y domos perlitizados. Los depósitos de ignimbritas se extendieron hacia el norte formando el campo de la Piedra Pómez a lo largo del cual se advierten, de sur a norte, las variaciones de facies proximales a distales.

En los alrededores del cerro Blanco se observan fracturas directas circulares que encierran al menos tres calderas anastomosadas, lo cual indica que la acumulación de flujos piroclásticos fue el producto de varios eventos eruptivos que originaron colapsos sucesivos.

Finalmente, los depósitos sedimentarios más modernos están integrados por abanicos aluviales, flujos de detritos, depósitos fluviales efímeros y barrerales que conforman el relleno de cuencas de *piggy back* restringidas a los valles intermontanos formados en las espaldas o los frentes de los cabalgamientos.

La evolución tectónica andina en la región estuvo condicionada por la estructuración paleozoica y en menor escala, por la tectónica extensional acontecida durante el Pérmico.

La sierra de Calalaste junto a la sierra El Peñón y a los afloramientos de basamento presentes al oeste del salar de Antofalla constituyen remanentes de una antigua faja plegada formada durante el Paleozoico inferior. Su existencia controló el desarrollo y la geometría de las cuencas y la vergencia de los cabalgamientos desde los inicios de la orogenia andina.

La sierra Filo Colorado es un testimonio de inversión tectónica en esta región junto a estructuras observadas al sudoeste del valle de Chaschuil.

La tectónica andina desarrolló una faja plegada de piel gruesa con niveles de despegues que alcanzan los 15 kilómetros. El cabalgamiento más profundo de la región emerge al pie de la cuesta de Randolpho, fuera de los límites de la Hoja, por una rampa de más de 1000 m de rechazo vertical que constituye el borde oriental de la Puna.

Se reconocen tres etapas compresivas principales durante la evolución de la tectónica andina en la región: la primera, pre-oligocénica, plegó los estratos de la Formación Patquía de la Cuesta con orientaciones cruzadas con respecto al frente orogénico debido a la elevación y rotación de bloques controlados por estructuras antiguas. En la segunda, ya instalada la cuenca de antepaís en el oligoceno, los depósitos fueron levemente deformados en pliegues

abiertos. La tercera etapa corresponde al avance del frente orogénico y la canibalización de la cuenca de antepaís. La elevación de bloques del basamento se acentuó a partir de los 6 Ma generando una faja plegada de piel gruesa con doble vergencia. Hacia el final de esta etapa, se desarrollaron estructuras fuera de secuencia entre los cabalgamientos principales de edades inferiores a los 4 Ma.

El lineamiento transversal a los rumbos andinos que conforma la cordillera de San Buenaventura integrada por aparatos volcánicos e importantes volúmenes de volcanitas de edades que van de 6 a 1 Ma interrumpe abruptamente la continuidad norte sur de los cabalgamientos. Las estructuras extensionales con componente horizontal dextrógira que siguen el rumbo este oeste del lineamiento y a la cual se asocian los cuerpos volcánicos, parecerían develar el mecanismo de construcción de esta cordillera a partir de una sucesión localizada de eventos transcurrentes y magmáticos asociados durante los últimos 6 millones de años.

Dado que su edad es coincidente con la estructuración principal de la faja plegada en el área de estudio, se interpreta que el lineamiento se podría haber desarrollado a partir de una falla de desgarre lateral (*tear fault*) que absorbe las diferencias de acortamientos de la faja plegada al norte y al sur del mismo.

Los acortamientos diferenciales habrían sido controlados por la abrupta discontinuidad de afloramientos en sentido norte-sur que se produce en el basamento metamórfico entre el extremo sur del bolsón de Fiambalá y la sierra del Peñón.

Desde los 2 últimos millones de años comenzó en la Puna Austral una importante actividad tectónica extensional y transcurrente (Allmendinger, 1986) a la cual se asocia el volcanismo reciente.

La tectónica extensional se manifiesta en superficie por escarpas que desplazan abanicos aluviales modernos, frentes de cabalgamientos cortados por fallas de alto ángulo, derrames fisurales y centros monogénicos cuaternarios alineados y depresiones como las de Antofalla, Incahuasi y Carachipampa, flanqueadas por escarpas que muestran un salto de más de 100 metros.

Los estudios realizados por Marrett *et al.* (1994) sobre la falla de Acazoque en el borde oriental del salar de Antofalla, así como los indicadores cinemáticos observados en la prolongación de esta estructura hacia el sur, indican movimientos transcurrentes dextrales. Los movimientos laterales generan áreas transtensivas, no obstante existen vastos sec-

tores de la región donde la extensión no estaría vinculada a transcurrancia.

Si bien la tectónica cuaternaria del área relevada estaría aparentemente dominada por esfuerzos extensionales y/o transcurrentes, se registraron también evidencias de tectónica compresiva coetánea con la extensión.

Estas observaciones parecerían estar de acuerdo con el único acontecimiento sísmico de la región, cuyos mecanismos focales indican movimientos compresivos oblicuos con el hipocentro a 15 km de profundidad sobre el salar de Antofalla (Chinn e Isacks, 1983).

Existen controversias y especulaciones sobre el origen de los esfuerzos extensionales en un marco regional netamente compresivo como el andino. Probablemente la respuesta global a este fenómeno se encuentre en la combinación de factores tales como la transcurrancia provocada por subducción oblicua de la placa (Allmendinger, 1986), el hundimiento de la litósfera adelgazada por delaminación (Kay *et al.*, 1994) y la respuesta extensional al apilamiento tectónico producido en la parte interna de la cuña orogénica en su evolución hacia el antepaís (Seggiaro y Hongn, 1999).

En el cuadro 2 se resume la evolución geológica de la región de Paso San Francisco.

6. RECURSOS MINERALES

Los depósitos minerales considerados en la Hoja Paso de San Francisco son escasos. Se han ubicado en el mapa tanto aquellos que tienen alguna significación económica, como las manifestaciones minerales y áreas de alteración hidrotermal que pueden resultar nuevos blancos de exploración.

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Plata – Plomo – Cinc y otros

DISTRITO LA HOYADA

El depósito polimetálico de Ag-Pb-Zn-Cu-Au, La Hoyada, situado en el faldeo austral de la cordillera de San Buenaventura, a una altura media de 4200 m s.n.m., departamento Tinogasta, fue descubierto y explotado durante la época colonial.

El área es accesible desde la localidad de El Peñón por huella minera para vehículo de doble tracción, en un recorrido de 93 kilómetros.

Este distrito está integrado por dos grupos mineros de interés. Los trabajos iniciales durante la época colonial se desarrollaron en el grupo Rosario, a lo largo de vetas enriquecidas en Ag. Con posterioridad, aproximadamente en 1880, se realizaron labores subterráneos de reconocimiento y explotación en el grupo Descubridora.

Desde la década del '50, todos los trabajos de explotación fueron abandonados.

Existen numerosas referencias editadas e inéditas que aportan a la geología y minería del área, tales como las de Stelzner (en Angelelli *et al.*, 1983), Penck (1920), Barnabe (1915), Turner (1963), Alessi y Robert (1962), Cravero (1979), Ricci *et al.* (1981) y Proserpio *et al.* (1992).

En la región afloran rocas del basamento que corresponden a la Formación Famabalasto, al Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas y a la Formación Las Yeguas. Mediante una discordancia comienza el Terciario con conglomerados polimícticos y rocas piroclásticas.

Apoyadas en concordancia, se depositaron las rocas volcánicas del Complejo Volcánico La Hoyada, integrado en orden secuencial por brechas andesíticas con intercalaciones de tobas y brechas tobáceas, andesitas, intrusivos de composición andesítica y ácida a intermedia, diques y filones capa de composición andesítica, lavas vitroféricas, obsidianas y perlitas y lavas andesíticas con tendencia dacítica, con facies hipabisales que corresponden a diques y/o stocks.

El Cuaternario está representado por niveles de cineritas, travertinos y depósitos aluviales y coluviales de remoción en masa.

En el lecho del río Chucula, al sur del cerro Azul, en el lugar denominado Los Volcancitos, vertientes antiguas han depositado un *sinter* calcáreo que han configurado terrazas de travertino rojizo, que alcanzan un espesor de 10 m y se asientan sobre el basamento metamórfico y en parte sobre pórfiros dacíticos.

A la fecha, vertientes similares de aguas termales aún se manifiestan a lo largo del río Chucula, desde donde emanan aguas de baja temperatura muy ricas en carbonatos, que dan origen a nuevos depósitos calcáreos.

Las vetas de este depósito se formaron principalmente por procesos de relleno de fisuras a lo largo de fallas y fracturas. En rasgos generales, tienen una orientación E-O, con ligeras variaciones; a veces aprovechan cruceros, con ramificaciones que conforman estructuras tipo “cola de caballo”.

COLUMNA CRONOESTRATIGRÁFICA	UNIDADES	LITOLOGÍA	E. (m)	AMBIENTE	FASE TECTÓNICA
HOLOCENO	Depósitos eólicos	Arenas		Continental desértico	
	Depósitos coluviales	Limos, arenas y gravas			
	Depósitos lacustres	Limos y arcillas			
	Depósitos aluviales nuevos	Limos, arenas y gravas			
	Flujos detríticos	Brechas polimícticas y oligomícticas			
PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO	Salares	Cloruros sulfatos y boratos			Andina
PLEISTOCENO SUPERIOR	Abanicos aluviales viejos	Conglomerados gruesos estratificados			Andina
	Complejo Piroclástico Cerro Blanco	Depósitos piroclásticos, lavas y domos riolíticos		Arco volcánico	Andina
	Basaltos del Peinado	Basaltos olivínicos			Andina
	Andesitas del Cerro Cóndor	Andesitas hornblendíferas			Andina
PLEISTOCENO INFERIOR	Domos dacíticos	Domos y lava-domos dacíticos a riolíticos			Andina
	Basaltos	Lavas basálticas y aparatos monogénicos fallados		Andina	
	Estratovolcanes	Fenoandesitas		Andina	
PLIOCENO SUPERIOR	Lavas y domos	Dacitas y andesitas			Andina
PLIOCENO INFERIOR	Ignimbritas y domos de Laguna Amarga	Ignimbritas, domos y lavadomos dacíticos			Andina
	Estratovolcanes	Lavas y brechas de andesitas y dacitas			Andina

Cuadro 2. Evolución geológica de la región de Paso San Francisco.

COLUMNA CRONOESTRATIGRÁFICA	UNIDADES	LITOLOGÍA	E. (m)	AMBIENTE	FASE TECTÓNICA
MIOCENO SUPERIOR	Ignimbrita rosada	Ignimbritas riódacíticas		Arco volcánico	Andina
	Ignimbrita Los Colorados	Ignimbritas dacíticas			Andina
	Complejo Volcánico	Lavas andesíticas y dacíticas			Andina
	Formación Sijes	Areniscas, pelitas, yeso y cuerpos salinos	200	Lago evaporítico	Andina
MIOCENO INFERIOR A MEDIO	Complejo Volcánico La Hoyada	Brechas, lavas, intrusivos e ignimbritas		Volcanismo de trasarco	Andina
	Estratovolcanes dacíticos del Mioceno medio	Dacitas			Andina
	Cuerpos dacítico-andesíticos Agua Dulce	Andesitas y dacitas			Andina
	Fm. Vizcachera Miembro sup.	Conglomerados y areniscas con volcanitas	700	Fluvial. Cuenca de trasarco	Andina
OLIGOCENO	Fm. Vizcachera Miembro inf.	Areniscas y pelitas rojas	400	Fluvial. Cuenca de antepaís	Andina
EOCENO	Fm. Geste	Conglomerados, areniscas y pelitas	500	Fluvial	Andina
TRIÁSICO	Fm. Pantanoso	Riolitas y riódacitas			
PÉRMICO	Fm. Patquía de la Cuesta	Conglomerados y areniscas rojas	200	Fluvial deltaico	
PALEOZOICO INFERIOR	Fm. Las Yeguas	Granitos, granodioritas y tonalitas			Famatiniana
	Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana	Gabros y basaltos			Famatiniana
	Fm. Falda Ciénega	Grauvacas y pelitas con metamorfismo de bajo grado		Marino de plataforma distal	Famatiniana
	Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas	Sedimentitas y volcanitas ácidas. Metamorfismo de facies de esquistos verdes		Marino	Famatiniana
	Fm. Las Planchadas	Sedimentitas y volcanitas ácidas		Marino de arco volcánico	Famatiniana
NEOPROTEROZOICO	Fm. Famabalasto	Esquistos de mediano grado metamórfico		Marino	Pampeana
	Metamorfita Antofalla	Esquistos y gneises			Pampeana

Cuadro 2. (continuación) Evolución geológica de la región de Paso San Francisco.

Espejos de fallas a lo largo de superficies de fracturas cortan a las vetas; ello indica que los movimientos de falla continuaron después de la mineralización.

Se han reconocido dos tipos de mineralización:

- **co-magmática** (singenética): se presenta en forma diseminada en las rocas del Complejo Volcánico La Hoyada que tienen escasa o nula alteración. Está representada principalmente por magnetita, hematita, leucoxeno, ilmenita, rutilo, pirita y calcopirita; estas últimas podrían ser un aporte incipiente de origen hidrotermal (Proserpio *et al.*, 1992).

- **epigenética**: se relaciona con vetas y vetillas de cuarzo, calcedonia y calcita, portadoras de minerales primarios como galena, esfalerita, calcopirita, pirita, bornita, cuprita, bournonita, calcosina, enargita, argentita y estromeyerita. Los minerales secundarios y de oxidación son covellina, digenita, oro nativo, cerussita, limonitas, goethita y carbonatos de cobre.

El control estructural, junto con el litológico, posiblemente dieron origen a dos sistemas de vetas que tienen algunas características propias y atraviesan el manto de volcanitas con cierta zonalidad de la mineralización (Cravero, 1979).

Un sistema de vetas del grupo Descubridora se aloja en las brechas andesíticas inferiores, y otro, del grupo Rosario, lo hace en las andesitas grises que las cubren.

Las vetas alojadas en las brechas son polimetálicas y más pobres en contenido de Ag, con valores anómalos de Au y Bi. En cambio, las que se emplazan en las rocas superiores se caracterizan por contenidos elevados de Ag y sulfuros de metales de base con anomalías auríferas.

Análisis geoquímicos y estudios calcográficos que se realizaron en muestras de las vetas en cada labor, en ambos grupos mineros, evidencian que existe zonalidad vertical (intervalo de 100 m) en la mineralización. La misma se observa en los minerales de ganga, con cuarzo y calcita en el grupo Rosario, y cuarzo fino, calcedonia y calcita en el grupo Descubridora (A. Panteleyev, comunicación verbal).

La mineralización del distrito fue incluida en la clase mesotermal de Lindgren por Turner (1963), Ricci *et al.* (1981) y Proserpio *et al.* (1992). Ricci *et al.* (1999) ubicaron este depósito entre los epitermales polimetálicos ricos en Ag+Pb+Zn+Cu+Au. En el presente trabajo se considera que esta mineralización tiene afinidad con los yacimientos del tipo epitermal polimetálico.

La zonalidad de la mineralización con Ag+Pb+Zn+Cu+Au en las vetas superiores (grupo Rosario) y Pb+Zn+Ag+Cu+Au+Bi+Sb en las vetas más profundas (grupo Descubridora) coincide con la teoría de zonalidad mineral en yacimientos hidrotermales (Cravero, 1979). Existen posibilidades que este tipo de yacimiento de Pb-Ag dominantes cambie en profundidad a asociaciones del tipo Sb-Bi-Au.

Grupo Descubridora

Las vetas emplazadas en las secuencias de brechas andesíticas fueron controladas por dos juegos de fracturas, unas de rumbo N 60°-85° E y otras de menor desarrollo perpendiculares N 75°-85° O, ambas con inclinaciones verticales a subverticales. Las corridas oscilan entre pocos metros y un máximo de 800 metros.

A lo largo de estas fracturas y aprovechando normalmente los “cruceos” se formaron brechas que constituyen las vetas mineralizadas. El proceso de brechamiento parece ser sincrónico con la introducción de la sílice que forma la matriz (Auriemma, 1973); esta sílice envuelve los clastos de la roca de caja de reducidas dimensiones, que en algunos casos han sido triturados hasta alcanzar el tamaño de pequeños fragmentos. Los minerales de mena aparentemente han precipitado en las cavidades dejadas por la introducción de la sílice, confiriéndole a las vetas un hábito bolsoneo. La misma sílice también se depositó en delgadas fracturas de la roca encajonante, conformando un fino vetilleo secundario, o bien atraviesa algunos clastos en forma de pequeñas microvenillas.

El mineral principal de ganga es cuarzo y en menor proporción calcedonia, calcita y pirita; los minerales de mena portadores de metales de base son galena argentífera, esfalerita, calcopirita, bornita, bournonita (Peralta, 1973) y calcosina. La distribución de los minerales de mena es irregular y existen indicios de que la depositación de los mismos se produjo en varias etapas (Alessi y Robert, 1962).

Los minerales de la zona de oxidación como cerussita, carbonatos de cobre y limonitas están ampliamente distribuidos en la mina Descubridora. Probablemente la zona de oxidación, en este grupo más extensa, fue favorecida por una mayor porosidad y permeabilidad de las rocas encajonantes.

A menudo se observa limonita indígena desarrollando un fino reticulado, o masas jasperoides en las que se destacan *boxworks*, indicando una posible

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Azufre	Dos Conos	Paso de San Francisco	26°49'04"	68°18'59"	2769 - 17	Andesitas	Estratovolcanes	Pleistoceno inferior	S	Sí
2	Pb, Cu	La Borita o Mina Fénix	Salar del Plomo	26° 18' 16"	67° 53' 52"	2769 - 12	Calcaéreos travertínicos	Formación Vizcachera (Miembro superior)	Mioceno inferior a medio	Fgn, Cer, Cp, Ml, Az, Cris, Atac, Fri, Calc, Jar, Hem, Wad, Lim, Ca, Feca	Sí
3	Ag, Pb, Zn	La Hoyada	El Peñón	26° 51' 14"	67° 47' 12"	2769 - 18	Brechas y lavas andesíticas	Complejo Volcánico La Hoyada	Mioceno medio	Ga, Sph, Cp, Bo, Cup, Cc, Arg, Strom, Cv, Dig, Au, Cer, Lim, Gth, Q, Carcu, Ca, Cld, Py	Sí
4	Pb, Zn, Ag	Cerro Azul	El Quirquincho	26° 54' 59"	67° 37' 09"	2769 - 18	Brechas y lavas andesíticas	Complejo Volcánico La Hoyada	Mioceno medio	Ga, Sph, En, Geo, Jam, Arg, Wz, Cp, Au, Po, Py, Ang, Dig, Cv, Ml, Az, Crip, Piro, Lim, Gth, Lep, Q, Si	Sí

Abreviaturas:

Ang: anglesita, Arg: atacamita, Au: oro, Az: azurita, Bo: bornita, Ca: calcita, Calc: calcanthita, Carcu: carbonatos de cobre, Cc: calcosina, Cer: cerussita, Cld: calcedonia, Cp: calcopirita, Crip: criptomelano, Cris: crisocola, Cup: cuprita, Cv: covellina, Dig: digenita, En: enargita, Feca: ferrocalthita, Fgn: fosgenita, Fri: freirinita, Ga: galena, Geo: goethita, Gth: goethita, Hem: hematina, Jam: jaramonsita, Jar: jarosita, Lep: lepidolita, Lim: limonita, Ml: malaquita, Piro: pirrotina, Py: pirrita, Q: cuarzo, S: azufre, Si: silice, Sph: esfalerita, Strom: stromeyerita, Wad: wad, Wz: wurtzita

existencia anterior de calcopirita (Alessi y Robert, 1962).

La diseminación de pirita en la roca encajonante, posiblemente asociada a oro, puede haber determinado sectores geoquímicamente anómalos en este metal.

Las minas que integran el grupo son María Magdalena, Rosita, Descubridora y Don Juan, con un total de 188 m de laboreos entre galerías y chiflones.

Los valores promedio en muestras seleccionadas obtenidas del interior de las distintas labores (Cravero, 1979) son: Cu 2,78%, Pb 4,8%, Zn 0,62%, Ag 343 g/t, Au 0,85 gramos por tonelada. Se registraron valores de Bi de hasta 900 ppm, aunque no se detectaron minerales que lo contengan. Se desconocen los contenidos de Sb.

Grupo Rosario

Las vetas se hospedan en las andesitas grises, observándose contactos netos con las rocas que las contienen. Se disponen con una dirección E-O, con ligeras variaciones, corridas entre 5 y 190 m y potencias de 0,05 a 0,60 metros.

Los minerales de mena son argentita (Segal, 1977a) y estromeyerita (Stelzner, en Angelelli *et al.*, 1983; Segal, 1977a), además de los sulfuros de metales de base como galena, esfalerita, cuprita, calcopirita y bornita, en ganga de cuarzo, calcita y pirita. Los minerales secundarios y de oxidación, covellina, digenita, cerussita y carbonatos de cobre como malaquita, azurita y limonitas, alcanzaron menos desarrollo que en el grupo Descubridora.

Las minas que integran este grupo son Las Plazillas, Cueva Negra, Alto de Las Plazillas, El Portezuelo, Rosario, Eusebio y Andrés, con un desarrollo de 626,70 m de laboreos entre galerías, chiflones y trincheras.

El muestreo de las vetas en el interior de las labores arrojaron los siguientes valores promedio: Cu 1,73%, Pb 1,41%, Zn 0,62%, Ag 1150 g/t, Au 0,47 g/t (Cravero, 1979).

Las alteraciones hidrotermales reconocidas son silicificación, argilización-sericitización y propilitización (Proserpio *et al.*, 1992). Su distribución, tanto horizontal como vertical, ha sido controlada por fracturas de rumbos generales E-O y en menor grado por diaclasas que ocurren en los diversos sectores de esta zona, constituyendo "fajas" de hasta 110 m de ancho y un desarrollo longitudinal de 800 m que se reconocen por su coloración amarillenta, pardo-amarillenta o a veces blanca.

La silicificación se localiza a lo largo de las fracturas que contienen a las brechas mineralizadas, ocupando la parte central y/o lateral de las faja y destacándose a manera de "crestones".

La argilización se ubica periféricamente respecto a la primera. En el grupo Descubridora, se identificó sílice bajo las formas de cuarzo fino o calcedonia y arcillas de los grupos de la caolinita y montmorillonita (Auriemma, 1973). La sericitización (moderada) está subordinada a la arcillosa.

La alteración propilítica, de escasa intensidad, rodea a las anteriores o bien conforma "halos" extendiéndose a casi todas las unidades del Complejo Volcánico La Hoyada.

Plomo - Cinc - Plata

Cerro Azul

El depósito polimetálico de Pb-Zn-Ag-Au, Cerro Azul, está situado en el faldeo meridional de la cordillera de San Buenaventura, departamento Tinogasta, a 105 km de Antofagasta de la Sierra, desde donde se accede en vehículo de doble tracción hasta la desembocadura de la quebrada de Vernancua y desde allí a lomo de bestia en una jornada de 9 horas.

La litología en el sector está representada por brechas volcánicas y coladas andesíticas, intruidas por un domo dacítico que ha irradiado diques que atraviesan el manto de volcanitas pertenecientes al Complejo Volcánico La Hoyada. La sobreyacen afloramientos esporádicos de flujos piroclásticos.

El Cuaternario, de amplio desarrollo, está conformada por depósitos aluviales, coluviales y eólicos.

Las vetas del depósito consisten en diques ácidos alterados y mineralizados que ocurren en dos juegos de fracturas principales.

De acuerdo con su grado de desarrollo y orden de importancia, se destacan dos estructuras con rumbos N 40° O y N 80° O, que en general buzanan subverticalmente.

La mineralización de sulfuros de metales de base y sulfosales de plata tiende a ocurrir en la intersección de estas dos estructuras.

La veta polimetálica principal de la mina Cerro Azul se encuentra rellenando una fractura de rumbo N 80° O y buzamiento 60°-70° NE.

La mineralización reconocida está constituida por galena, esfalerita, enargita, geocronita, jamesonita, argentita, wurtzita, calcopirita, oro nativo y pirrotina

(Segal, 1977b) en ganga de cuarzo, sílice amorfa y pirita.

Los minerales secundarios son anglesita, digenita, covellina, malaquita, azurita, criptomelano, pirolusita y limonitas como lepidocrocita y goethita.

Las alteraciones hidrotermales relacionadas a los sectores mineralizados son arcillosa y cuarzo-sericítica.

En la quebrada de Vernancua, entre la cubierta de coluvio, se hallan afloramientos de sílice bajo las formas de cuarzo fino y ópalo que no sobrepasan los 2 m; normalmente tienen 20 centímetros. Su extensión horizontal está controlada por los juegos de fracturas principales que alcanzan los 2 km en la estructura de rumbo ONO, donde la silicificación es moderada y se observan *boxworks* con limonitas. La estructura, de rumbo NO, alcanza un desarrollo de 8 kilómetros.

La alteración propilítica es débil y constituye halos de escasa extensión.

Las características del depósito responden a las de los yacimientos epitermales.

Plomo - Cobre

La Borita o Mina Fénix

Esta manifestación mineral está ubicada al este del extremo sur del salar de Antofalla y al oeste de la sierra de Calalaste, en una pequeña depresión denominada salar del Plomo, a una altitud media de 3700 m sobre el nivel del mar.

Se accede, desde la localidad de Antofagasta de la Sierra, por huella minera para vehículo de doble tracción por una distancia aproximada de 80 kilómetros.

Se conoce desde el año 1930; fue estudiada en forma esporádica, generalmente con el objeto de evaluar sus reservas.

Como trabajo de investigación principal se puede citar a Angelelli y Valvano (1946), quienes describieron en forma detallada la mineralogía y posible génesis de las vetas portadoras de mineral de Pb o fosgenita.

Posteriormente, varios autores se refirieron a la geología, mineralogía y ubicación del depósito relacionado a la mena de Cu, entre los que se cita a Lizárraga (1973), Bassi (1974) y Ricci (1974).

La geología del salar del Plomo está constituida por areniscas con intercalaciones de bancos de ignimbritas, pertenecientes al Miembro superior de la Formación Vizcachera.

En esta pequeña cuenca, de forma irregular y de una extensión de 2 a 3 km por 1 a 2 km de ancho, con costras salinas en su parte más baja, se destaca una elevación alargada, de dirección NNE-SSE, como si emergiera del piso del salar. Esta elevación es un *sinter* de calcáreo travertínico, cuyas dimensiones son de 400 m en su eje mayor, 60 a 70 m de ancho y un espesor de casi 40 metros.

El *sinter* es el producto de la depositación de sales a partir de fluidos hidrotermales de un sistema emplazado en la intersección de una fractura de rumbo NO-SE con el eje de un anticlinal. De color amarillo ligeramente verdoso a pardo, consiste en calcáreos porosos. Es común la calcita con estratificación ondulada, de textura finamente laminada.

Hay aragonita masiva localmente como parches aislados y/o en bandas de colores blanco, rosa, a veces gris o con tonos verdosos. Las bandas son irregulares, a veces discontinuas, nodulosas en microescalas, pero en macroescalas el *sinter* muestra una construcción aterrazada, con estructuras de crecimiento vertical e inclinaciones de capas como producto de la depositación rítmica. Contiene en su masa xenolitos de areniscas y arcillas que proceden de los sedimentos de la base.

El mapeo de detalle de las superficies de las trincheras sugiere que el *sinter* pudo tener varios estadios de formación, demostrado, además, por superficies con características de cristalización libre que presentan las capas de aragonita masiva.

Indudablemente una actividad fumarólica menor precedió a la formación del *sinter* y causó la cementación normal de los sedimentos, los que aunque todavía permeables fueron lo suficientemente competentes para mantener una fractura abierta.

Las evidencias indican que una cubierta de carbonatos a manera de tubo con paredes lisas se formó en la fractura que sirvió de canal a las soluciones. De esta manera se fue manteniendo un conducto abierto, mientras en la superficie la permeabilidad de los estratos fue preservada en manera análoga a la formación de un tubo *geyser* en arena y grava.

Después de la depositación de la capa de *sinter*, encima de la formación sedimentaria permeable, fue introducida aragonita blanca, rosada y castaña a lo largo del sistema de fractura NNO e infiltró la unidad calcárea.

En este depósito mineral, que está totalmente oxidado, se distinguen tres tipologías de mineralización: vetiforme, diseminada e impregnaciones.

La mineralización de plomo, de tipo vetiforme, consiste en una guía principal con ramificaciones secundarias, situada casi en el mismo eje o conducto del *sinter* por donde ascendieron las soluciones cuando los calcáreos estaban ya en estado sólido, sirviendo de roca encajante a las vetas y guías de calcita con mineral de plomo y guías de calcita y aragonita de otra generación.

Estas guías casi verticales atraviesan capas de calcáreos sensiblemente horizontales, o bien se encuentran como masas lenticulares entre ellas. Por lo general tienen espesores que varían entre pocos milímetros y 3 centímetros.

Se deduce que las grietas en las que se depositaron las nuevas soluciones han sido irregulares en cuanto a su forma y que se produjeron posiblemente por fracturamiento hidráulico en episodios múltiples de liberación de fluidos hidrotermales en la superficie. Por lo tanto, las variaciones en el espesor, formas y disposición de la mineralización de plomo estuvieron condicionadas para depositarse en los espacios y formas libres existentes entre la estratificación del *sinter* y las grietas, conformando lo que se denomina una estructura combinada de mena en yacimientos hidrotermales. Los minerales de mena son fosgenita y cerussita, esta última reemplazando parcial o totalmente a la primera, en ganga de calcita y ferrocalcita. Ocasionalmente, una película de óxidos de hierro cobre selectivamente los cristales de fosgenita.

La mena de cobre de origen primario está representada por escasos "restos" de cristales de calcopirita que tuvieron una dimensión de 25 micrones (Potter, 1975); se disemina conjuntamente con calcita, rellenando oquedades del travertino que sirve de caja a la mineralización vetiforme.

Los minerales de origen supergénico, a modo de impregnaciones, como granos libres o recubiertos por aragonita y calcita en los poros del *sinter*, son malaquita, azurita, crisocola, atacamita, freirinita, calcantita, limonitas, jarosita, hematita y wad. Generalmente tapizan oquedades en áreas reducidas.

En los bordes del *sinter*, la costra salina de la cuenca muestra una zonalidad de complejos salinos como carbonatos, sulfatos y cloruros de cobre

En muestreo orientativo de superficie, se han detectado anomalías geoquímicas de As, Au (Navarro García y Cruz Zuloeta, 1998), Ag y Zn

En base a las características descriptas, se acuerda definir a este depósito como un *hot spring* del tipo epitermal, con mineralización vetiforme per-

teneciente a la porción superior del sistema hidrotermal.

Angelelli y Valvano (1946), Lizárraga (1973) y Ricci (1983) efectuaron consideraciones sobre la génesis de estos depósitos.

PRINCIPALES ÁREAS DE ALTERACIÓN

Se describen en este punto las principales áreas de alteración vinculadas a procesos hidrotermales comprendidas dentro de la Hoja Paso de San Francisco

Anomalías del Área de reserva N° 11 - Flor de Puna

Corresponde a una zona de alteración hidrotermal de 3 x 3,5 km, de forma subcircular, caracterizada por una notable anomalía color amarillo-rojizo; fue detectada como resultado de la prospección y exploración efectuadas por el Plan NOA I Geológico Minero de la Secretaría de Estado de Minería de la Nación. Se localiza en el cerro Flor de Puna, al oeste de la sierra de Aguas Dulces.

La alteración consiste en una intensa silicificación con alunita, jarosita y limonitas, de fuerte control estructural, con un rumbo N 40° O que afecta a andesitas y dacitas

Las rocas alteradas exhiben colores blanquecino y gris claro a gris rosado, con pátinas amarillas de jarosita y rojizas, y pardas de hematita y goethita.

El tipo de alteración dominante es la silicificación-argilización, definidas por un grado variable de silicificación de las rocas y argilización de los feldspatos y minerales máficos (anfíbol).

Las características texturales se conservan en la mayoría de las rocas alteradas, siendo posible inferir su litología original, predominantemente andesítica y en menor proporción dacítica (Godeas, 1973).

Una zona de alteración más intensa se presenta en la cima del cerro Flor de Puna, donde se ven cuerpos de sílice de color marrón. En ellos la mineralogía primaria de las rocas se ha perdido y sólo se observan masas de sílice fina con huecos ocupados por diminutos gránulos de pirita y hematita y con venillas de hematita y/o alunita y jarosita.

Rocas fuertemente alunitizadas flanquean a las anteriores, las que a su vez gradan a rocas silicificadas-argilizadas que dominan en la mayor parte del sector.

En general estas alteraciones están asociadas. La más común es la arcilloso-alunítica; otras son:

silíceo-hematítica y silíceo-alunítica (Godeas, 1973).

También se advierten cuerpos de brechas andesíticas, elongados en dirección NO, en las que los clastos, de hasta 10 cm y en general subangulosos, muestran las alteraciones descritas para el sector, en un cemento silíceo o silíceo-arcilloso con cavidades rellenas por óxidos de hierro que les confieren a veces un color castaño o amarillento (jarosita) con minerales opacos diseminados. Son comunes venillas de alunita y yeso de origen supergénico.

Depósitos de tobas del sector NE de la zona de alteración presentan argilización con pirita diseminada y óxidos de hierro.

La morfología, los productos de alteración que incluyen sílice vesicular, cuarzo-alunita (ampliamente dispersa y abundante) y caolinita, la zonalidad y el control estructural (NO) de la zona alterada son diagnóstico de sistemas epitermales del tipo sulfato ácido o de alta sulfuración.

La ausencia de sílice bajo las formas de ópalo y calcedonia, que habitualmente se encuentra en la parte superior de estos sistemas, implica que el mismo fue afectado por una erosión significativa, observándose actualmente la zona de cuarzo-alunita.

Por otra parte, basándose en el modelo sulfato ácido es posible inferir una intrusión no expuesta que sería la fuente de origen de las soluciones responsables de las alteraciones presentes. Asociada a este intrusivo puede existir mineralización en profundidad.

Anomalías del Área de reserva N° 38 - La Hoyada - Sector Chucula Norte

Corresponde a una zona de alteración vinculada con procesos hidrotermales detectada como resultado de la prospección y exploración efectuadas por el Plan NOA I Geológico Minero (Cravero, 1979).

Esta zona de alteración hidrotermal se localiza en el faldeo oriental de las nacientes de la quebrada del Chucula, al NE del cerro Azul.

Las rocas observadas en el área son brechas, intrusivos de composición dacítica y coladas andesíticas que integran el Complejo Volcánico La Hoyada. El área se destaca por una coloración amarillenta que resalta sobre el resto; esta anomalía de color se advierte tanto en las fotografías aéreas como en imágenes satelitales.

De manera general se identificaron fenómenos de alteración hidrotermal representados por silicificación y argilización. Esta última se caracteriza por

alunita y arcilla-sericita con silicificación asociada en grados variables. La jarosita tapiza cavidades o está asociada a alunita.

En niveles subyacentes, la alteración grada a sericítico-silíceo fuerte, con turmalina asociada en moderada intensidad. Ópalo coliforme rellena cavidades de la roca (Viruel, 1977).

La turmalinización es más intensa en los alrededores de la zona de fractura, coincidiendo con la mayor abundancia de pirita (Cravero, 1979).

La silicificación se presenta como fajas de sílice portadora de pirita de 1 a 2 m de potencia, que atraviesan las volcanitas con rumbo NS y NE-SO.

La alteración evidencia un fuerte control estructural, relacionado a la fractura de rumbo meridiano del Chucula.

Análisis geoquímicos del muestreo orientativo de esquirlas de roca determinaron anomalías entre 0,5 y 0,6 ppm Au.

Anomalía de la zona de la caldera de la laguna Amarga

En el borde oriental de la caldera de la laguna Amarga, Hongn *et al.* (1996) describieron una zona de alteración silíceo y arcillosa que afectó a las andesitas que sirven de roca de caja en las proximidades de un domo riodacítico colapsado en el interior de la caldera.

Muestras extraídas de la zona de alteración revelan contenidos de 0,15 y 0,16 ppm de Au.

Mediante el uso de imágenes satelitales se han identificado anomalías color que podrían corresponder a zonas de alteración hidrotermal, ubicadas entre los cerros Cóndor y El Peinado, en el interior de esta megacaldera.

Anomalías del Área de reserva N° 42 - Cazadero Grande Norte

Esta zona se localiza en el extremo noroccidental del valle de Chaschuil.

Cravero (1978) individualizó una secuencia predominantemente volcánica integrada dacitas, riolitas y brechas efusivas con intercalaciones de areniscas y conglomerados de edad ordovícica.

La parte superior de la secuencia, compuesta esencialmente por riolitas y riodacitas, está afectada por una fuerte alteración de origen hidrotermal que se manifiesta como silicificación y caolinización de los feldespatos. La mineralización de hierro (especularita y magnetita) se presenta diseminada,

rellenando microfracturas (*stockwork*) y como nódulos en guías y vetas de cuarzo.

Hongn *et al.* (1996) describieron en el sector noroccidental de la sierra de Las Planchadas una secuencia predominantemente volcánica con escasas intercalaciones de areniscas volcanoclásticas. Este paquete muestra niveles silicificados y con sulfuros.

Los mismos autores mencionaron sobre la margen nororiental del valle de Chaschuil un paquete constituido por lavas, brechas volcánicas, conglomerados, areniscas e intercalaciones de pelitas, afectado por una alteración silíceo, con pirita y limonitas diseminadas, en venillas y ocasionalmente tipo *stockwork*. Análisis químicos del muestreo preliminar realizado sobre este perfil arrojaron anomalías de Au muy regulares en el sistema (0,14 a 1,13 ppm).

Anomalía del Área de reserva N° 37 - Cueros de Purulla - Sector Vega de Cueros

En el extremo sudoeste de la sierra de Calalaste, al noroeste de la laguna de Purulla, fue detectada como consecuencia de los planes de exploración del NOA I Geológico Minero.

La litología consiste en metasedimentitas y volcanitas ácidas a mesosilíceas del Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas.

Los tipos más comunes de alteración son argilización, sericitización y silicificación, posiblemente generadas como producto de las soluciones póstumas del volcanismo.

Los cuerpos dacíticos tienen mineralización de tipo diseminada de pirita, especularita, escasa calcopirita y abundantes limonitas. En estudios de cortes pulidos se determinó además magnetita, titanomagnetita, ilmenita y oro (Segal, 1978).

Es muy frecuente la presencia de pequeñas venillas de cuarzo con especularita rellenas de fracturas en las metapelitas y metavolcanitas.

Tramo central de la sierra de Calalaste (Quebrada de Cortaderas)

En el flanco oriental del tramo central de la sierra de Calalaste, entre aproximadamente los 26° 00' de latitud sur, Hongn *et al.* (1998) describieron niveles pelíticos pertenecientes al Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas enriquecidos en sulfuros de origen volcanogénico.

Se registraron anomalías de 0,44% de Zn, 1,2% de Mn y 0,17% de Ba, vinculadas con la presencia de esfalerita, pirita, calcopirita y baritina.

Las litologías sedimentario-volcánicas ácidas muestran agregados lenticulares y venillas de cuarzo con o sin minerales opacos alojadas en sistemas de diaclasas. La mineralización consiste en pirita, esfalerita, oro nativo, calcopirita, óxidos de manganeso y de hierro.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

Dos Conos

La mina Dos Conos está situada en las proximidades del límite internacional con Chile, a una altura de 5300 m sobre el nivel del mar. Se accede por la ruta nacional 60 que conduce al paso San Francisco y desde allí por huella minera se recorren 9 kilómetros.

Es conocida desde el año 1967 y fue estudiada por Jurado Marrón (1979).

La litología de la región está representada por secuencias andesíticas y dacíticas, tobas, pumicitas y basaltos, que se disponen en forma de coladas y bancos horizontales.

La mineralización se localiza en la secuencia andesítica limitada entre la andesita inferior pardo rojiza y la superior que corona la secuencia piroclástica.

El azufre se presenta como granos e impregnaciones, también masivo, en vetillas y bolsillos que rellenan fracturas y en agregados granulados y terrosos alojados en los poros de las volcanitas.

El mineral se ha originado como producto de procesos solfatáricos y/o fumarólicos póstumos del volcanismo.

Las reservas medidas son de 14.300 t, con una ley de 18 a 20 % de azufre.

Evaporitas fósiles

Salar de Antofalla

Este gran cuerpo salino, de forma alargada en sentido norte-sur, se emplaza en un ambiente netamente volcánico y sólo parte de su superficie (extremo sur) está contenida en el ámbito de esta Hoja.

Es un salar aislado y sin antecedentes mineros. En el borde sudeste de la depresión, Seggiaro y Hongn (este trabajo) describieron importantes acumulaciones de sal de roca localizadas en los niveles

más altos de las facies distales de la Formación Si-jes.

El resto de su superficie está cubierta por una costra salina, con espesores de 0,50 m, encapado en partes por material detrítico.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Discordancia pérmico-terciaria en la sierra Filo Colorado

Se encuentra en el extremo norte de la sierra de Filo Colorado. Se accede hasta el pie de la sierra por el camino de ripio que une Antofagasta de la Sierra con la salina de Incahuasi.

Se trata de un sitio de interés estratigráfico en el que se observa el contacto discordante de ángulo bajo entre las formaciones Patquia de la Cuesta del Pérmico superior y Geste del Paleógeno.

Secuencia volcanosedimentaria ordovícica de la sierra de Calalaste

La quebrada Cortadera se sitúa en la sierra de Calalaste a 50 km al sudeste de la localidad de Antofagasta de la Sierra. Se accede por el camino de ripio que une Antofagasta de la Sierra con el salar de Antofalla.

El sitio presenta interés petrológico y estratigráfico ya que se trata de una secuencia volcano-sedimentaria ordovícica con presencia de rocas ultrabásicas en relación de contacto intrusivo y/o tectónico con pelitas y areniscas marinas. Este complejo exhibe, en algunos sectores, características de *melange*, razón por la cual fue interpretado por algunos autores como parte de una corteza oceánica incipiente. Asociados a este complejo se encuentran mineralizaciones de sulfuros intercaladas en pelitas.

Campo de la Piedra Pómez y caldera del cerro Blanco

Se ubica al sur de Antofagasta de la Sierra en el extremo sudoriental de la Hoja. A lo largo del recorrido desde la localidad de El Peñón hasta la caldera del cerro Blanco se observa un pasaje lateral de facies ignimbríticas, distales a proximales, con aumento en la participación y tamaños de componentes líticos y de pómez. En el borde de la caldera se acumulan bloques de rocas de caja y pómez de grandes tamaños formando un anillo periférico de brechas

coignimbríticas. Siguiendo el camino, a pocos metros hacia el sur, se arriba al borde de la caldera desde donde se aprecia la depresión encerrada entre paredes circulares en cuyo interior se encuentran depósitos piroclásticos de intracaldera y domos perlitizados correspondientes a las etapas finales de la actividad volcánica.

Volcán El Peinado y caldera Laguna Amarga

El punto de observación se sitúa sobre el camino que une la ruta del Paso San Francisco con el salar de Antofalla, al noroeste del cerro Peinado.

Se observa la depresión de la caldera Laguna Amarga, rellena por potentes depósitos de ignimbritas. En su interior se eleva el cerro Cóndor, con derrames de lavas andesíticas. Próximo al borde oriental de la caldera se encuentra el volcán El Peinado, centro monogénico de 1 Ma, cuyas lavas basálticas se derraman hacia el interior de la caldera.

Domo riolítico Cueros de Purulla

Se accede al mismo por camino inconsolidado que parte desde Antofagasta de la Sierra hacia la salina de Incahuasi.

Es un domo de obsidiana perlitizado de edad cuaternaria. Desde su ladera oriental se extienden, hacia el este, varios kilómetros de flujos de detritos producidos como consecuencia de sucesivos colapsos y explosiones durante el crecimiento del domo. Este domo constituye un yacimiento de obsidiana apto para su utilización en artesanías

Escarpa de falla en abanicos aluviales modernos

Se encuentran en el tramo sur del faldeo oriental de la sierra de Calalaste. Las escarpas de fallas directas, con inclinación hacia el oeste, producen un resalto topográfico de aproximadamente dos metros en abanicos aluviales cuaternarios con pendiente hacia el valle de Incahuasi.

Cabalgamiento cuaternario al oeste de la sierra Filo Colorado

En la parte central de la ladera occidental de la sierra Filo Colorado se dispone un sistema de cabalgamientos con la vergencia hacia el oeste. Uno de ellos, pone en contacto sedimentitas ordovícicas del

bloque colgante con conglomerados cuaternarios del yaciente. La zona de falla está definida por una brecha de varios metros de espesor dispuesta con una inclinación de 30° al este.

Inversión tectónica en Filo Colorado

Se accede al sitio por camino inconsolidado, a 30 km de Antofagasta de la Sierra rumbo a la salina de Incahuasi. Este sitio se destaca por su interés tectónico ya que se observa a lo largo de una misma

traza de falla relaciones de desplazamientos directo e inverso a partir de la localización del punto de desplazamiento nulo. La relación de inversión tectónica es evidente sobre el mapa geológico pero también es visible a escala de afloramiento sobre una quebrada que se encuentra en la parte media de la sierra. Esta estructura representa una antigua falla generada durante la extensión pérmica y luego reactivada a inversa durante la tectónica andina. La falla presenta una traza oblicua al rumbo general de la sierra Filo Colorado.

BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F., A. TOSELLI y F. DURAND, 1976. Estratigrafía y paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1:109-123. Tucumán.
- ALESSI, V. y R. ROBERT, 1962. Informe sobre las minas y zonas de alteración hidrotermal de La Hoyada. Dpto. Tinogasta, provincia de Catamarca. Subsecretaría de Minería. Inédito. Buenos Aires.
- ALONSO, R., 1996. Cenozoico Sedimentario (Puna). Memoria Hoja Geológica 2566-III. Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas. SEGEMAR. Buenos Aires.
- ALONSO, R. y E. FIELDING, 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). Resúmenes Tercera Jornada Argentina de Paleontología de Vertebrados. Buenos Aires.
- ALONSO, R., R. GUTIÉRREZ y J. VIRAMONTE, 1984. Megacueros salinos cenozoicos de la República Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:25-42. Buenos Aires.
- ALLMENDINGER, R., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. Geological Society of America Bulletin, 97(9):1070-1082.
- ALLMENDINGER, R.W., R.A. MARRETT, J.E. EREMCHUK y R.N. ALONSO, 1987. Deformación neotectónica de la Puna austral. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:235-238. San Miguel de Tucumán.
- ANGELELLI, V. y J. VALVANO, 1946. La fosgenita primaria del Salar del Plomo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(4):257-269. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., M.K. DE BRODTKORB, C.E. GORDILLO y H.D. GAY, 1983. Las especies minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. Buenos Aires.
- AURIEMMA, A., 1973. Informe preliminar petrográfico de muestras del Área de Reserva N° 38, La Hoyada. Secretaría de Minería. Inédito. Tucumán.
- BARNABÉ, J.F., 1915. Distrito Minero de Tinogasta, provincia de Catamarca. Secretaría de Estado de Industria y Minería. Inédito. Buenos Aires.
- BASSI, H., 1974. Inspecciones mineras, sector mina Fénix, Área de Reserva N° 13, La Borita. Provincia de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico. Subsecretaría de Minería. Inédito. Buenos Aires.
- BECCHIO, R., F. LUCASSEN, G. FRANZ y J. VIRAMONTE, 1997. Condiciones P-T del basamento metamórfico de alto grado. Borde oriental de la Puna Austral argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, 2:1220-1224. Antofagasta.
- BLASCO, G., L. VILLAR y E. ZAPPETTINI, 1996. El complejo ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina, Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:653-667. Buenos Aires.
- BLOOM, A.L., 1991. Geomorphology. A systematic analysis of late cenozoic landforms. Ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 532 p.. New Jersey.
- CRAVERO, O.V., 1978. Informe Final del Área de Reserva N° 42 Cazadero Grande Norte. Provincia de Catamarca. NOA I Geológico Minero. Secretaría de Estado de Minería. Inédito. Tucumán.
- CRAVERO, O.V., 1979. Informe del Área de Reserva N° 38, La Hoyada. NOA I Geológico Minero. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito. Buenos Aires.
- CHINN, D. y B. ISACKS, 1983. Accurate source depths and focal mechanism of shallow earthquakes in western South America and New Hebrides island arc. Tectonics, 2:529-563.
- DONATO, E. y G. VERGANI, 1985. Geología del sector occidental de la Puna salteña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Gerencia de Exploración. Informe interno, 52 p., inédito.
- DURAND, F., A. TOSELLI, F. ACEÑOLAZA y J. ROSSI, 1994. Evolución geológica del sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Serie Monográfica y Didáctica N° 4, 77 p.. Tucumán.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., M. PÉREZ, I. BRISSON y L. ÁLVAREZ, 1991. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca de Paganzo. Depósitos marinos y continentales del Paleozoico superior en el oeste argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe interno, inédito. Mendoza.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., M. PÉREZ, I. BRISSON y L. ÁLVAREZ, 1993. Análisis de cuenca: técnicas aplicadas en la serie carbónico-pérmica del Paganzo. Boletín de Información Petrolera. Tercera época, 33:77-108. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. Revista Museo de La Plata, Sección Geología, 2. La Plata.
- GARDEWEG, M., C. MPODOZIS y J. CLAVERO, 1997. Mapa geológico de la Hoja Nevado Ojos del Salado. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 1:100.000. Versión preliminar, inédito.
- GODEAS, M., 1973. Informe petrográfico N° 531-543 de muestras del Área de Reserva N° 11 Flor de Puna. Provincia de Catamarca. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito. Tucumán.

- GRISSOM, G., S. DEBARI y L. SNEE, 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: Implications for Early Paleozoic Andean Tectonics. En: Pankhurst, R.J. y C.W. Rapela (Eds), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142:293-323.
- 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. Buenos Aires.
- HONGN, F.D., 1998. Estratigrafía. Basamento neoproterozoico-eopaleozoico. En: Hongn, F. y R. Seggiaro, 1998. Hoja Geológica 2566-III. Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR. Buenos Aires.
- HONGN, F. y R. SEGGIARO, 1998. Hoja Geológica 2566-III. Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR. Buenos Aires.
- HONGN, F.D., R.E. SEGGIARO y A. FOLGUERA, 1996. Blancos de exploración en la Hoja Paso de San Francisco, Catamarca. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, 1:35-39. Buenos Aires.
- HONGN, F., R. SEGGIARO, J. GUILLOU, M. GODEAS, S. SEGAL, N. PEZZUTTI y L. FERPOZZI, 1998. Geología y metalogénesis del Eopaleozoico del tramo central de la sierra de Calalaste, provincia de Catamarca. *Contribuciones Técnicas N° 22*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:595-607. Buenos Aires.
- JORDAN, T. 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.
- JURADO MARRÓN, H., 1979. Informe geológico minero de la mina "dos Conos", departamento Tinogasta. Provincia de Catamarca. Dirección Provincial de Geología y Minería de Catamarca. Inédito. Catamarca.
- 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 Geophysical Research*, 99:24323-24339.
- KRAEMER, B., D. ADELMANN, M. ALTEN, W. SCHNURR y K. ERPENSTEIN, 1999. Incorporation of the Pealeogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:157-182.
- LE CORRE, C. y E. ROSELLO, 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7:301-308.
- LIZÁRRAGA, A., 1973. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de Calalaste, zona La Borita, departamento Antofagasta de La Sierra. Universidad de Tucumán. Fac. de Ciencias Naturales. Seminario inédito. Tucumán.
- MARRETT, R., R. ALLMENDINGER, R. ALONSO y R. DRAKE, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7:179-207.
- MERCADO, M., 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Carta Geológica de Chile N° 56.
- MON, R. y F. HONGN, 1988. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43:348-342. Buenos Aires.
- MON, R. y F. HONGN, 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1):1-10. Buenos Aires.
- MON, R., F. HONGN y R. OMARINI, 1988. Estructura del basamento andino entre los paralelos 24° y 28° L.S. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:A/19-36. Santiago.
- MPODOZIS, C., S. KAY, M. GARDEWEG y B. COIRA, 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico cenozoico superior. Proyecto FONDECYT 190025. Informe de avance, inédito. Santiago, Chile.
- MPODOZIS, C., S. KAY, M. GARDEWEG y B. COIRA, 1997. Geología de la región del valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): Una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. 8° Congreso Geológico Chileno, 3:1689-1693. Antofagasta.
- NAVARRO GARCÍA, L.F., 1987. Evaluación Previa de la mina Dos Conos. Provincia de Catamarca. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito. Buenos Aires.
- NAVARRO GARCÍA, L.F. y G. CRUZ ZULOETA, 1998. Perfil Geológico Económico de la mina de Cobre La Borita. Dirección Nacional de Minería. Inédito. Buenos Aires.
- NEUGEBAUER, H. y H. MILLER, 1993. Las milonitas de la sierra de Fiambalá: Sutura oriental del Sistema de Famatina (Provincia de Catamarca, Argentina). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:32-38. Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E., 1971. Informe preliminar de la Hoja 10a-b, Cerro Aguas Dulces (provincia de Catamarca). Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito. Buenos Aires.
- OMARINI, R., R. MON, H. GOETZE, F. HONGN y R. MARRET, 1988. El basamento Precámbrico de la Puna austral: una llave para la interpretación tectónica de los Andes Centrales. 7° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:91-100. Belem, Brasil.
- PALMA, M., 1990. Geología del macizo de Antofalla en la Sierra del Campo Negro, Puna Catamarqueña. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:39-42. San Juan.
- PENCK, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama. *Abh. Math. Phys. Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, Leipzig*, 37(1). Ed. Nigar.
- PERALTA, E., 1973. Informe calcográfico N° 518 de muestras del Área de Reserva La Hoyada. Inédito. Secretaría de Minería. Tucumán.
- POTTER, G.M., 1975. Determinaciones mineralógicas en muestras del Cuerpo La Borita. PNUD. United States Department of the Interior. Bureau of Mines. Inédito.
- PREZZI, C., S. SINGER S. y R. ALLMENDINGER, 1998. Estudio Paleomagnético de rocas Cenozoicas aflorantes en Juncal Grande, Puna Catamarqueña, Argentina: Rotación local de Bloques. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 2:128-133. Buenos Aires.
- PROSERPIO, C., 1972. Informe preliminar de los mosaicos 17 C2,3,4,D3,4 y la parte norte de los mosaicos 22A3 y A4. (Correspondientes a la Hoja Geológica II a b, Cerro Peinado. Secretaría de Minería de la Nación. Informe interno, inédito. Buenos Aires.
- PROSERPIO, C., N. PEZZUTTI, S. SEGAL y M. GODEAS, 1989. Informe preliminar del levantamiento geológico del área "La Hoyada", provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe interno, 32 p., inédito. Buenos Aires.
- PROSERPIO, C., H. RICCI, N. PEZZUTTI, M. GODEAS y S. SEGAL, 1992. Área La Hoyada, Provincia de Catamarca: Una Manifestación vetiforme polimetálica en la Puna Austral. En: Brodtkorb, M.K. de e I.B. Schalamuk (Eds.), *Actas Primera Reunión de Mineralogía y Metalogénia*.

- Primera Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad de La Plata, Publicación N° 2:219-236. La Plata.
- RICCI, H.I., 1974. Informe del Área de Reserva N° 13 La Borita. Provincia de Catamarca. Plan NOA I. Secretaría de Estado de Minería. Inédito. Tucumán.
- RICCI, H.I., 1983. Nueva manifestación cuprífera en rocas calcáreas en la Puna Catamarqueña. República Argentina. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, 2:601-616.
- RICCI, H., H. VALLADARES CARRILLO y H. JURADO MARRÓN, 1981. Informe final del Área de Reserva N° 38, La Hoyada. Provincia de Catamarca. Plan NOA I Geológico Minero. Secretaría de Estado de Minería. Inédito. Tucumán.
- RICCI, H., H. VALLADARES CARRILLO, N. PEZZUTTI, M. GODEAS y S. SEGAL, 1999. Distrito minero La Hoyada, Catamarca. En: Zappettini E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:1627-1636. Buenos Aires.
- RITTMANN, A., 1962. Volcanoes and their activity (transl. by E.A. Vincent). Ed. Wiley-Interscience, 305 p.. New York.
- ROJO, R., 1972. Geología de la región comprendida entre Nacimientos y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Seminario, 77p., inédito. Escuela Universitaria de Ciencias Naturales Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán.
- SEGAL, S., 1977a. Estudio calcográfico N° 788 de Muestras del Área de Reserva N° 38, La Hoyada. Secretaría de Minería. Inédito. Tucumán.
- SEGAL, S., 1977b. Estudio calcográfico N° 792 de muestras del Área de Reserva N° 39, Cerro Azul. Secretaría de Minería. Inédito. Tucumán.
- SEGAL, S., 1978. Estudio calcográfico de muestras del Área de Reserva N° 37, Cueros de Purulla. Secretaría de Minería. Inédito. Tucumán.
- SEGGIARO, R. y F. HONGN, 1999. Evolución orogénica y volcanismo cenozoico en el noroeste argentino. Acta Geológica Hispánica, 34(2-3):227-242.
- STELZNER, A. En: Angelelli, V., M.K. de Brodtkorb, C.E. Gordillo y H.D. Gay, 1983. Las especies minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional: 43. Buenos Aires.
- SUMMERFIELD, M., 1991. Global Geomorphology. Longman Scientific and Technical, 537 p.. Londres. Toselli, A., 1982. Criterios de definición del metamorfismo de muy bajo grado, con especial énfasis en el perfil de Falda Ciénaga, Puna de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37:205-213. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1961. Estratigrafía del nevado de Cachi y adyacencias. Acta Geológica Lilloana 3:191-226. Fundación Miguel Lillo. Tucumán.
- TURNER, J.C., 1963. Informe geológico correspondiente a la "Mina La Hoyada", Departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico. Informe interno, 24 p., inédito. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 99, 78 p.. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1967. Descripción geológica de las Hoja 13b, Chaschuil (Provincias de Catamarca y La Rioja). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 78 p.. Buenos Aires.
- TURNER, J.C. 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 142, 72 p.. Buenos Aires.
- VIRUEL, M.E., 1977. Estudio petrográfico N° 787 de muestras del Área de Reserva N° 38, La Hoyada. Secretaria de Minería. Inédito. Tucumán.
- ZAPPETTINI, E.O. y G. BLASCO, 1999. Hoja Geológica 2569-II. Socompa. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR. (versión preliminar). Buenos Aires.

Entregado en febrero de 1999

Aceptado en junio de 2000