

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Carta Minero-Metalogenética 2566-III **Cachi**



Provincias de Salta y Catamarca

Eulogio Ramallo y Víctor Bercheñi

Petrografía: Marta Godeas

Microscopía de minerales: Susana Segal

Geoquímica: Andrea Turel

Geofísica: María Dolores Álvarez y Javier Peroni

Supervisión: Marta Godeas



INSTITUTO DE
**GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**

 **SegemAR**
Servicio Geológico Minero Argentino

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

CARTA MINERO-METALOGENÉTICA 2566-III CACHI

PROVINCIAS DE SALTA Y CATAMARCA

E. Ramallo y V. Bercheñi

<i>Petrografía:</i>	Marta Godeas
<i>Microscopía de minerales:</i>	Susana Segal
<i>Geofísica:</i>	María Dolores Álvarez y Javier Peroni
<i>Geoquímica:</i>	Andrea Turel
<i>Supervisión:</i>	Marta Godeas

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Geól. Julio Ríos Gómez
Secretario Ejecutivo: Lic. Carlos G. Cuburu

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Eduardo O. Zappettini

DIRECCIÓN DE RECURSOS GEOLÓGICO MINEROS

Director: Dr. Carlos J. Herrmann

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Ramallo, E. y Bercheñi, V., 2015. Carta Minero-Metalogenética 2566-III Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín nº 417, 97p, Buenos Aires.

Fotografía de tapa: Mina Incahuasi. Vista del antiguo campamento.

ISSN 0328-2333

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



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina
Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100
www.segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2017

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. SÍNTESIS GEOLÓGICA, INTERPRETACIÓN GEOTECTÓNICA Y UNIDADES TECTONOESTRATIGRÁFICAS	4
3. METALOGÉNESIS	11
3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS	11
3.1.1. BERILIO	11
Pegmatitas graníticas con berilo	11
3.1.2. COBRE	13
Grupo Cortaderas	13
Don Alberto	15
Prospecto Inca Viejo	16
Brealito	20
El Monte	20
Prospecto Vallecito	22
Prospecto Vicuña Muerta	24
3.1.3. LITIO	28
Salar del Hombre Muerto	29
Sal de Vida	32
Salar de Ratones	33
Salar de Diablillos	34
Salar de Antofalla	34
3.1.4. NIOBIO-TANTALIO	35
Pegmatitas portadoras de Nb y Ta del extremo sur del distrito	
El Quemado; María Isabel y María Eugenia	35
3.1.5. ORO	36
Depósitos vetiformes de oro del distrito Incahuasi	36
Mina Incahuasi	37
Mina Antonito	40
Distrito minero Diablillos	42
Prospecto El Oculto (Cerro Bayo de Diablillos)	43
Prospecto Cerro Blanco	45

Prospecto Cóndor Yacu	47
Prospecto Soroche	49
3.1.6. PLOMO	51
Mina Titi Orko y otras	51
Mina Incauca y otras	51
Vulcano	52
3.1.7. URANIO Y VANADIO	52
Don Bosco	52
Prospecto Diamante-Los Patos	53
3.2. FAJAS METALOGENÉTICAS	56
Faja PRE-PAM2	57
Faja SIN-OST	57
Faja SIN-OS	57
Faja POS-AM-TN1	58
Faja POS-AM-TN2	59
Faja POS-PAM7	60
3.3. METALOTECTOS	60
Metalotectos litológicos	60
Metalotectos estructurales	61
3.4. ANOMALÍAS	62
3.4.1. ANOMALÍAS GEOQUÍMICAS	62
Introducción	62
Análisis factorial	62
Interpretación de los factores	64
Mapas de índices de mineralización	69
Interpretación	69
3.4.2. ANOMALÍAS GEOFÍSICAS	76
3.4.2.1. Magnetismo	76
3.4.2.2. Espectrometría de Rayos Gamma	78
4. HISTORIA METALOGENÉTICA	80
5. CONCLUSIONES	83
6. FICHAS MINA	85
7. BIBLIOGRAFÍA	94

RESUMEN

La metalogénesis de la Carta Minero-Metalogenética Cachi está relacionada con la historia geológica y la evolución geotectónica de la Puna Austral, la Subprovincia de las Cumbres Calchaquies o tramo sur de la Cordillera Oriental y el extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, que son las principales unidades morfoestructurales que la conforman.

En el área de la Carta, se ubicaron 40 depósitos de minerales metalíferos de distintas características y magnitudes, apuntando fundamentalmente a determinar su modelo genético. Entre ellos se destacan, dentro del ámbito de la Puna, los depósitos de tipo pórfiro de Cu (Au), sistemas epitermales de alta sulfuración anómalos en Au, Ag y Cu, sistemas vetiformes de Pb, Ag y Zn y brechas intrusivas hidrotermales con anomalías auríferas, todos vinculados al magmatismo mioceno, tales como Inca Viejo y los que conforman el distrito minero Diablillos. Son importantes también los filones de cuarzo aurífero de las minas Incahuasi y San Antonito y otras manifestaciones menores, sobre los que se desarrollaron operaciones mineras de cierta envergadura. Se describen las cuencas evaporíticas endorreicas de retroarco, formadas en el Pleistoceno-Holoceno, en las que se registran acumulaciones de salmueras enriquecidas en litio, potasio y otros metales ligeros, particularmente la del salar del Hombre Muerto, desde donde se recupera cloruro y carbonato de litio en la única operación minera en actividad dentro del ámbito de la Carta. También en la Puna se destacan las manifestaciones de U en ignimbritas pliocenas del cerro Galán, ubicadas en la cuenca del río de los Patos y los indicios de Cu sedimentario de Cortaderas.

En el ámbito de Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, las expectativas mineras son menores, mencionándose los prospectos con contenidos de Cu de Vallecito y Brealito, las pegmatitas portadoras tanto de berilo como de Nb-Ta y varios indicios vetiformes menores de Cu y Pb sin expectativas económicas.

Se delimitaron seis fajas metalogenéticas que según el orden cronológico son:

- 1) Faja preacrecional, dentro del terreno Pampia (**PRE-PAM2**), relacionada a un magmatismo extensional de retroarco ordovícico inferior, representado por trondhjemitas, granitos, granodioritas y pegmatitas complejas que se incluyen en la Formación Cachi, estas últimas portadoras de Nb-Ta-Bi-Li y otros elementos.
- 2) Faja sinacrecional (**SIN-OST**), vinculada a una

secuencia sedimentaria marina ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano), reconocida como Formación Falda Ciénaga, donde hay vetas de cuarzo con contenidos auríferos.

- 3) Faja sinacrecional (**SIN-OS**), relacionada al episodio magmático sintectónico de edad ordovícico-silúrica inferior, representado por el Complejo Eruptivo Oire, al que se vinculan pegmatitas con berilo, alojadas tanto en rocas del propio Complejo, como en metamorfitas y esquistos sillimaníticos del Complejo Metamórfico Río Blanco.
- 4) Faja vinculada al arco magmático neógeno (**POS-AMTN1**), del Mioceno, representado por cuerpos subvolcánicos de pórfiros dacíticos a riolíticos de la Formación Inca Viejo. A esta unidad se vinculan depósitos de tipo pórfiro de Cu (Au), sistemas epitermales de alta sulfuración anómalos en Au, Ag y Cu, sistemas vetiformes de Pb, Ag y Zn y brechas intrusivas hidrotermales con anomalías en Au.
- 5) Faja vinculada al magmatismo de arco neógeno (**POS-AMTN2**), dentro de la que se ubican las ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Galán, cuya edad corresponde al Plioceno superior y donde se localizan manifestaciones de U volcanogénico.
- 6) Faja que se relaciona con las cuencas evaporíticas endorreicas de la Puna (**POS-PAM7**), formadas en el Pleistoceno-Holoceno, en las que se registran acumulaciones de salmueras enriquecidas en litio, potasio y otros metales ligeros.

Se definen distintos metalotectos que por sus características pueden clasificarse como litológicos y estructurales.

Entre los metalotectos litológicos se mencionan las trondhjemitas y granitos de la Formación Cachi, con las que se relacionan las pegmatitas portadoras de Nb, Ta y Bi de la sierra de Cachi. También como metalotectos litológicos se consideran los pórfiros dacíticos y riolíticos de edad miocena de la Formación Inca Viejo, a los que se vinculan distintas mineralizaciones de tipo pórfiro de Cu (Au), epitermales de alta sulfuración con contenidos de Au y brechas intrusivas auríferas y las ignimbritas dacíticas pliocenas del cerro Galán con contenidos anómalos de U.

Como metalotectos estructurales se consideran dos sistemas de fracturas regionales principales. Uno tiene orientación aproximada norte-sur, representado por una megafaja de cizalla de rumbo general

norte-sur, formada durante el Neoproterozoico y Paleozoico inferior con reactivaciones sucesivas durante el Mesozoico y Cenozoico; se extiende desde el extremo norte del salar de Centenario hasta el sector nororiental del salar del Hombre Muerto y más al sur, reconocida también como lineamiento Diablillos-Cerro Galán. El otro sistema, de orientación noroeste-sureste, forma parte del lineamiento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro.

En el borde occidental de la Carta, en el ambiente de la Puna, se presenta una secuencia sedimentaria marina ordovícica (Lanvirniano-Llandeiliano), designada Formación Falda Ciénaga; en ella afloran gran cantidad de vetas y vetillas de cuarzo, en las que en algunos casos (Incahuasi y San Antonito) aparecen concentraciones auríferas de consideración. Las vetas mencionadas pueden considerarse metalotectos mineralógicos significativos en relación a las concentraciones auríferas mencionadas.

ABSTRACT

The Metallogeny of the Cachi Metallogenic Sheet is related to the geological history and geodynamic evolution of the Southern Puna, the Cumbres Calchaquies Subprovince or the southern section of the Cordillera Oriental and the northern section of the North Western Sierras Pampeanas, which are the main morphostructural units of the region.

In the Sheet area, forty ore deposits with different magnitude and characteristics were located, pointing to define their genetic model. Among them, in the Puna region, Cu (Au) porphyry-type deposits, Au, Ag and Cu high-sulphidation epithermal systems, Pb, Zn and Ag vein-like systems and intrusive hydrothermal breccias with gold anomalies are stood out; all of them are related to Miocene magmatism, such as Inca Viejo and those belonging to Diablillos mining district. The Au bearing-veins of Incahuasi and San Antonito mines, and other minor occurrences, all of them having had mining explorations of certain importance, are also important. Pleistocene-Holocene backarc evaporitic endorreic basins are described, in which there are accumulations of Li, K and other light metals enriched brines, especially the Salar del Hombre Muerto, where lithium chloride and carbonate are recovered in the unique active mining operation of the Sheet. Also in the Puna, uranium occurrences in the Pliocene Cerro Galán ignimbrites, located in the Río de los Patos basin, and Cortaderas sedimentary copper occurrences are stood out.

In the Eastern Cordillera and Sierras Pampeanas

areas, mining expectations are minor, mentioning Vallecito and Brealito prospects with copper contents, as well as berilium- and Nb-Ta-bearing pegmatites, and several Cu-Pb minor vein-like occurrences without economic expectations.

Six metallogenic belts were delineated; following the chronological order they are:

- 1) Preaccretional metallogenic belt within Pampia terrain (**PRE-PAM 2**), related to an extensional Lower Ordovician backarc magmatism, represented by trondhjemitic, granites, granodiorites and complex pegmatites included in Cachi Formation, being the last ones Nb-Bi-Ta-Li-other elements-bearing pegmatites
- 2) Sinaccretional metallogenic (**SIN-OST**), linked to an Ordovician marine sedimentary sequence (Lanvirniano-Llandeiliano), recognized as Falda Ciénaga Formation; there are quartz veins with gold contents.
- 3) Sinaccretional metallogenic belt (**SIN-OS**), related to the Ordovician-Lower Silurian syntectonic magmatic episode, represented by Oire Eruptive Complex. Beryl pegmatites are linked to the Complex, settled both in the Complex rocks, as well as in metamorphic rocks and sillimanite schists of the Río Blanco Metamorphic Complex.
- 4) Metallogenic belt linked to the Neogene magmatic arc (**POS-AMTN1**), occurred in the Miocene, represented by subvolcanic dacitic bodies of rhyolitic porphyries of the Inca Viejo Formation. To this unit, porphyry-type deposits of Cu (Au), epithermal high-sulphidation systems anomalous in gold, silver and copper, Pb, Zn and Ag vein-like systems and hydrothermal intrusive breccias with gold anomalies are linked.
- 5) Metallogenic belt linked to the Neogene magmatic arc (**POS-AMTN2**). In this belt, dacitic ignimbrites of the Cerro Galán Volcanic Complex are placed; their age is Upper Pliocene, and they bear volcanogenic uranium occurrences.
- 6) Metallogenic belt related to endorreic evaporitic basins of the Puna (**POS-PAM7**), occurred in the Pleistocene-Holocene, in which accumulations of lithium, potassium and other light metals-bearing brines are recorded.

Several lithological and structural metalotects were defined.

Among the lithological metalotects, trondhjemitic and granites of the Cachi Formation are mentioned, related to Nb, Ta and Bi-bearing pegmatites in the Cachi hill. Also dacitic and rhyodacitic porphyries of the Miocene Inca Viejo Formation are considered as

lithological metallotectos; they are linked to different mineralization types: porphyry copper (Au), high-sulfidation epithermal with Au contents and Au-bearing intrusive breccias, as well as Pliocene dacitic ignimbrites of the Cerro Galán with anomalous U contents.

As structural metallotects, two major regional fracture systems are considered. One of them has an approximate north-south direction, and is represented by a shear megabelt with a general north-south trend; it was formed during the Neoproterozoic and Lower Paleozoic, with successive reactivations during the Mesozoic and Cenozoic; it extends from the northern end of the salar de Centenario up to the northeastern sector of the salar del Hombre Muerto and further south. This regional fracture system is also known as Cerro Galán-Diablillos. The other system has a northwest trend, and is part of the transverse Molinos-Ratones-Cerro Navarro fracture system.

On the western edge of the Chart, in Puna environment, the Ordovician marine sedimentary sequence called Falda Ciénaga Formation appears (Llanvirnian-Llandeilian), in which several quartz veins and veinlets crop out. In some of them

(Incahuasi y San Antonito) there are important gold-bearing concentrations. These veins can be considered as significant mineralogical metallotects in relation to the mentioned gold-bearing concentrations.

1. INTRODUCCIÓN

La superficie de la Carta Minero-Metalogenética 2566-III, Cachi, a escala 1:250.000, está delimitada por los paralelos de 25° 00' y 26° 00' de latitud sur y los meridianos de 66° 00' y 67° 30' de longitud oeste (fig. 1). Incluye regiones de las provincias de Salta (departamentos La Poma, Molinos, San Carlos y Los Andes) y Catamarca (departamento Antofagasta de la Sierra). La superficie total de la Carta es de 16.523,6 kilómetros cuadrados.

Para su ejecución se tomó como base la Hoja Geológica Cachi (Hongn y Seggiaro, 2001). Se utilizó información de distintos autores que figuran en el listado bibliográfico correspondiente, particularmente relativa a los depósitos minerales existentes en el ámbito de la Carta, como así también aquella obtenida durante las distintas comisiones de campaña realizadas en la región y los trabajos referidos a carto-

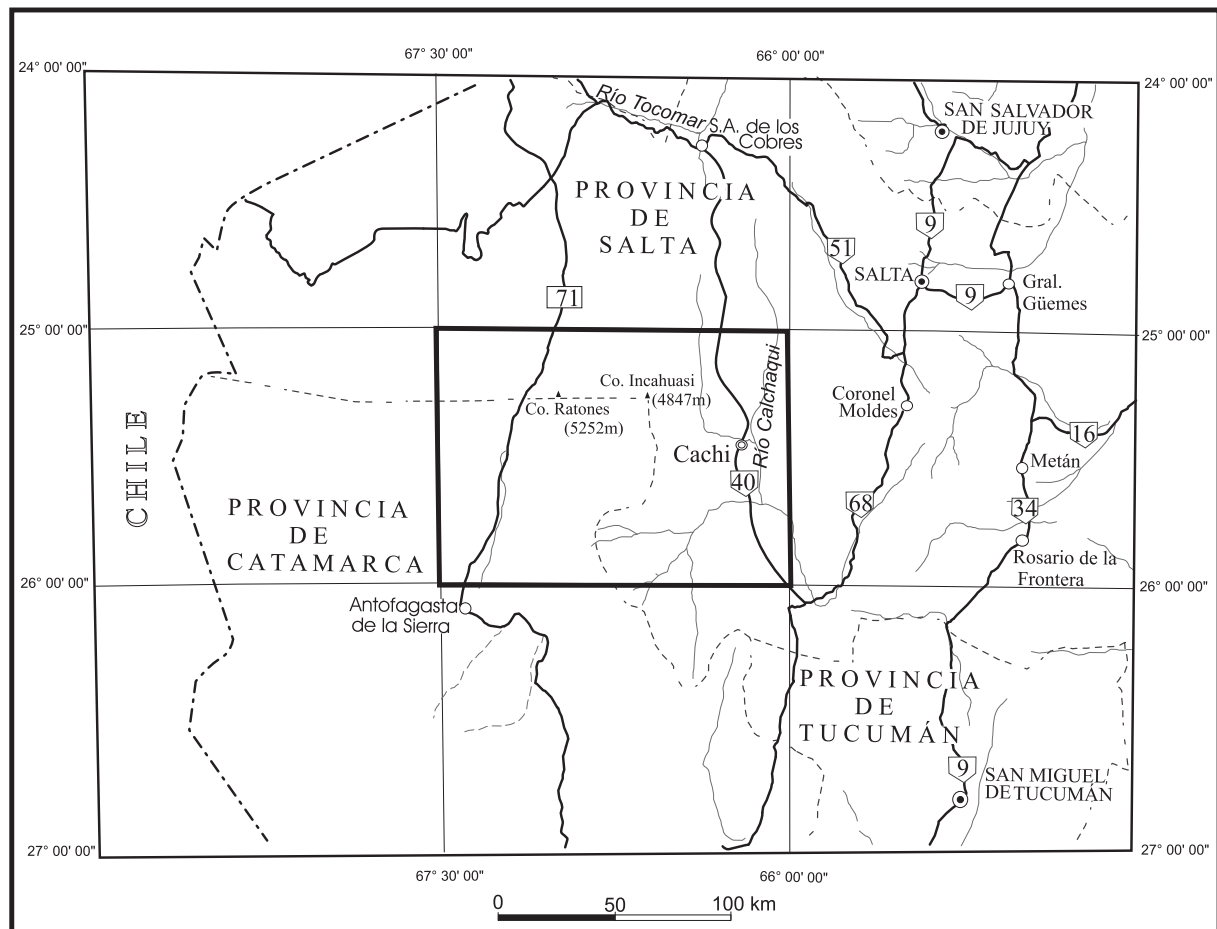


Figura 1. Mapa de ubicación de la Carta

grafía, petrografía, calcografía, geoquímica, geofísica y análisis químicos realizados en distintos sectores del SEGEMAR.

Los 47 depósitos metalíferos reconocidos en la Carta se ubicaron mediante GPS, o a partir de las imágenes de Google Earth, del mapa de ubicación de depósitos y áreas favorables correspondiente a la Hoja Geológica Cachi y de otros trabajos consultados.

De la información disponible en el ámbito de la Carta, particularmente en lo que se refiere a exploración minera, se destaca aquella generada durante la realización del Plan de Exploración NOA I Geológico-Minero, tanto de la Dirección General de Fabricaciones Militares como de la Secretaría de Minería de la Nación, en la década del '70, en especial la que figura en los informes de Áreas de Reserva. Entre los numerosos trabajos de distintos autores consultados se citan, entre otros, los correspondientes a Sillitoe (1971, 1977), González (1973, 1985, 1991, 1999), Morello (1973), Angelelli (1984), Sureda *et al.* (1986), Chabert (1999), Chacón (1999), Zappettini (1999a y b) y Sureda (2002). A los fines de la clasificación de los depósitos, se siguió la establecida por Zappettini (1999c).

Durante la década del '90 y más recientemente, varias empresas tomaron opciones de exploración de distintos proyectos mineros, entre los que se destacan Inca Viejo, Vicuña Muerta, Soroche, Diablillos, Cerro Blanco, Cóndor Yacu y Brealito, aunque en ninguno se produjeron desarrollos mineros.

Por último, cabe mencionar que a la fecha la única operación minera en actividad referida a elementos metálicos ubicada en la Carta es el proyecto Fénix de la empresa Minera del Altiplano (grupo FMC), donde se recuperan carbonato y cloruro de litio a partir de las salmueras presentes en el salar del Hombre Muerto.

2. SÍNTESIS GEOLÓGICA, INTERPRETACIÓN GEOTECTÓNICA Y UNIDADES TECTONOESTRATIGRÁFICAS

La superficie de la Carta Minero-Metalogenética Cachi abarca parte de las provincias geológicas Puna y Cordillera Oriental, con rasgos geomorfológicos, estructurales y litológicos característicos.

El sector centro-occidental, que cubre aproximadamente el 60% de la superficie total de la Carta, corresponde a la Puna Austral, caracterizada por una serie de cordones montañosos que separan

grandes depresiones aluvionales, que en algunos casos están ocupadas por cuencas salinas. El resto corresponde a la Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes, comprendiendo también el extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. Está representada por un paisaje de cordones montañosos alineados según rumbo norte-sur con valles intermedios, por donde corren los principales ríos de la región. Los flancos occidentales de los valles de Luracatao, Colomé, Tacuil y Hualfín determinan, aproximadamente, el límite entre ambas regiones.

La información referida a la evolución de la historia geológica de la región, vinculada a los distintos ciclos diastróficos acontecidos durante el Proterozoico superior y el Fanerozoico, fue sintetizada de Hongn y Seggiaro (2001). Esa información permitió definir 17 unidades tectonoestratigráficas, surgidas de la reclasificación y agrupamiento de las unidades litoestratigráficas definidas por los mismos autores.

Los elementos litológicos más antiguos localizados en la parte central y occidental de la Carta corresponden a unidades de un basamento neoproterozoico heterogéneo, cuyas edades y relaciones mutuas no son bien conocidas; por lo tanto no es posible precisar aspectos de su evolución. Se las considera como integrantes de un basamento anterior a la Formación Puncoviscana, que fue afectado por las deformaciones correspondientes a la Fase Tilcárica del Ciclo Pampeano. Las unidades litológicas que se incluyen dentro de este basamento corresponden a la Formación Pachamama, compuesta por esquistos y gneises (para y ortogeneises), con intercalaciones menores de calizas y anfíbolitas, que afloran en los contrafuertes orientales y sudorientales del salar del Hombre Muerto. Entre las cumbres de Luracatao por el norte y las sierras de Vázquez por el sur, se extienden extensos afloramientos de esquistos sillimaníticos, metacuarcitas, filitas, pizarras y esquistos que conforman el Complejo Metamórfico Río Blanco. En el ángulo noroeste de la Carta, en el extremo norte del salar de Antofalla, afloran, en superficies considerablemente menores a las correspondientes a las unidades mencionadas anteriormente, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos anfibólicos y anfíbolitas incluidos dentro de la unidad Metamorfita Antofallita. Estas tres unidades litológicas fueron agrupadas en una unidad tectonoestratigráfica conformada por un basamento metamórfico referido al Proterozoico superior y definida como **PeN bm**.

Hacia la parte oriental de la Carta, en el ambiente de Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes, durante el Neoproterozoico y pro-

blemente hasta el Eocámbrico, en una cuenca de margen pasivo vinculada a abanicos submarinos se depositó una potente sucesión de sedimentitas marinas turbidíticas (grauvacas, areniscas y pelitas) con algunas intercalaciones volcánicas alcalinas que indicarían cierta actividad distensiva intracontinental. El conjunto corresponde a la Formación Puncoviscana, que muestra plegamientos muy marcados y un metamorfismo termodinámico regional de bajo grado (epi y anquimetamorfismo) vinculado a la Fase Tílica.

Intruyeron a la secuencia sedimentaria los granitoides de la Formación Cachi y más hacia el sur la Tonalita Las Viñas durante el Ordovícico. Se produce entonces un aumento considerable en el gradiente geotérmico, que afecta a los metasedimentos de la Formación Puncoviscana, originándose un conjunto de metamorfitas que se incluyen en la Formación La Paya. De acuerdo a las características de las metamorfitas originadas, se pueden distinguir dos sectores, hacia el norte del río Luracatao, en las cumbres de Brealito, afloran filitas, esquistos moteados, esquistos nodulares, gneises y migmatitas, mientras que hacia el sur de Molinos las metamorfitas están representadas por filitas, esquistos, metacuarcitas y gneises. A ambas unidades litológicas se las incluye dentro de la unidad tectonoestratigráfica **PeNei bm**.

El magmatismo mencionado, emplazado en un ambiente extensional de retroarco (Hongn *et al.*, 2014), se manifiesta en el sector nororiental de la Carta, hacia el oeste de la localidad de Cachi y en las cumbres de Brealito. Está representado por las trondhjemitas, granitos, granodioritas y pegmatitas de la Formación Cachi, a la que también estarían vinculadas las volcanitas ácidas que afloran en la margen occidental del valle de las Cuevas, dentro de los metasedimentos de la Formación Puncoviscana. Como ya se mencionó, el aumento del gradiente térmico ocasionado por este magmatismo produce las metamorfitas de la Formación La Paya. La Tonalita Las Viñas, que aflora en el sector sudeste de la Carta y e intruye a metamorfitas de la Formación La Paya, se vincularía a este arco magmático. Estas unidades magmáticas conforman la unidad tectonoestratigráfica **Oi m RA γ**.

Tanto espacial como temporalmente vinculadas a las trondhjemitas de la Formación Cachi, al oeste de la localidad de Cachi, afloran pegmatitas complejas de dimensiones considerables.

En la Puna, en el sector NO de la Carta, al norte y sur del salar de Tolillar, afloran niveles sedimentarios marinos conformados por grauvacas y pelitas con anquimetamorfismo reconocidos como Forma-

ción Tolillar, a los que se les asigna edad tremadociana. Los mismos fueron depositados sobre una corteza adelgazada con desarrollo local de un fondo oceánico representado por diques de gabros y dioritas del Complejo Básico Ojo de Colorados. Tanto los sedimentos marinos como las volcanitas ultrabásicas se incluyen dentro de la unidad tectonoestratigráfica **Oi c e μ**.

Vinculados al levantamiento producido por la fase de deformación Guandacol del Ordovícico, se depositaron potentes niveles turbidíticos, con algunas intercalaciones conglomerádicas correspondientes a la Formación Falda Ciénaga, en una faja relativamente estrecha de rumbo NNE, ubicada en el ambiente de Puna; de norte a sur incluye la sierra de los Ratones, el cordón del Gallego, las sierras de Incahuasi y Falda Ciénaga y las serranías cercanas a Paicunqui, en el rincón sudoccidental de la Carta. Se trata de una secuencia de edad llanvirniana-llandeiliana, compuesta por grauvacas y pelitas con intercalaciones de areniscas cuarzosas, incluyendo por sectores lavas dacíticas y areniscas volcánicas, afectada por anquimetamorfismo. Es característica dentro de la secuencia sedimentaria la presencia de gran cantidad de vetas de cuarzo vinculadas a fenómenos de secreción metamórfica y dilatación ocurridos durante el metamorfismo de las secuencias pelítico-grauváquicas a partir de la fase de deformación Oclóyica. La secuencia sedimentaria constituye la unidad tectonoestratigráfica **Oi c**.

En el rincón NO de la Carta, en el cerro Cortaderas, aflora como núcleo de un anticlinal formado por sedimentitas continentales cenozoicas, un cuerpo intrusivo caracterizado como un granito calcoalcalino, de tonos grises y rosados, conocido como Formación Cortaderas. Si bien no hay datos respecto a la edad del intrusivo, el mismo podría vincularse a rocas similares de la Formación Navarro, asignada al Ordovícico, que afloran más al norte, intruyendo a sedimentos ordovícicos (Blasco y Zappettini, 1995). La roca granítica define la unidad tectonoestratigráfica **O am γ**.

En el Paleozoico inferior, en el borde oriental de la Puna y más localmente en sectores de la Cordillera Oriental, se manifiesta una importante actividad magmática representada por el Complejo Eruptivo Oire, cuyos afloramientos se disponen como una faja de rumbo general norte-sur que supera los límites de la Carta tanto hacia el norte como hacia el sur. El Complejo fue definido como un basamento ígneo-metamórfico conformado por unidades de litologías y edades diferentes (Viramonte *et al.*, 1993; Hongn, 1994; Mon

y Hongn, 1996) habiéndose podido individualizar distintas fases dispuestas a modo de fajas subparalelas al rumbo general del conjunto. Se identifica así una fase de granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricos, con o sin metamorfismo. Otra fase incluye granitos y granodioritas de grano grueso, caracterizados por la abundancia de megacrístales de feldespato potásico; están en parte greisenizados, con intensa pegmatización, con o sin metamorfismo (fig. 2). Una tercera fase, de escaso desarrollo, está compuesta por gabros y dioritas. La secuencia finaliza con una fase de rocas filonianas compuesta por pegmatitas, aplitas y lamprófiros y por último una fase de leucogranitos de magnitud reducida. El conjunto se incluye dentro de la unidad tectonoestratigráfica **OSSI TA 71.**

Se incorporan también a esta unidad tectonoestratigráfica el Granito La Angostura, formado por granitos de color gris y pegmatitas, cuyos afloramientos se reconocen en la margen occidental del río Calchaquí, hacia el sur de Molinos; los granitos rosados de la unidad Granito Pucará que afloran al oeste de Angastaco; los granitos rosados y grises del Granito Altos del Cajón, cuyos asomos se localizan en Peñas Blancas, hacia el este de Jasimaná, en el rincón sudoriental de la Carta. A los tres se les atribuye edad ordovícica, y representan el magmatismo paleozoico de la Cordillera Oriental.

Dentro de las fases que integran el Complejo Eruptivo Oire y en otras unidades metamórficas neoproterozoicas, son numerosos los afloramientos de pegmatitas portadoras de mica y ocasionalmente de berilo, como las que se ubican al sur de las cum-

bres de Luracatao, entre Tacuil y el salar de Diablillos, particularmente en las cercanías de los cerros Incahuasi y Blanco, en el paraje Las Juntas y hacia el este del salar mencionado.

A partir de la Fase Oclóyica se produce el cierre de la cuenca ocupada por los sedimentos de la Formación Falda Ciénaga, ocurriendo en la región un largo hiatus que finaliza en el Cretácico inferior, con la fase extensiva que produce una cuenca de tipo *rift* intracontinental que se extiende hasta el Eoceno, originándose la secuencia sedimentaria del Grupo Salta. Durante la primera etapa del relleno sedimentario (*sinrift*) se depositan acumulaciones clásticas continentales representadas por areniscas y conglomerados rojos del Subgrupo Pigua (fig. 3). Posteriormente a la subsidencia mecánica se produce la subsidencia térmica, originándose las cuencas *postrift*, donde se depositan los niveles sedimentarios de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, representados por secuencias continentales fluviales, eólicas y lacustres con períodos de ingresiones marinas someras. En la parte oriental de la Carta, en el ámbito de la Cordillera Oriental, se localiza el borde más occidental de la cuenca del Grupo Salta, que incluye subcuencas menores con afloramientos en los cerros de la Lagunilla hacia el norte, Brealito-Molinos en el centro y Pucará hacia el sur. Los afloramientos del Grupo Salta ubicados en el flanco oriental del valle del río Calchaquí integran la subcuenca de Alemania, que se extiende hacia el este. Todas las unidades sedimentarias que conforman el Grupo Salta se incluyen dentro de la unidad tectonoestratigráfica **KSTPa c R.**



Figura 2. Granodioritas de grano grueso del Complejo Eruptivo Oire



Figura 3. Afloramientos del Subgrupo Pirgua al sur de la laguna de Brealito

En tanto continuaba la evolución de la cuenca *postrift* mencionada anteriormente, durante el Paleoceno-Eoceno, hacia el oeste, en ámbito de la Puna, en cuencas sinorogénicas de antepaís vinculadas a las primeras manifestaciones de la compresión andina, se depositaban, en discordancia angular sobre sedimentos marinos ordovícicos, planicies aluviales formadas por sedimentitas areno-conglomerádicas pertenecientes a la Formación Geste; esta unidad aflora en una faja estrecha entre el salar de Tolillar y el cordón del Gallego. Posteriormente en el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, hacia el oeste de la ubicación de los niveles de la Formación Geste, se deposita una secuencia de sedimentos continentales formada por conglomerados, areniscas y peli-

tas generalmente rojizas, con intrecalaciones de yeso y halita, en ambientes fluviales, eólicos y de lagos salinos identificada como Sedimentita Vizcachera. Estas unidades sedimentarias conforman la unidad tectonoestratigráfica **TPaTMm c A**.

En el ámbito de la Cordillera Oriental, durante el Eoceno, se produce la primera inversión del Grupo Salta. Probablemente los niveles de areniscas y conglomerados rojos, de origen fluvial, correspondientes a las Formaciones Luracatao y Quebrada de los Colorados, representen a los primeros depósitos sinorogénicos en la comarca, marcando el inicio de la depositación del Grupo Payogastilla que continúa hasta el Plioceno; incluyen los conglomerados y areniscas grises de la Formación Angastaco (fig. 4), las



Figura 4. Sedimentos continentales de la Formación Angastaco que afloran en el borde oriental de la Carta

areniscas, pelitas y conglomerados fluviales de la Formación Palo Pintado y los conglomerados de abanicos aluviales de la Formación San Felipe. Este conjunto de unidades litológicas continentales se agrupa en la unidad tectonoestratigráfica **TETPc d SO**.

El arco magmático de los Andes Centrales vinculado a la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana se manifiesta en la región en territorio chileno durante el Mesozoico superior-Cenozoico inferior; migra progresivamente hacia el este, y aparece durante el Eoceno-Oligoceno en la Puna occidental, y posteriormente a partir del Mioceno-Plioceno en la Puna oriental. En su conjunto está representado por la aparición de grandes estratovolcanes formados por lavas dacíticas y andesíticas, domos y cuerpos subvolcánicos dacíticos y riódacíticos y potentes acumulaciones de ignimbritas, culminando con derrames fisurales de lavas basálticas.

En el territorio ocupado por la Carta, en la región correspondiente a la Puna, durante el Mioceno medio, el arco magmático mencionado comienza a manifestarse por las volcanitas dacíticas y andesíticas referidas a la Formación Tebequíncho y la intrusión de cuerpos subvolcánicos (fig. 5) de pórfiros riolíticos y dacíticos, correspondientes a la Formación Inca Viejo; la ubicación se vincula a grandes zonas de cizalla, de rumbo norte-sur, con actividad recurrente, cuyo origen se remonta a eventos ocurridos en el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior, localizadas en las márgenes de la depresión donde se ubican los salares de Centenario y Ratones y más hacia el sur. Las ignimbritas dacíticas de la Formación Pucarilla, cuyos afloramientos se registran al sur de Hualfín,

en la Cordillera Oriental, se vinculan al Complejo Volcánico Pucarillas-Cerro Tipillas, de edad mioceña, cuyo centro efusivo está localizado más hacia el sur del límite meridional de la Carta. Todas las unidades litológicas mencionadas se agrupan dentro de la unidad tectonoestratigráfica **TMm am αp**.

La actividad volcánica modifica sustancialmente las condiciones climáticas de la Puna, originándose un régimen árido, de cuencas cerradas, con acumulaciones clásticas con intercalaciones evaporíticas de sal, yeso y boratos; el importante volcanismo sincrónico queda evidenciado en las intercalaciones de tobas e ignimbritas dentro de los sedimentos. Las Formaciones Catal y Sijes, que representan ese ambiente, conforman la unidad tectonoestratigráfica **TM c IA**.

A fines del Mioceno y comienzos del Plioceno, la actividad volcánica en la región se manifiesta con otro pico efusivo representado por las lavas de la Andesita Ratones, localizadas en el cerro homónimo, que junto a las dacitas de la Lava Real Grande vinculada a la ignimbrita Toconquis del cerro Galán, se incluyen dentro de la unidad tectonoestratigráfica **TMstPci av δ α**.

A fines del Plioceno en el sector centro-sur de la Carta se produce la extrusión de enormes cantidades de ignimbritas desde el cerro Galán (se estiman volúmenes del orden de 1.000 km³) (fig. 6), que da lugar al consiguiente colapso del aparato volcánico, originándose una de las calderas más extensas de la cordillera de los Andes. La misma se localiza a lo largo de dos fracturas regionales principales, de rumbo norte-sur, que marcan probablemente la continuidad hacia el sur de la zona de cizalla recurrente de rumbo norte-sur mencionada más arriba. El comple-



Figura 5. Cerro Bayo de Diablillos



Figura 6. Ignimbrita Cerro Galán. Río de los Patos

jo volcánico vinculado al cerro Galán comienza con la emisión de la ignimbrita Toconquis en el Mioceno superior. La estructuración de la caldera con la morfología actual ocurrió con la efusión de la Ignimbrita Cerro Galán, ya mencionada, dentro de la que se pueden distinguir la ignimbrita del centro resurgente, las lavas y domos post caldera del cerro Aguas Calientes y la ignimbrita dacítica, cuyos depósitos se disponen en extensos mantos distribuidos radialmente hasta 100 km del borde de la caldera. El Complejo Volcánico Cerro Galán en su conjunto constituye la unidad tectonoestratigráfica **TPcs av**.

En la Puna, durante el Pleistoceno, a partir de una etapa tectónica distensiva y vinculados al fallamiento directo, activo durante el cuaternario, representado por fallas de rumbo N, NNO y NE, se producen derrames fisurales, aparatos monegénicos y conos de escorias formados por rocas basálticas y andesítico-basálticas que se incluyen en la Formación Incahuasi, cuyos afloramientos están bien representados hacia el sur, oeste y noroeste del salar del Hombre Muerto. En general se trata de basaltos con fenocristales de olivina y clinopiroxeno y xenocristales de cuarzo y plagioclasa. Conforman la unidad tectonoestratigráfica **QPl av**.

La evolución tectónica, geomorfológica y climática de la Puna, a partir de la Fase Diaguita originó cuencas depositacionales intermontanas con drenaje endorreico, dando lugar a ambientes salinos típicamente continentales, representados por salares o menos frecuentemente por lagunas saladas con sus salinas estacionales. En la región puneña de la Carta se localizan las lagunas Caro, Diamante, Verde y otras, mientras que en las grandes depresiones cerradas se ubi-

can los salares del Hombre Muerto, Ratones, Diablillos, Tolillar y el extremo norte del salar de Antofalla. Las cuencas salinas mencionadas conforman la unidad tectonoestratigráfica **QPIQH c RA ev**.

Las aguas pertenecientes a los sistemas hidrogeológicos de la Puna generan salmueras con facilidad, es decir disoluciones acuosas de iones y coloides que en algunos casos alcanzan valores de hasta 300 g por litro. El estudio de la calidad y cantidad de los materiales disueltos recuperables ha permitido conocer la existencia de concentraciones importantes de metales alcalinos (Li, K, Mg, B) en las cuencas salinas.

En el sector de la Carta correspondiente a la Puna, dentro de los depósitos sedimentarios clásticos cuaternarios se distinguen depósitos terrazados, constituidos por gravas y arenas con intercalaciones delgadas de limos y arcillas y generalmente cenizas volcánicas y depósitos aluviales y coluviales o de pie de monte, formados por gravas arenas y arcillas. Se encuentran ampliamente distribuidos, pudiendo mencionarse por su magnitud el cono aluvial que desciende desde la sierra de los Ratones hacia el salar del mismo nombre. También se incluye en esta unidad a las calizas hidatogénicas vinculadas a fuentes termales ahora extinguidas, que formaron bancos de travertino como los que afloran en el extremo norte del salar de Antofalla, en el faldeo oriental de la cuenca del salar de Tolillar, en el borde occidental del Cordón del Gallego y en otros lugares.

En la Cordillera Oriental existen distintos sistemas aluviales que ocupan las laderas de los muy escarpados sistemas montañosos y las márgenes de los ríos que descienden hacia el río Calchaquí, colec-

tor principal que corre hacia el sur. Se diferencian por sus características distintos tipos de depósitos. Aparecen depósitos terrazados formados por conglomerados con intercalaciones de areniscas, pelitas y tobas, que incluyen bajadas aluviales antiguas con interdigitación de terrazas fluviales antiguas, correspondientes al Pleistoceno, y depósitos aluviales y coluviales actuales formados por gravas arenas y arcillas que en general cubren a los anteriores.

Los depósitos cuaternarios tanto de la Puna como de la Cordillera Oriental se incluyen dentro de la unidad tectonoestratigráfica **QPIQH c RA**.

El ordenamiento estructural de la región indica el accionar de diferentes eventos de deformación, acaecidos a través del tiempo, que en algunos casos generaron superposición de deformaciones. El registro estratigráfico permite identificar en la región estructuras neoproterozoico-eocámbricas, ordovícicas, cretácicas y cenozoicas. Las mismas se reflejan en el mapa de lineamientos (escala 1:750.000) que acompaña al mapa de la Carta. La información que sigue fue sintetizada de Hongn y Seggiaro (2001).

El primer evento de deformación considerado corresponde a la Fase Tilcárica que marca la culminación del Ciclo Pampeano y es responsable en gran parte de las complejas estructuras que presenta el basamento cristalino, aunque existen distintas opiniones al respecto. Mientras algunos autores indican que los efectos metamórficos de mediano a alto grado ocurridos en el basamento corresponden en su mayoría al Ciclo Famatiniano del Paleozoico, otros consideran que buena parte de esas estructuras se originaron en eventos más antiguos, es decir neoproterozoicos y eocámbricos.

Distintas características, tales como intensidad del metamorfismo, cambios estructurales y eventuales variaciones en la cronología de los procesos deformantes, permiten distinguir dentro del basamento dos franjas con diferencias estructurales. Una se ubica hacia el centro de la región y comprende a la Formación Pachamama y al Complejo Metamórfico Río Blanco, unidades que presentan una estructura neoproterozoica-eocámbrica muy compleja. La otra se localiza hacia la parte oriental de la región y está representada por la Formación Puncoviscana.

Las estructuras ordovícicas se originan a partir de la Fase Guandacólica, ocurrida a fines del Arenigiano y de la Fase Oclóyica, en el Ashgilliano, cercana al límite Ordovícico-Silúrico. Ambas fases de deformación forman parte de Ciclo Famatiniano.

Se considera que las estructuras presentes en las sedimentitas y leptometamorfitas ordovícicas de las Formaciones Tolillar y Falda Ciénaga se relacio-

nan principalmente con la Fase Oclóyica, aunque algunas de las deformaciones puedan haber ocurrido o haberse iniciado a partir de la Fase Guandacol. Las estructuras guandacólicas mejor definidas están representadas por las fajas de cizalla dúctil ubicadas en el Complejo Eruptivo Oire, en parte sintectónico y con esas edades. Plegamientos de rumbo N-S y corrimientos de grandes desplazamientos afectaron a las unidades ordovícicas y dieron lugar a zonas de cizalla frágiles y dúctiles, tanto en las litologías paleozoicas como en el basamento neoproterozoico.

Los efectos de la Fase Chánica, acontecida hacia el Devónico superior, no son perceptibles en la región correspondiente a la Carta, en virtud de la falta de representación que tienen los depósitos paleozoicos afectados por la misma.

Las fallas relacionadas a la extensión que originó la cuenca donde se depositó el Grupo Salta, particularmente los depósitos *sin-rift* del Subgrupo Pirgua, se refieren al Cretácico superior (Campaniano). Estas fracturas sufrieron distintas inversiones por efecto de la compresión cenozoica.

En el Eoceno se produce el primer episodio compresivo del Ciclo Ándico representado por la Fase Incaica, donde comienza la inversión del Grupo Salta. La Fase Pehuénchica, ocurrida en el Oligoceno superior, de carácter muy débil, no ha dejado prácticamente evidencias de su actividad. Las acumulaciones volcánicas y volcánicas, depositadas en el Mioceno medio, se relacionan al arco magmático vinculado a la Fase Quechua inicial. Posteriormente, en el Mioceno superior relacionado a la Fase Quechua principal se produce uno de los episodios compresivos de mayor significación en la región, que origina el levantamiento y engrosamiento cortical de la Puna. Referida al Plio-pleistoceno, se produce en la región la Fase Diaguita, fuertemente compresiva aunque de menor intensidad que la anterior, como lo prueba el hecho de que las unidades volcánicas miopliocenas presentan estructuras no muy pronunciadas en relación a las formaciones anteriores afectadas por la deformación Quechua. La tectónica ocurrida en el Cuaternario, con posterioridad a la Fase Diaguita, es principalmente distensiva aunque con características complejas.

En general los esfuerzos cenozoicos dieron origen a pliegues y fallas orientados con dirección N-S. Es posible advertir que en la región oriental de la Carta las estructuras presentan vergencia hacia el oeste, mientras que en la región occidental las vergencias son hacia el naciente.

Los lineamientos o estructuras de primera magnitud ubicadas en el ámbito de la Carta han sido de-

terminantes en la localización de la actividad volcánica y subvolcánica cenozoica, con la importancia metalogenética que ello implica, pudiendo distinguirse dos grupos de este tipo en función de su orientación: las que se ubican paralelas al rumbo del orógeno andino y las localizadas transversalmente al mismo.

Entre las estructuras de primera magnitud de rumbo norte-sur, Hongn (1995) definió una zona de cizalla (frágil, frágil-dúctil y dúctil) recurrente vinculada al tectonismo ocurrido en el Neoproterozoico y Paleozoico inferior, con reactivaciones sucesivas en el Mesozoico y Cenozoico; la zona se localiza entre el borde oriental de la depresión de Ratones y los contrafuertes occidentales de las cumbres de Luracatao, extendiéndose por el flanco occidental del salar de Diablillos y más al sur. La misma alcanza particular importancia en la metalogénesis de la región, ya que ha controlado la ubicación de una faja metalogenética, descrita más adelante, donde se localizan los prospectos con expectativas mineras más importantes de la Carta.

En relación a las estructuras transversales, orientadas según rumbo general NO-SE, se pueden señalar los lineamientos Molinos-Ratones-Cerro Navarro, península del Hombre Muerto-Cerro Loma Negra y Cerro Galán-Archibarca.

3. METALOGÉNESIS

3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

En el área de la Carta, particularmente en el sector correspondiente a la Puna Austral se encuentran un considerable número de depósitos de minerales metálicos de diversos tipos, características, orígenes e importancia económica, que en algunos casos han generado explotaciones mineras de marcada significación. Tal es el caso del proyecto Fénix, donde la empresa Minera del Altiplano (grupo FMC) obtiene carbonato y cloruro de litio a partir de las salmueras que saturan la cuenca del salar del Hombre Muerto. También, aunque en menor escala, cabe mencionar a las minas Incahuasi y San Antonito, cuyas vetas de cuarzo produjeron oro entre los años 1936 y 1945. Corresponde señalar también a varios prospectos con distintos niveles de exploración que presentan importantes zonas de alteración hidrotermal y mineralización diseminada, con características de pórfiros de Cu (Au) como Inca Viejo o epitermales de alta sulfuración con contenidos de Au y Ag, como Cerro

Blanco de Diablillos y Cerro Bayo de Diablillos y las brechas auríferas de Cóndor Yacu que conforman el distrito minero Diablillos. Son destacables las manifestaciones de U en ignimbritas, detectadas recientemente en el valle del río Los Patos, hacia el norte del cerro Galán. Aunque sin mayores expectativas económicas cabe señalar también a las manifestaciones estratoligadas de Cu Cortaderas, ubicadas en sedimentos continentales paleógenos en el sector noroccidental de la Carta.

Con respecto al sector oriental de la Carta, representado por el extremo sur de la Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquies, en función de los depósitos e indicios conocidos, las expectativas mineras son de menor envergadura. Se pueden señalar a las manifestaciones de berilo en pegmatitas de los cerros Incahuasi y Blanco y las ubicadas al naciente del salar de Diablillos. También vinculadas a pegmatitas son las manifestaciones de Nb-Ta y Bi, ubicadas en la sierra de Cachi que representan el extremo sur del distrito minero El Quemado, localizado hacia el norte de la Carta. Al oeste de Seclantás y al sur de Pucará, se ubican los prospectos con mineralización de Cu de Brealito y Vallecito, cuyas exploraciones no han arrojado resultados alentadores. Cercanas a la quebrada de La Paya y el cerro Incauca se mencionan algunas manifestaciones vetiformes de Pb y Cu que no presentan mayor importancia. Por último cabe mencionar, en el rincón nordeste de la Carta, una pequeña manifestación uranífera conocida como Don Bosco, que presenta características similares a los depósitos peneconcordantes de U ubicados hacia el sudeste, en la cuenca cretácica de El Tonco-Amblayo.

3.1.1. BERILIO

PEGMATITAS GRANÍTICAS CON BERILO

Generalidades

Los afloramientos de cuerpos pegmatíticos portadores de moscovita, turmalina y ocasionalmente berilo se localizan en su mayoría en la parte central de la Carta, hacia el sur de las cumbres de Luracatao, entre el valle del río Luracatao y el salar de Diablillos, apareciendo también en los faldeos de los cerros Incahuasi, Blanco y Guayitas y en las cercanías del paraje Las Juntas. Se han reconocido otras manifestaciones cerca de Compuel y en las serranías de Guaichar, al este del salar del Hombre Muerto. Si bien las expectativas económicas en cuanto a los contenidos de berilo no son significativas, en algunos casos se han realizado esporádicos trabajos de ex-

plotación a fin de recuperar ese mineral y moscovita, aunque a la fecha todos los depósitos están todos inactivos.

Entre los más conocidos se destacan las minas Patricia al sudoeste de Luracatao, Olga hacia el oeste de Las Juntas y Lorena en el borde oriental del salar de Diablillos.

Marco geológico

El Complejo Eruptivo Oire, al que se vinculan las pegmatitas graníticas portadoras de berilo, definido como una faja metalogenética, se dispone como una franja de rumbo norte-sur, en la parte central de la Carta, excediendo los límites de la misma tanto hacia el norte como hacia el sur, con un ancho medio

aproximado de 40 km, entre los meridianos 66°22' y 66°48'. El Complejo incluye varios tipos de litologías que se disponen a modo de fajas, en forma más o menos paralela al rumbo general de la franja antes mencionada. La fase con mayor extensión de afloramientos incluye granitos y granodioritas de grano grueso con megacrystales de feldespato potásico, que por sectores aparecen con metamorfismo o con pegmatización intensa (fig. 7 y 8). Se reconocen también granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas, que en casos pasan gradualmente a gneises miloníticos incluyendo fajas de sillimanita sintectónica, lo que indica metamorfismo de grado avanzado. Se encuentran también en el Complejo afloramientos menores de leucogranitos,



Figura 7. Pegmatita encajada en rocas del Complejo Eruptivo Oire. Se aprecia el núcleo de cuarzo y el feldespato potásico hacia los flancos



Figura 8. Pegmatitas con cuarzo, microclino, moscovita, turmalina y eventualmente berilo. Borde oriental de la cuenca del salar de Diablillos

dioritas y gabros (Hongn y Seggiaro, 2001).

Las pegmatitas portadoras de berilo y mica se alojan generalmente en rocas del propio Complejo Eruptivo Oire, como sucede hacia el este del salar de Diablillos (Lorena y otras), en las cercanías de Compuel y hacia el oeste de Luracatao, donde afloran las pegmatitas de las pertenencias Berilo I, II y III y Patricia. En los alrededores del paraje Las Juntas y en el cerro Blanco, en ambiente de Cordillera Oriental, se encuentran las pegmatitas Olga, El Toldo y otras que encajan en esquistos sillimaníticos del Complejo Metamórfico Río Blanco (Castillo y Suárez, 1982; Castillo *et al.*, 1986).

Geología de los depósitos

Las pegmatitas en general, se presentan como cuerpos tabulares o lenticulares, con rango muy variado de dimensiones y formas, pudiendo alcanzar en algunos casos gran desarrollo, con potencias medias van de pocos metros hasta 25 m y corridas de afloramiento son de decenas de metros hasta varios km (Castillo y Suárez, 1982). Según Hongn y Seggiaro (2001) la mayoría de las pegmatitas presentan rumbo norte-sur, subparalelo a la foliación de la roca de caja, con distintos grados de deformación. Los contactos son netos, mostrando un desarrollo zoneográfico relativo. La mineralogía es sencilla; incluye generalmente un núcleo de cuarzo flanqueado por feldespato potásico (microclino) hacia las salbandas, proporcionalmente más abundante, donde aparecen moscovita que forma densos agregados escamosos, turmalina, biotita subordinada, ocasionalmente granate, apatita y eventualmente prismas azulados hexagonales de berilo, ubicados en la zona intermedia (Castillo, 1978).

Modelo genético

Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a).

3.1.2. COBRE

GRUPO CORTADERAS

Generalidades

El grupo de manifestaciones mineras de Cu Cortaderas incluye Las Vertientes, Antofallita, Elena y Cortaderas. Se encuentran hacia el nordeste del extremo septentrional del salar de Antofalla, al norte del cerro Vizcachera. El acceso al área de interés es posible desde la estación Pocitos hacia el sur, por la ruta provincial 17; se desvía algo al sur del

paraje Los Colorados hacia el sudoeste, cruzando el salar de Tolillar, y se continúa hacia el oeste, recorriendo más de 70 km por huellas precarias.

En la pertenencia se reconocen tres pequeñas labores de exploración. La más oriental, estratigráficamente más baja, corresponde a una galería pequeña con rumbo hacia el norte. La labor media es un pozo de aproximadamente 5 m por 2 m y 5 m de profundidad. La labor más occidental, estratigráficamente más alta, consiste en una galería de 20 m que finaliza en un pique de unos 10 m de profundidad.

En dos muestras con mineralización de minerales oxidados de Cu a la vista, recolectadas por los autores, se obtuvieron valores de hasta 13% Cu y 13 g/t Ag.

Marco geológico

La litología dominante en el área de Cortaderas corresponde a una secuencia de sedimentos fluviales, eólicos y de lagos salinos, designados como Sedimentita Vizcachera, cuyos espesores son del orden de los 3.500 metros. En su sección inferior, la secuencia está integrada por conglomerados rojos y en los niveles superiores por areniscas rojas con intercalaciones de pelitas y evaporitas (fig. 9). La edad del conjunto estaría comprendida en el lapso Oligoceno inferior hasta Mioceno medio (Hongn y Seggiaro, 2001).

Unos pocos kilómetros hacia el norte de las manifestaciones de Cu, aflora un granito calcoalcalino de probable edad ordovícica, correspondiente a la Formación Cortaderas, ubicado en el núcleo de un anticlinal formado por los niveles sedimentarios continentales mencionados anteriormente. Hacia el norte y el este afloran coladas basálticas pleistocenas de la Formación Incahuasi y depósitos terrazados que incluyen niveles de conglomerados con intercalaciones de areniscas, pelitas y tobas correspondientes al Cuaternario (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

Las manifestaciones de Cu se alojan en una secuencia alternante de areniscas gruesas y conglomeráticas intercaladas con bancos de conglomerados gruesos y muy gruesos con bloques de hasta 0,4 m de diámetro. La secuencia presenta colores castaños, morados y rojizos, siendo la potencia de los estratos desde decimétrica hasta poco más de un metro. Los clastos de los conglomerados son en su mayoría de composición andesítica, presentándose como una roca de color gris intenso, con textura de aspecto porfírico, con probables fenocristales de feldespato y mineral máfico en pasta afanítica. Los ni-

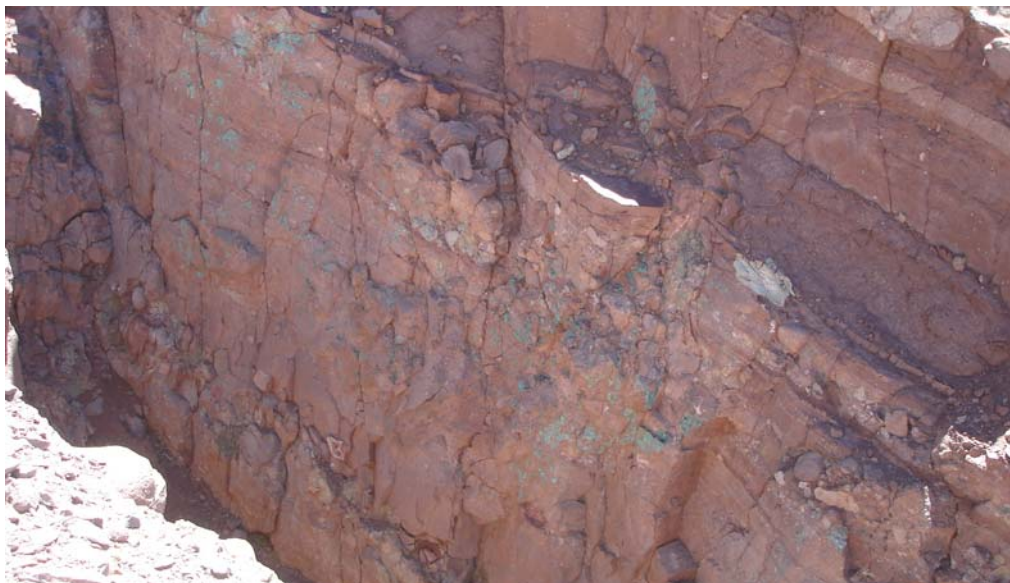


Figura 9. Conglomerados de la Sedimentita Vizcachera con minerales oxidados de Cu



Figura 10. Mina Cortaderas. Pique de aproximadamente 5 m de profundidad, con pátinas de Cu color en las paredes

veles arenosos por sectores presentan estratificación entrecruzada. Sus características indican que se trata de depósitos fluviales y eólicos.

La mineralización de Cu se dispone como un sistema de vetillas, impregnaciones (fig. 10), nódulos y guías discordantes con la estratificación, ocupando diaclasas y fracturas pequeñas, generalmente verticales, la mayoría con rumbo general E-O, que afloran a lo largo de

no más de 200 metros. La estructura corresponde a un anticlinal fallado cuyo eje buza hacia el este. La mena está compuesta por calcosina, cuprita, tenorita, covellina, malaquita, azurita, delafossita, magnetita primaria y vetillas de hematita limonitizada.

Modelo genético

Se trata de depósitos estratoligados, peneconcor-

dantes, de naturaleza epigénica que se originaron probablemente por infiltración y oxidación de soluciones descendentes que precipitaron los minerales de Cu a lo largo de fracturas en los niveles conglomerádicos mencionados (Sureda *et al.*, 1986).

El modelo corresponde al de Cu en sedimentos (9a).

DON ALBERTO

Generalidades

La manifestación vetiforme de Cu reconocida como Don Alberto, ubicada en la margen meridional de la quebrada del Medio, cercana a su desembocadura, y una zona con alteración hidrotermal localizada en la parte alta de la misma quebrada, sobre el filo de la sierra, forman parte de una zona con interés minero que se encuentra en el faldeo oriental de la sierra de Incahuasi, a unos 20 km al sudeste del yacimiento aurífero homónimo y a 12 km al sudoeste de las instalaciones de la planta productora de litio de la empresa Minera del Altiplano.

En principio el área fue reconocida durante la exploración minera realizada por el Plan NOA I de la Secretaría de Minería de la Nación, en la década del '70, designándose como Área de Reserva N° 7, a partir de manifestaciones vetiformes de cuarzo con Cu y de la zona de alteración hidrotermal, ubicada aguas arriba. Durante la exploración realizada se recolectaron 305 muestras de sedimentos de corriente y esquirlas de roca, en el sector cercano a la veta de cuarzo, con resultados negativos.

Marco geológico

En el área de la quebrada del Medio afloran secuencias sedimentarias marinas ordovícicas de la Formación Falda Ciénaga, compuestas por niveles de 0,1 a 2 m de potencia, de grauvacas y areniscas cuarzosas con intercalaciones de bancos pelíticos generalmente más delgados. Hacia la desembocadura de la quebrada se disponen mantos de ignimbritas dacíticas de varios metros de espesor, correspondientes al Complejo Volcánico Cerro Galán, de edad pliocena superior. En la parte alta de la sierra, hacia el faldeo occidental, por sectores las sedimentitas paleozoicas están cubiertas por coladas basálticas pleistocenas de la Formación Incahuasi (González, 1973).

Estructuralmente, en el faldeo oriental de la sierra se distinguen fracturas de orientación norte-sur, producidas probablemente por esfuerzos compresivos, mientras que en la parte alta de la sierra, en la zona donde los sedimentos paleozoicos se en-

cuentran alterados, se advierte una estructura de rumbo NNE, coincidente con la zona de alteración hidrotermal.

Geología del depósito

La manifestación de Cu se ubica en el flanco sur de la quebrada del Medio, cercana a la desembocadura de la misma y a los afloramientos de ignimbritas. Consiste en una veta de cuarzo de 20 a 25 cm de potencia, de rumbo N 75° E e inclinación 50-75° hacia el sudeste. La roca encajante es la misma secuencia sedimentaria ordovícica escripta, similar a la que aloja a los depósitos auríferos vetiformes de Incahuasi. La mineralización de Cu incluye solamente pátinas e impregnaciones de malaquita, azurita y crisocola, en ganga de cuarzo, sin advertirse la presencia de sulfuros. El análisis geoquímico de la veta dio valores de hasta 2,5% de cobre (González, 1973).

En la parte alta de la quebrada del Medio se distingue una zona donde los sedimentos ordovícicos se encuentran claramente decolorados a partir de una fuerte alteración que los afecta (fig. 11). El sector se extiende por unos 1.200 m en sentido NE-SO y 400 m en sentido NO-SE, entre dos quebradas que se unen aguas abajo. En la parte alta de la quebrada aflora un crestón fuertemente silicificado de unos 300 m de largo por 50 m de ancho. Se trata de una roca de color castaño rojizo intenso, que presenta textura brechosa difusa, en la que se advierten clastos de una roca gris de grano muy fino, cementados por limonitas. Los clastos son subangulosos e irregulares, y muestran una disposición desordenada; algunos están teñidos por limonitas. El tamaño de los mismos alcanza un máximo de 2,5 cm según la dimensión mayor. Hacia el este, dentro del sector decolorado, la roca es de color gris, con pátinas limoníticas castaño amarillento claras. La textura es clástica, distinguiéndose clastos afaníticos gris oscuros, cuarzo y otros fragmentos silicificados de color castaño rojizo oscuro, aglutinados por una matriz fina. Los clastos son irregulares, subredondeados a subangulosos; constituyen hasta el 15% de la roca, y alcanzan un tamaño no mayor a 8 milímetros.

Los análisis solicitados sobre 4 muestras que incluían sedimentitas ordovícicas alteradas y zonas de brechas silicificadas no dieron valores significativos en ninguno de los elementos analizados.

Respecto a la veta con Cu, probablemente su génesis sea similar a las de las vetas de cuarzo con concentraciones auríferas del distrito Incahuasi. En ese caso, la acción de la Fase Oclóyica provocó una intensa deformación tectónica regional que afectó a las secuencias sedimentarias ordovícicas, produciendo



Figura 11. Sedimentos ordovícicos fuertemente alterados en la parte alta de la quebrada del Medio

importantes fracturamientos y zonas de cizalla que eventualmente pudieron originar fenómenos locales de segregación metamórfica. Según Navarro García y Rosello (1989), la teoría de segregación metamórfica-dilatancia considera que para los depósitos epigenéticos localizados en secuencias pelítico-grauváquicas, la sílice, metales, azufre y arsénico son movilizados y migran por difusión hacia las zonas de dilatancia producidas por la deformación.

En relación a la zona alterada en sedimentos ordovícicos, ubicada en la parte alta de la sierra, es probable que su origen se vincule a la zona de fractura de rumbo NNE mencionada.

Modelo genético

Se asigna a este depósito el modelo de vetas simples (Cu) (14c).

PROSPECTO INCA VIEJO

Generalidades

El prospecto se ubica en los faldeos occidentales de las cumbres de Luracatao, en la margen oriental del salar de Ratones. El acceso desde San Antonio de los Cobres es posible por la ruta nacional 51, desviándose por la ruta provincial 129 que pasa por el abra del Gallo, Santa Rosa de los Pastos Grandes, Sijes, salar de Centenario y salar de Ratones.

La actividad minera en el sector se remonta a épocas precolombinas, cuando los aborígenes habitantes de la región realizaron excavaciones superficiales en búsqueda de turquesa. Posteriormente los jesuitas realizaron varios laboreos en la falda occidental del cerro Inca Viejo con el objeto de recuperar el Au presente en

venillas de cuarzo que afloran en ese sector.

En 1969 la Empresa Materias Primas Argentinas realizó una exploración minera en el área que incluye mapeo litológico y de distribución de la mineralización y muestreo de rocas en superficie. Cox (1971) realizó un informe geológico y de evaluación. Sillitoe (1971) visitó el prospecto y llevó a cabo un informe para el Plan NOA I de la Dirección General de Fabricaciones Militares y Naciones Unidas.

En 1994 el Grupo Minero Aconcagua realizó un programa de trabajos en el prospecto que incluyeron un relevamiento geológico con determinación de litologías, alteraciones, mineralización y estructuras, un relevamiento geofísico con el desarrollo de 11.500 m de líneas de PI en 11 perfiles y un relevamiento geoquímico con muestreo de rocas de superficie. Al año siguiente el programa culminó con la perforación con aire reverso, de 1.944 m de sondeos distribuidos en 8 pozos.

A partir de la exploración mencionada se determinaron contenidos Cu que en muestreos de superficie, en su mayoría estuvieron en el orden de 200 ppm con máximos de 5.000 ppm en lugares con oxidados de Cu a la vista. En profundidad, particularmente en los niveles con enriquecimiento supergénico, los valores oscilan entre 0,1 y 0,25% Cu con máximos de 0,7% Cu. En las zonas de lixiviación y mineralización primaria los valores se mantienen por debajo de 0,1% Cu (Chabert, 1999).

En relación al Au los valores obtenidos en superficie se distribuyen en forma relativamente similar a la del Cu. En los afloramientos de pórfiro dacítico los mismos son del orden de 90 ppb con sectores que alcanzan las 200 ppb y picos de 436 partes por billón.

En distintos tramos de los sondeos, en la zona de lixiviación los valores varían entre 0,1 y 0,2 g/t Au. Estos valores se repiten en tramos cortos, tanto en la zona de enriquecimiento como en la zona primaria (Chabert, 1999).

Marco geológico

Las rocas más antiguas que afloran en la región corresponden a una secuencia de metacuarcitas, filitas, pizarras y esquistos comunes que forman parte del Complejo Metamórfico Río Blanco, cuya edad no es precisa. Se lo incluye en el Neoproterozoico en función de las diferencias litológicas y estructurales con las secuencias ordovícicas de la Formación Falda Ciénaga reconocidas en la zona (Hongn y Seggiaro, 2001). Hacia el naciente, en las cumbres de Luracatao, aflora una serie de rocas intrusivas que incluyen a granitos y granodioritas con megacristales y granitos y granodioritas de grano fino a porfíricas con o sin metamorfismo que integran el Complejo Eruptivo Oire de edad ordovícica. Inmediatamente al sur del prospecto, entre los salares de Ratones y Diablillos, se repiten los afloramientos de rocas del Complejo Eruptivo Oire. Hacia el sudoeste del prospecto aparecen las Andesitas Ratones de edad mio-pliocena, que conforman el volcán Ratones. Hacia el sur, intruyendo a las rocas metamórficas ya mencionadas y elementos del Complejo Eruptivo Oire, afloran los cuerpos intrusivos miocenos de Cerro Blanco, Diablillos Sur y Cerro Colorado de Diablillos, cuyas edades son similares a las del de Inca Viejo (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

El intrusivo de Inca Viejo se emplaza en rocas del Complejo Metamórfico Río Blanco como un cuerpo elongado en sentido norte-sur, flanqueado a ambos lados por fallas de rumbo aproximado norte-sur, que aflora con una longitud de 2.200 m y un ancho de 250 a 500 m (fig. 12 y 13). Hacia el oeste aparece un cuerpo de características similares, de 1.000 m de largo por 100 a 200 m de ancho, probablemente separado del cuerpo principal por una fractura (Chabert, 1999).

La roca de textura porfírica es compacta, y está formada por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita en una pasta afanítica. Se trata de un pórfiro dacítico biotítico, cuya edad es de 15 millones de años (Sillitoe, 1977). Según Chabert (1999), vinculados al intrusivo afloran varios cuerpos de brecha de dos tipos. Unas están formadas por clastos de roca de caja angulosos dentro de matriz compuesta por fragmentos más pequeños de la misma roca, definidas

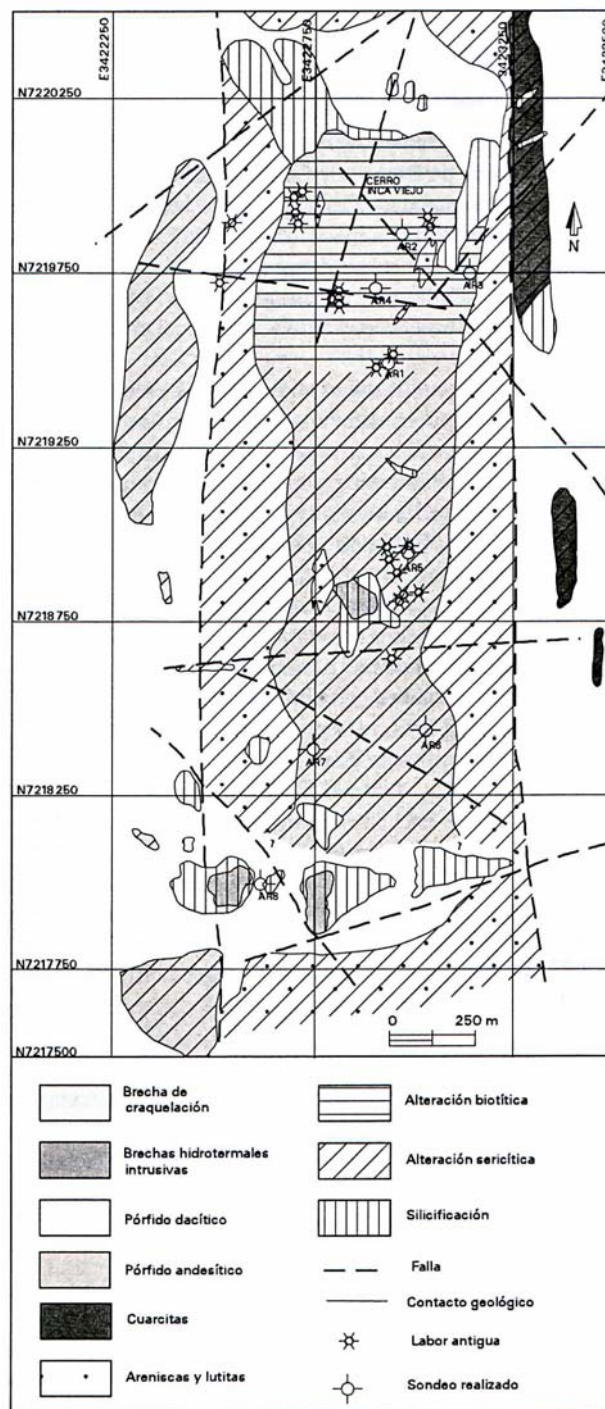


Figura 12. Geología y estructura del pórfiro Inca Viejo (Chabert, 1999)

como de craquelación. El otro tipo incluye brechas hidrotermales intrusivas, ubicadas en la parte central y sur del sistema, formadas por clastos redondeados de pórfiro dacítico y angulosos de roca de caja, en matriz de harina de roca y cemento de sílice y turmalina. Tanto en la roca porfírica como en la caja, son comunes vetas y estructuras rellenas de cuarzo, muy limonitizadas y con restos de sulfuros oxidados.

La localización de Inca Viejo está condicionada por una megaestructura orientada con rumbo norte-sur,



Figura 13. Prospecto tipo pórfiro de Cu (Au-Mo) Inca Viejo

definida por Hongn (1995) como una gran zona de cizalla (dúctil, frágil-dúctil y frágil) con actividad recurrente, cuyo origen se remonta a eventos ocurridos en el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior. Localizados sobre la misma estructura favorable, hacia el sur de Inca Viejo, aparecen los prospectos Cerro Blanco, Diablillos Sur, Cerro Bayo de Diablillos y Cóndor Yacu, mientras que hacia el norte se destacan los prospectos Vicuña Muerta y Burruyacu. La zona se define como una faja metalogenética que se describe más adelante.

Localmente el sector elevado donde aflora el intrusivo está limitado en sus flancos por dos fracturas inversas de alto ángulo y rumbo norte-sur, cortadas por estructuras con desplazamiento de rumbo orientadas según dirección NO-SE. Tanto en la roca de

caja como en el intrusivo, se reconocen estructuras orientadas según dirección E-O que cortan a las fallas norte-sur y controlan la localización de vetillas y vetas de cuarzo con abundante presencia de sulfuros oxidados y lixiviados.

Asociada a la intrusión del cuerpo porfírico, se originó un modelo de alteración-mineralización de tipo pórfiro de Cu (Au) (fig. 14 y 15), que presenta ciertas diferencias con el esquema clásico en cuanto a la distribución de los distintos tipos de alteraciones (Chabert, 1999).

En el mismo se destaca un área con alteración hidrotermal, que se extiende por 2.600 m en sentido N-S y 900 m en sentido E-O. La misma se centraliza en un núcleo de naturaleza porfírica, clasificable



Figura 14. Zona de alteración hidrotermal en el sector centro occidental. Antiguos laboreos probablemente jesuíticos.



Figura 15. Zona con alteración sericítica.

como pórfiro dacítico, y afecta a la parte norte del intrusivo.

Aquí se distingue una alteración potásica con biotita de neoformación, que reemplaza a biotita magmática, como nidos de cristales y venillas, conformando una zona potásica débil, con alteración arcillosa probablemente supergénica superpuesta. La mineralización primaria de este sector se presenta diseminada y en venillas de cuarzo, y forma un *stockwork* con presencia de biotita, pirita, calcopirita y molibdenita. Abundan venillas portadoras de minerales oxidados de Cu tales como crisocola, malaquita, azurita y turquesa. Circundando a la zona anterior, aunque en forma muy irregular, se extiende particularmente hacia el sur una zona con abundante

alteración sericítica, localizada en venillas o como reemplazo de plagioclasa. Venillas de cuarzo, pirita, calcopirita y arsenopirita componen la mineralización hipogénica de este sector (Chabert, 1999).

Los cuerpos de brecha, tanto de craquelación como hidrotermales, han sido afectados por silicificación intensa. En el primer caso, la silicificación masiva afecta tanto a los clastos de la roca de caja como a la matriz, con abundancia de jarosita y algo de hematita. En los cuerpos de brechas hidrotermales, tanto en los clastos angulosos de roca de caja, como en los clastos redondeados de pórfiro y la matriz, se advierte una silicificación intensa y masiva, con presencia de pirita y turmalina en rosetas (fig. 16) (Cécere, 1980; Chabert, 1999).



Figura 16. Cuerpos de brechas con sectores de silicificación intensa

En cuanto a la mineralización, existe una zonación vertical de la misma, condicionada por factores supergénicos ocasionados a partir del levantamiento, meteorización y erosión del intrusivo. Se origina una zona de oxidación-lixiviación continua con potencias que van de 90 a 140 m, con formación de arcillas y alunita en venillas; en esta zona, la mineralización primaria ha desaparecido casi completamente, encontrándose goethita y menor hematita y jarosita como relleno de venillas y en forma diseminada, escasamente acompañadas por turquesa, crisocola, malaquita y azurita (Chabert, 1999).

Por debajo, en forma discontinua y con espesores de 10 a 56 m, se extiende una zona de enriquecimiento supergénico donde aparece calcosina terrosa depositada junto con piritita y cantidades menores de calcopirita en venillas de cuarzo y diseminada. La permeabilidad generada a partir de las estructuras que afectaron a las rocas, favoreció la lixiviación de los minerales primarios y la depositación de los componentes supergénicos (Chabert, 1999).

Por debajo de la zona enriquecida, aunque por sectores directamente en contacto con la zona lixiviada, se distingue mineralización primaria caracterizada por piritita asociada a cuarzo en venillas o en forma diseminada y cantidades muy subordinadas de calcopirita y molibdenita en venillas de cuarzo con piritita. La mineralización primaria se extiende por lo menos hasta los 250 m, profundidad máxima alcanzada por los sondeos (Chabert, 1999).

Modelo genético

La faja de debilidad vinculada a la megaestructura de cizalla orientada en sentido norte-sur mencionada fue utilizada como vía de ascenso por un magma calcoalcalino, generándose el cuerpo de pórfiro dacítico de Inca Viejo, que fue acompañado por un sistema de mineralización y alteración hidrotermal de tipo pórfiro de Cu (Au-Mo) (4b).

BREALITO

Generalidades

Brealito se encuentra unos 2 km hacia el este de la laguna del mismo nombre, sobre el camino que une la localidad de Brealito con el valle del río Luracatao.

Los indicios de Cu del prospecto Brealito fueron revisados durante la década del '70 por el Plan de Exploración Minera NOA I, de la Dirección General de Fabricaciones Militares y Naciones Unidas, incluyéndose dentro del Área de Reserva 24, Brealito. En esa oportunidad se llevaron a cabo muestreos de

superficie tanto de rocas como de sedimentos que no arrojaron resultados favorables. Posteriormente, en la década del '90 la empresa Mansfield Minerals realizó tareas de exploración en Brealito que culminaron con la ejecución de varios sondeos. En este caso los resultados tampoco fueron favorables, aunque en muestras de superficie se obtuvieron valores de hasta 0,5 a 6,0% de Cu con contenidos de Ag de una onza por cada 1% Cu.

Geología del depósito

En Brealito aparece mineralización de Cu con contenidos de Ag, asociada a un cuerpo granítico correspondiente al Complejo Eruptivo, Oire que intruye metasedimentos proterozoicos de la Formación Puncoviscana (fig. 17). El área de interés que incluye al cuerpo granítico y los metasedimentos, alcanza 600 x 500 metros. El depósito, controlado estructuralmente, se sitúa entre dos fracturas de rumbo norte-sur que delimitan sus flancos oriental y occidental; los bordes sur y norte también están representados por sendas fallas orientadas este-oeste. El emplazamiento del cuerpo granítico produjo una aparente estructura de domo en la cobertura sedimentaria.

La mineralización en superficie está compuesta por minerales oxidados de Cu distribuidos como pántinas y venillas particularmente en los metasedimentos (fig. 18), advirtiéndose un proceso de lixiviación acentuado. Dentro del granito aparecen zonas de alteración sericitica, además de un sector de brecha hidrotermal formada por clastos de cuarzo cementados por clorita, limonitas y óxidos de manganeso. En los metasedimentos se distinguen parches con alteraciones de tipo propilitica, clorítica y en menor medida potásica.

Modelo genético

Se asigna tentativamente el depósito al modelo de vetas de Cu asociadas a granitoides (6d).

EL MONTE

Generalidades

El Monte se localiza a unos 7,5 km al SSO de la laguna de Brealito, 4,5 km al SO del abra de la Laguna, en la margen occidental de la quebrada de Guasapampa. Se puede acceder por el camino que lleva desde la localidad de Brealito hacia Molinos, pasando por el abra mencionada.

Geología del depósito

En el sector El Monte los indicios de Cu se ubican en el ala oriental de un sinclinal cuyo eje corresponde fisiográficamente a la quebrada de Guasapam-



Figura 17. Secuencia de grauvacas, areniscas y pelitas anquimetamórficas de la Formación Puncoviscana con pántinas y venillas de minerales oxidados de Cu



Figura 18. Pántinas de Cu color en fragmentos de metasedimentitas de la Formación Puncoviscana

pa. Las rocas cretácicas están representadas por estratos medianos a gruesos de conglomerados rojizos, finos a medianos, donde predominan clastos de granitos en matriz de arenisca arcósica gruesa. Se intercalan niveles menores de areniscas rojizas finas a gruesas (Morello y Cécere, 1975).

El Monte es un depósito del tipo «capas rojas», estratoligado, peneconcordante, con oxidados de Cu que impregnan a dos niveles conglomerádicos y arenosos de baja selección y madurez, ubicados según rumbo general N-S, inclinación subvertical y corrida de no más de 150 metros, con potencias de 0,15 a 0,25 metros. La mineralización observada es exclusivamente de malaquita con valores del orden de

0,4% de Cu (Morello y Cécere, 1975). En las cercanías del sector, hacia el abra de la Laguna, aparecen pequeños indicios de carbonatos de Cu de características similares.

El tipo de acumulación, la mineralogía y la falta de alteración hidrotermal relacionada con la mineralización, indican una génesis probablemente exógena, epigénica, vinculada a procesos locales de reducción y captura de cationes metálicos por restos orgánicos, en niveles de sedimentarios generalmente depositados en ambientes de redox positivo y alta energía, siendo comunes las migraciones supergénicas posteriores, con redepositación de minerales oxidados (Sureda *et al.*, 1986).

Modelo genético

Se asigna a este depósito el modelo de Cu asociado a sedimentos (9a).

PROSPECTO VALLECITO

Generalidades

El prospecto se localiza en las estribaciones orientales de las sierras de Aguas Calientes, al suroeste de la localidad de Angastaco, a unos 14 km al sur de la Finca Pucará, en la margen occidental del río Guasamayo. El acceso al sector de interés se realiza desde la finca mencionada hacia el sur, por el camino a Jasimaná, desviándose por el cauce del río Guasamayo, que se debe remontar por unos 3,7 km hacia el sur.

A partir de la exploración minera realizada durante el Plan de NOA I de la Dirección General de Fabricaciones Militares en la década del 70', en el sector se constituyó el Área de Reserva 25, Vallecito. Los trabajos realizados en la zona de interés incluyeron la toma de 139 muestras de roca en grilla, cuyos análisis arrojaron resultados anómalos en Cu, con 16 muestras con valores entre 800 y 1.000 ppm Cu y valores máximos hasta 2,48% Cu. La información geofísica se obtuvo por medio de 3.000 m de líneas Polarización Inducida y Resistividad. Las tareas de exploración culminaron con la perforación de 188 m de sondeos a diamantina distribuidos en 3 pozos. En general los resultados indicaron valores de 1500 a 4400 ppm de Cu en la zona de oxidación y 57 a 157 ppm Cu en la zona de mineralización primaria. Solamente en la perforación n° 1 se registraron valores anómalos de Au, con promedios de 0,16 gr/t Au y valores máximos de 0,22 g/t Au (Cécere, 1975).

En la parte central del prospecto se encuentran los laboreos de las pertenencias mineras San Francisco I y II que consisten en una galería de 60 m con distintas direcciones y varias labores menores que a la fecha se hallan soterradas.

Marco geológico

Dentro del entorno litológico de la zona afloran hacia el este y sur del sector de interés rocas metamórficas proterozoicas de mediano grado, correspondientes a la Formación La Paya, representada por una amplia variedad de tipos litológicos tales como filitas, metacuarcitas, esquistos, gneises y migmatitas. También en las cercanías del área del prospecto afloran granitos y granodioritas de grano grueso, biotíticas y en menor grado moscovíticas, que incluyen grandes fenocristales de feldespato potásico, correspondientes al Complejo Eruptivo Oire, del Ordoví-

co. Hacia el norte y en el centro del área aparecen gruesos paquetes de sedimentos continentales de colores rojizos del Subgrupo Pirgua, formados por conglomerados dominantes con niveles de areniscas intercalados que cubren en discordancia a la Formación La Paya y a su vez son cubiertos, también en discordancia, por niveles fluviales de areniscas y conglomerados terciarios de las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco, que afloran principalmente en el valle del río Guasamayo (Méndez *et al.*, 1979; Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

En el área del depósito, la roca portadora de la mineralización aflora como una faja vinculada a una zona de fractura, con orientación NE-SO, con longitud de poco más de 1.000 m y ancho no mayor a 200 metros. Se trata de una roca compacta, porfírica, de color gris castaño violáceo, totalmente craquelada y afectada por alteración hidrotermal (fig. 19), con fenocristales de 2 a 6 mm de cuarzo, plagioclasa, ortosa y biotita, en pasta afanítica cuarzo feldespática gris oscura (Cécere, 1975).

En relación con las rocas circundantes, flanqueando por el norte a la roca mineralizada, afloran niveles de conglomerados y aglomerados de distintas características. Hacia la parte oriental aparece un conglomerado de la Formación La Paya, con clastos angulosos e irregulares constituidos en su mayoría por fragmentos menores a 20 cm de metamorfitas con menor proporción de clastos de cuarzo y fragmentos de gneises y migmatitas. Hacia el sector occidental, siempre en el flanco norte de la zona mineralizada, aflora un aglomerado compuesto mayoritariamente por clastos de gran tamaño, mayores de 25 cm y hasta 2 m, de rocas graníticas, probablemente del Complejo Eruptivo Oire, aglutinados por limos y arenas muy poco consolidadas (Cécere, 1975).

En el contacto entre la porfírita mineralizada y los conglomerados, se distinguen dos fracturas aparentemente directas, de gran rechazo, que comprenden y limitan la faja de interés por el norte. Una de ellas se advierte desde los laboreos de la mina San Francisco hacia el oeste, hasta la quebrada de Carrizal, con rumbo 251° y buzamiento de 69° al norte, mientras que la otra se extiende desde los mismos laboreos hacia el este con rumbo de 115° e inclinación de 79° al norte.

Por el sur el contacto es con metamorfitas de la Formación La Paya, mientras que algo más al sur afloran granitoides correspondientes al Complejo Eruptivo Oire.



Figura 19. Roca porfírica fuertemente alterada y fracturada

El proceso de alteración hidrotermal que afectó al área se circunscribe a la roca porfírica y la zona de las fracturas que actuaron como canales de ascenso del sistema hidrotermal (fig. 20). La alteración desaparece gradualmente hacia el sur sin afectar prácticamente a los niveles metamórficos. Se aprecia una silicificación intensa, distribuida como una red de venillas de distintas dimensiones y rumbos. Le sigue en importancia una argilización considerable, tanto por su extensión como por su asociación con los minerales oxidados de Cu. Sericitización, calcitización y cloritización aparecen en menor escala (Cécere, 1975).

En la mineralización, en la parte superior, asimilable a una zona de oxidación, se destacan en forma

dominante malaquita, azurita y delafossita, con menor proporción de cuprita y crisocola, todos entremezclados con hematita y limonitas. Se emplazan como una red de venillas, pátinas e impregnaciones en el sector de fractura, disminuyendo rápidamente hacia los costados. La profundidad reconocida no supera los 20 m, donde comienza un sector primario de escasa relevancia, con pirita y calcopirita y marcasita muy escasas, apareciendo esporádicamente calcosina y covellina (Cécere, 1975).

Modelo genético

Se interpreta que este depósito representa una mineralización secundaria de un sistema de tipo pórfiro en profundidad (4b).



Figura 20. Zona de alteración hidrotermal en la roca intrusiva. Extremo sudoriental del prospecto

PROSPECTO VICUÑA MUERTA

Generalidades

El prospecto se encuentra en el límite norte de la Carta, en los contrafuertes occidentales de las cumbreras de Luracatao que caen hacia la margen oriental de la depresión que ocupan los salares de Centenario y Ratones, aproximadamente 17 km al NNE del prospecto Inca Viejo. Se llega a la zona por el mismo acceso indicado para ese prospecto, desviándose hacia el este en el extremo sur del salar de Centenario, en el paraje Pampa Ciénaga, por una huella, que tras 9 km de recorrido accede al borde occidental del área de interés.

El muestreo geoquímico de sedimentos de corriente realizado en la década del '70 durante el Plan de Exploración NOA I indica valores de 40 a 70 ppm de Pb en algunos sectores del drenaje. Posteriormente, durante los '90, el área fue revisada por la empresa La Pacha Minera, que realizó una exploración geoquímica superficial de suelos y rocas, y obteniendo como resultado contenidos máximos de 290 a 377 ppb Au, 145 a 210 ppm Ag y 1.100 a 3.466 ppm Cu (Sureda, 2002). En dos muestras recolectadas por los autores en la margen meridional de la quebrada central de rumbo este-oeste, se obtuvieron valores de 0,10 y 0,11 g/t Au.

Marco geológico

El entorno geológico donde aflora el intrusivo de Vicuña Muerta corresponde a las distintas fases descriptas para el Complejo Eruptivo Oire en las cumbreras de Luracatao. Unos 10 km hacia el sudeste del prospecto afloran metacuarcitas, filitas y esquistos neoproterozoicos del Complejo Metamórfico Río Blanco.

Hacia los bordes norte, oeste y sur los contactos del cuerpo de Vicuña Muerta son con granodioritas y granitos de grano grueso con megacristales de feldespato potásico del Complejo Eruptivo Oire. Por sectores estas rocas presentan metamorfismo dinámico más o menos acentuado. Puntualmente, en afloramientos reducidos, dentro de las granodioritas afloran leucogranitos que presentan marcada deformación dúctil. En el borde oriental, el intrusivo está en contacto con granodioritas y granitos de grano fino a medio, equigranulares y porfíricos del mismo Complejo. Hacia el rincón sudeste del área afloran rocas de color verde oscuro, de grano mediano, compuestas mayoritariamente por anfíbol y plagioclasa y cuarzo muy subordinado, definidas como gabros y dioritas. Presentan deformación dúctil acentuada, constituyendo otra fase del Complejo Eruptivo Oire (fig. 21) (Suzaño, 2010).

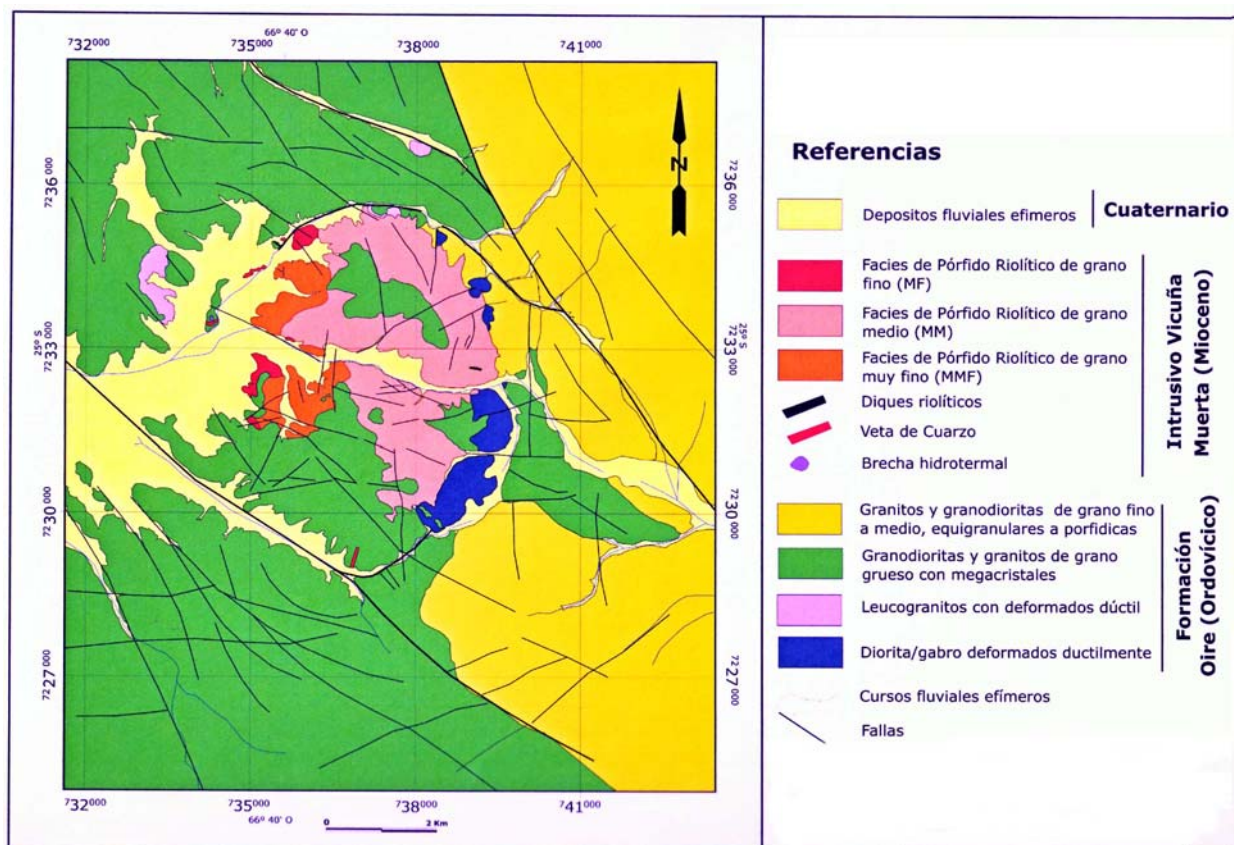


Figura 21. Mapa geológico del prospecto Vicuña Muerta (Suzaño, 2010)

Geología del depósito

Intruyendo a las rocas del Complejo Eruptivo Oire mencionadas, afloran rocas subvolcánicas miocenas compuestas por riolitas dominantes y dacitas subordinadas, que conforman un *stock* que define una estructura circular conspicua, de aproximadamente 6 km de diámetro, delimitada por fracturas radiales y circulares (fig. 22).

JICA-MMAJ (2002) realizó una datación por K-Ar en sanidina de riolitas intrusivas que dio $18,9 \pm 0,5$ millones de años.

De acuerdo a Suzaño (2010), teniendo en cuenta la mineralogía y las diferentes texturas que presentan las rocas intrusivas, se distinguen pórfiros riolíticos, diques riolíticos y cuerpos de brechas. Entre los primeros se pueden diferenciar, en función de la

granulometría de la matriz, tres tipos de facies diferentes. Una facies de pórfiros de grano medio se caracteriza por una textura porfírica con pasta de grano medio (5 a 6 mm), cuyos afloramientos ocurren en la parte norte y central del prospecto, alojados en rocas graníticas y gabros del Complejo Eruptivo Oire (fig. 23). Una segunda facies se compone de pórfiros de grano fino que aparecen en el sector occidental del cuerpo intrusivo, tanto hacia el norte como hacia el sur de la desembocadura de la quebrada del medio, y se emplazan entre las rocas de caja del Complejo Eruptivo Oire y la facies de grano medio. Esta facies muestra textura porfírica en pasta de grano fino (0,2 a 0,5 mm). La tercera facies está compuesta por pórfiros de grano muy fino, cuyos afloramientos son de extensión más reducida y



Figura 22. Afloramientos de pórfiros riolíticos en la margen sur de la quebrada central del prospecto



Figura 23. Afloramientos de pórfiros riolíticos de grano medio en el faldeo sur del cuerpo de Vicuña Muerta

se ubican en los rincones noroeste y suroeste del cuerpo, incluyéndose también los diques riolíticos mencionados anteriormente. En relación con estos diques, se han reconocido dos afloramientos ubicados en la zona norte del prospecto, intruyendo tanto a la facies de grano medio de los porfiros riolíticos, como a las rocas granodioríticas encajantes. Con respecto a los cuerpos de brecha, afloran en el borde oriental del prospecto, en la margen derecha de la quebrada del norte. Se presentan como lentes aislados de no más de 2 m de potencia dentro de granodioritas porfíricas con fenocristales de feldespato potásico, afectadas por alteración avanzada. Se trata de brechas polimícticas, con fragmentos subredondeados de cuarzo, feldespato y líticos, muy alterados, dentro de una matriz muy fina, también con marcada alteración.

Entre los distintos tipos de alteración hidrotermal que afectan al prospecto, se han reconocido silíceo, cuarzo-sericítico y argílico, vinculadas casi exclusivamente a zonas de fracturas o de fuerte diaclasamiento, ya que la permeabilidad primaria casi nula de las rocas redujo la migración de los fluidos hidrotermales a esos sectores (fig. 24). En cuanto a la mineralización, sólo se han detectado cantidades muy escasas de pirita finamente diseminada y molibdenita en pátinas y como diseminado muy fino en la margen sur de la quebrada central y en zonas de fracturas vinculadas a facies de grano medio (Daroca, 1994; Suzaño, 2010).

En relación con las estructuras que condicionan la ubicación del prospecto, para el distrito Diablillos y el prospecto Inca Viejo, en el borde oriental de la cuenca Centenario-Ratones Hongn (1994) mencio-

nó una estructura regional de orientación norte-sur, representada por una megafaja de cizalla (frágil, frágil-dúctil, dúctil) recurrente, formada durante el Neoproterozoico y Paleozoico inferior con reactivaciones recurrentes durante el Mesozoico y Cenozoico; esta megafalla se extiende desde el extremo norte del salar de Centenario hasta el sector nororiental del salar del Hombre Muerto y más al sur. Localmente, el sistema estructural al que se vinculó el emplazamiento de las tres facies intrusivas fue transtensivo siniestral. Las fracturas que afectaron al intrusivo en su conjunto fueron prácticamente los únicos canales de circulación de fluidos hidrotermales y aguas meteóricas (Suzaño, 2010).

En el área correspondiente al prospecto Vicuña Muerta, a partir de las anomalías geofísicas en relación al campo magnético total se advierte una anomalía magnética bipolar muy bien definida, asimilable a una forma de lacolito que visto en planta mide 18 km en dirección E-O y 24 km en dirección N-S, abarcando un área aproximada de 380 km²; en el sector central del lacolito se ubican los afloramientos del prospecto mencionado.

En relación a los procesos que dieron lugar al cuerpo intrusivo aflorante de Vicuña Muerta, se puede identificar una secuencia que en términos generales cuenta con tres etapas. En primer término se produce la intrusión que afecta a las rocas graníticas y a los gabros del Complejo Eruptivo Oire, generándose en el borde norte del prospecto áreas con presencia de alteración hidrotermal de tipo sericítica de intensidad reducida. Posteriormente, hacia el borde occidental del cuerpo se intruye una facies de porfiro riolíticos al que le sigue una inyección de magma



Figura 24. Aspecto del área de alteración de Vicuña Muerta

traquidacítico, generándose un proceso de mezcla de magmas y el desarrollo de zonas de alteración sericitica. En una tercera etapa ascienden las facies porfíricas de grano muy fino y los diques riolíticos mencionados anteriormente, produciéndose argilización y silicificación. Se atribuye también a esta etapa del proceso la presencia de venillas de cuarzo, algunos brechamientos y la intrusión de vetas hidrotermales (Suzaño, 2010).

Modelado magnético

La información que se presenta a continuación fue tomada de Álvarez y Peroni (2014).

En el área del prospecto Vicuña Muerta, situado en el borde oriental de la Puna, en el marco de ejecución de la Carta se realizó un modelado magnético a partir de la información disponible y datos teóricos de susceptibilidad magnética del tipo de roca. En las grillas de anomalías de campo magnético total (fig. 25A), este prospecto presenta una anomalía magnética bipolar, muy bien definida, que alcanza valores de 50 nT en su máximo y -135 nT en el mínimo magnético.

La grilla reducida al polo (fig. 25B) muestra una anomalía magnética elíptica, elongada en dirección E-O, que abarca un área de 410 kilómetros cuadrados. Los afloramientos de este prospecto se encuentran situados en el centro de esta anomalía.

Para el modelado se utilizó el *software* Encom ModelVision Pro 7.0 (Encom Technology, 2002). Sobre la base de las grillas de campo magnético total y el modelo de elevación digital SRTM de la zona de

estudio, se generaron perfiles magnéticos equiespaciados cada 1.000 m, en dirección N-S.

Sobre estos perfiles se modeló el intrusivo Vicuña Muerta, utilizando un valor de susceptibilidad magnética de 0,025 [SI]. Este valor fue tomado de la literatura (Dobrin, 1960; Clark, 1999) a partir de la información disponible sobre la litología que predomina en este intrusivo (Suzaño *et al.*, 2011 a y b). Para la roca de caja se asignó un valor de susceptibilidad magnética de $1 \cdot 10^{-5}$ [SI], debido a que en toda la grilla de campo magnético no se observa ninguna anomalía asociada al Complejo Eruptivo Oire.

El modelo propuesto (fig. 26) posee forma de lacolito, y está compuesto por seis polígonos de 3.000 m de espesor cada uno. Visto en planta, el modelo mide 18 km en dirección E-O, 24 km en dirección N-S, abarca un área aproximada de 380 km² y un volumen final de 1.400 km³, incluyendo las raíces.

Toda esta información se representa en la figura 27. Este bloque diagrama fue generado a partir del modelo de elevación digital SRTM, al que se le superpuso una imagen MrSid y el modelo en tres dimensiones del intrusivo. En el sector central, en donde el mismo se encuentra aflorando de forma coincidente con lo indicado en los mapas disponibles (fig. 28), el modelo posee un espesor de 5.000 m sin incluir las raíces del mismo.

En la figura 28 se muestra el ajuste entre la grilla observada y grilla calculada, obtenida a partir de los perfiles modelados. Las mayores diferencias se encuentran hacia el oeste, debido a la presencia de un tren de anomalías magnéticas que no fueron mode-

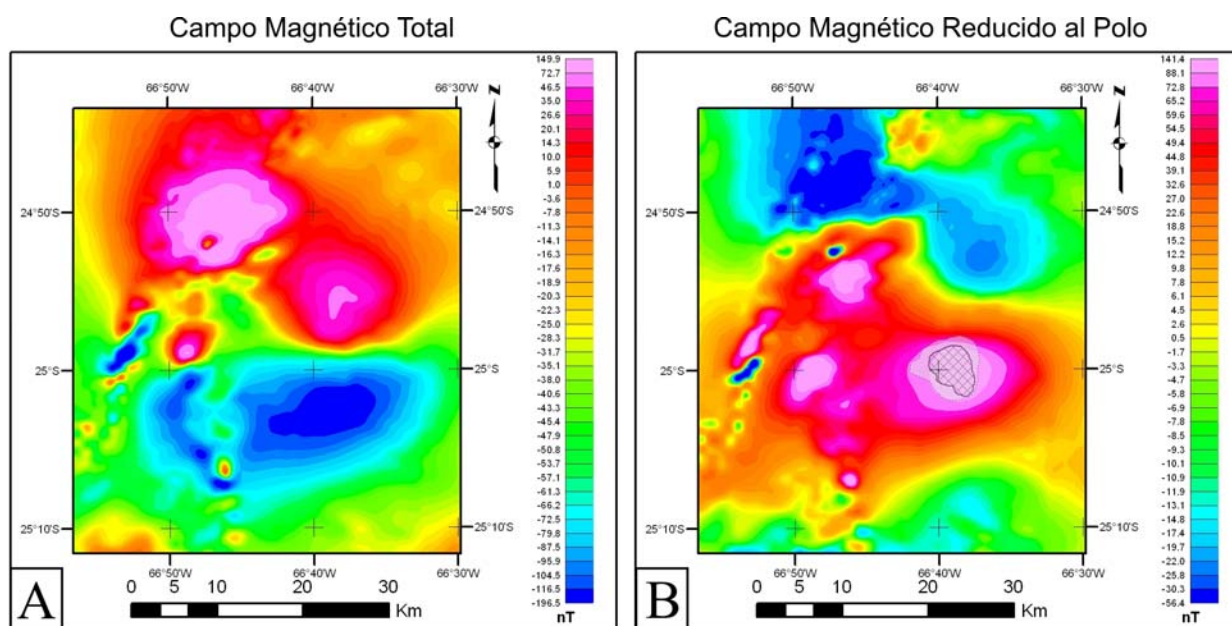


Figura 25. A. Grilla de anomalías de campo magnético total del área de Vicuña Muerta. B. Grilla de anomalías de campo magnético reducido al polo. En gris se representó el área con alteración y en cuadrícula el área que abarca el prospecto

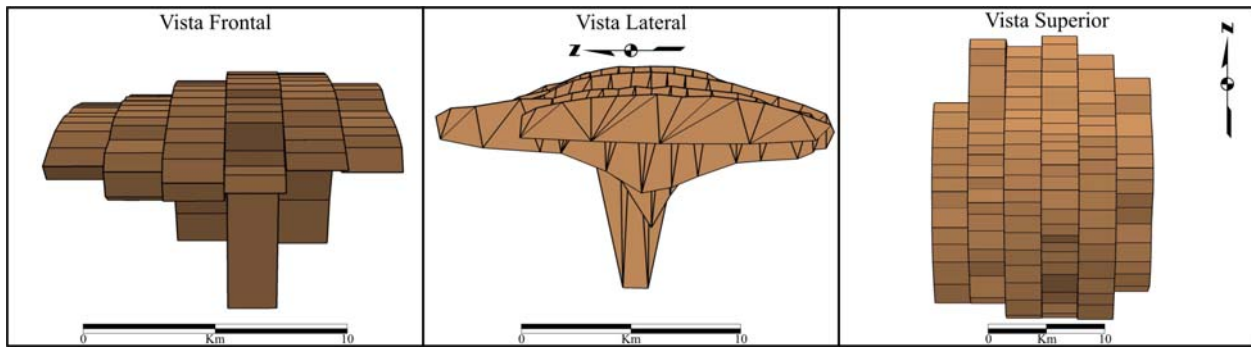


Figura 26. Vista frontal, lateral y superior del modelo

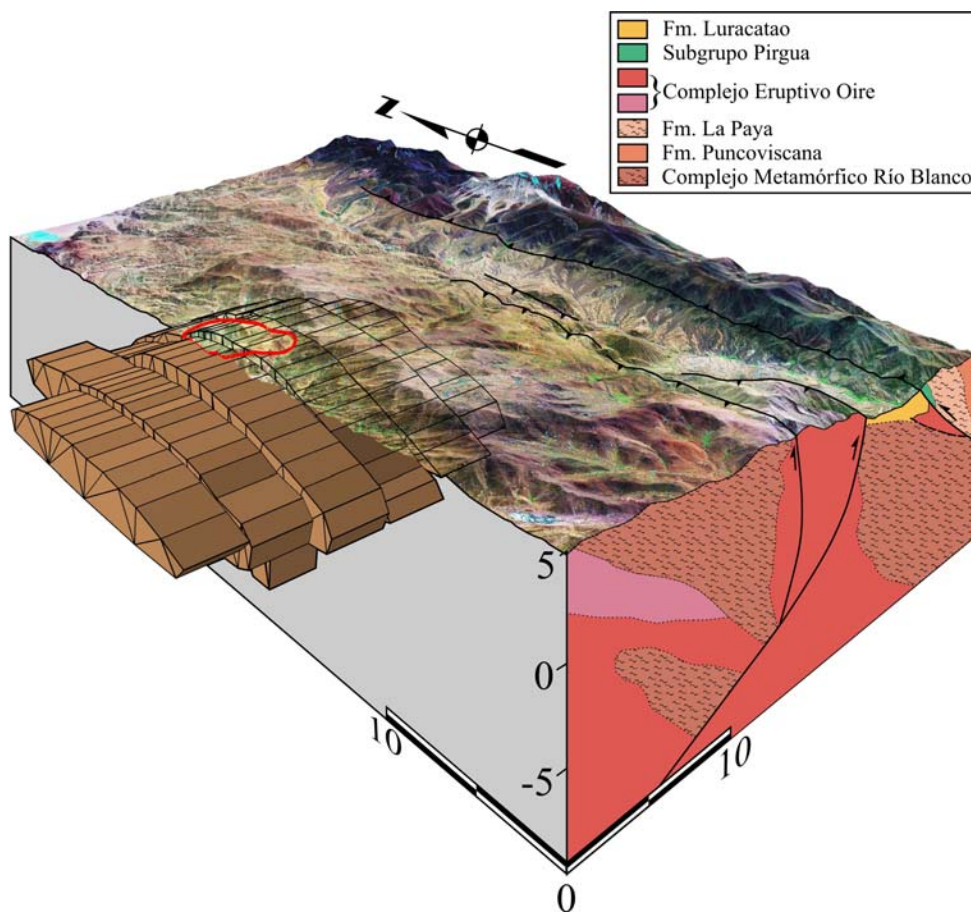


Figura 27. Bloque diagrama (visto en perspectiva desde el SO), del intrusivo modelado. En la cara sur del bloque diagrama se representaron las litologías y las estructuras que afectan esta área (modificado de la Hoja Geológica 2566-II Cachi). Escala 1:1, tanto en la horizontal como en la vertical. En rojo se representó el área donde aflora el intrusivo

ladas, en la que se incluye a la asociada al prospecto Inca Viejo.

Estas anomalías magnéticas, que se sitúan a lo largo de los lineamientos magnéticos en dirección NNO-SSE y NE-SO (fig. 28), podrían indicar una nueva alternativa de exploración en la región, debido a la cercanía y posible relación con los prospectos mineros Vicuña Muerta e Inca Viejo.

Otra de las áreas de interés se sitúa más al norte, en la Carta 2566-I San Antonio de los Cobres, que presenta una anomalía magnética de dimensiones mayores que la generada por Vicuña Muerta.

Modelo genético

El modelo de este depósito corresponde al de cuerpos subvolcánicos que se asocian a un sistema tipo pórfiro en profundidad (4b).

3.1.3. LITIO

La presencia de litio en las salmueras de los salares de la Puna fue señalada por primera vez por Catalano (1964). En las décadas del '70 y '80 la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, la Dirección General de Fabricaciones Militares y la

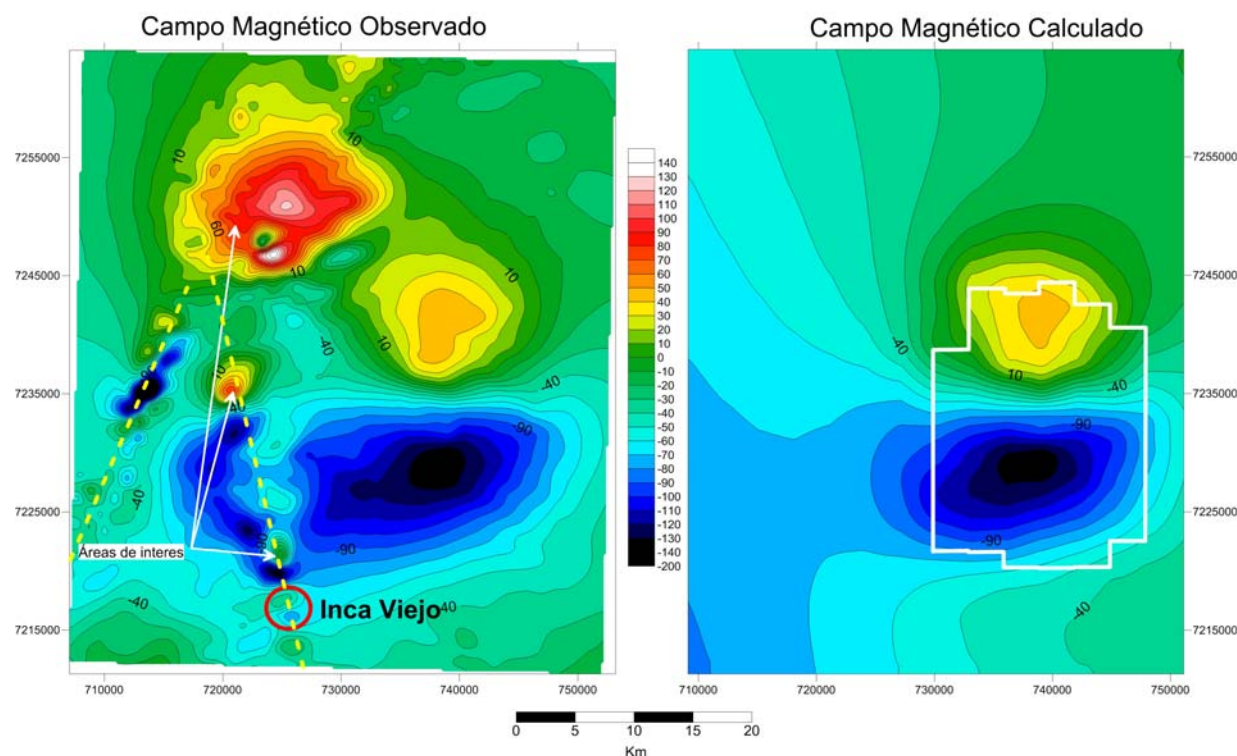


Figura 28. Comparación entre la grilla de anomalías de campo magnético observado (izquierda) y calculado (derecha). El círculo rojo indica la anomalía asociada al prospecto Inca Viejo. Las líneas segmentadas amarillas indican los principales lineamientos magnéticos. En blanco, sobre la grilla de campo magnético calculado, se representó la silueta, vista en planta, del intrusivo modelado

Universidad Nacional de Salta realizaron trabajos exploratorios que indicaron valores anómalos de Li, K, B, Mg, Ca, Na, Cs y Rb en las salmueras de varios de los salares de la Puna, particularmente en los ubicados en el sector oriental.

Dentro de la Carta Cachi se encuentran los salares del Hombre Muerto, Ratones, Diablillos, Tolillar y el extremo norte del salar de Antofalla.

SALAR DEL HOMBRE MUERTO

Generalidades

La información obtenida a partir de los distintas exploraciones realizadas en las cuencas salinas de la Puna de Jujuy, Salta y Catamarca, indicó desde el comienzo que el salar del Hombre Muerto es uno de los que mejores expectativas presenta en cuanto a los contenidos de metales alcalinos en sus salmueras, alcanzando valores de litio que duplican y triplican los obtenidos en las salmueras de salinas explotadas en Clayton Valley, Nevada, EEUU.

Consecuentemente, en la mitad occidental de la cuenca salina se ha desarrollado el Proyecto Fénix, primer emprendimiento minero para obtención de litio en la región, por parte de la empresa Minera del Altiplano SA, subsidiaria de FMC Corporation, obteniéndose carbonato y cloruro de litio a partir de las salmueras del salar. Más recientemente, la em-

presa Lithium One Inc. ha comenzado con el proyecto Sales de Vida Brine que se ubica en los sectores más orientales del salar.

Hombre Muerto es una cuenca cerrada de aproximadamente 500 km², cuya altura es de 3.900 m s. n. m., ubicada en la provincia de Catamarca, inmediatamente al sur del límite con Salta. Las instalaciones de Minera del Altiplano se localizan en el paraje Trapiche, en el borde sur del salar, entre la península del Hombre Muerto y la sierra de Incahuasi (fig. 29). El acceso se realiza desde San Antonio de los Cobres por la ruta 51, hacia el oeste hasta Cauchari, desde donde se desvía por la ruta 27 hasta la estación Pocitos y de allí hacia el sur hasta el salar del Hombre Muerto, por la ruta 17 que va a Antofagasta de la Sierra.

Historia del depósito

Como ya se mencionó, por un convenio entre la Dirección General de Fabricaciones Militares y la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, a fines de la década del 70' se realizaron muestreos de las salmueras de la mayoría de las cuencas salinas de la Puna, destacándose los resultados obtenidos en el salar del Hombre Muerto, que promediaron valores de 700-800 ppm de Li y 7.000-8.000 ppm de K. La exploración incluyó una perforación somera en la parte norte del salar.



Figura 29. Planta productora de carbonato de litio del Proyecto Fénix de la Empresa Minera del Altiplano, en Trapiche, al sur del salar del Hombre Muerto

Posteriormente, la empresa Minera del Altiplano SA desarrolló el Proyecto Fénix, que obtiene carbonato y cloruro de litio a partir de las salmueras del salar. Durante la etapa de exploración se perforaron 20 pozos a diamantina con resultados de 700-800 ppm Li y 7.000-8.000 ppm K. La mayor profundidad de la cuenca estimada por geofísica gravitacional es del orden de 800 metros. Las reservas conservatorias de salmueras alcanzan a 90 años con profundidades de recuperación de 40 a 70 metros (Alonso, 1999). En Hombre Muerto funciona una planta para la obtención de carbonato de litio, cuya producción es del orden de 12.000 t/año, mientras que en la localidad de General Güemes opera la planta productora de

cloruro de litio con capacidad de 7.250 t/año. A partir de la información generada en las primeras etapas de exploración, la empresa Lithium One señaló que las expectativas son muy promisorias en cuanto a los contenidos de litio y potasio detectados en el sector oriental de la cuenca de Hombre Muerto.

Se han estimado reservas totales de 8,6 Mt de carbonato de litio.

La figura 30 muestra las piletas de evaporación para el proceso de explotación del salar.

Marco geológico

Las rocas más antiguas que afloran en los contrafuertes orientales y sudorientales del salar del



Figura 30. Piletas de evaporación

Hombre Muerto corresponden a esquistos y gneises con intercalaciones de calizas y anfibolitas de edad neoproterozoica, que se incluyen dentro de la Formación Pachamama (Hongn y Seggiaro, 2001). Hacia el norte, oeste y sudoeste de la cuenca salina, constituyendo principalmente el cordón del Gallego y la sierra de Incahuasi, aflora una secuencia sedimentaria marina compuesta por lutitas pardo amarillentas con intercalaciones de bancos de grauvacas grisáceas, areniscas cuarzosas, lavas dacíticas y areniscas volcánicas de la Formación Falda Ciénaga correspondiente al Ordovícico inferior. Hacia el oeste de la cuenca, afloran conglomerados y areniscas fluviales rojas eocenas de la Formación Geste. En el borde norte y particularmente en el sector central de la cuenca salina, se reconocen depósitos fluviales formados por conglomerados y areniscas con intercalaciones ignimbríticas de la Formación Catal, atribuidos al Mioceno. Posteriormente se registran las manifestaciones del volcanismo neógeno, representadas hacia el sur del área por las secuencias dacíticas y andesíticas miocenas de la Formación Tebequincho. Hacia el nordeste de la cuenca salina, afloran las Andesitas Ratones, mio-pliocenas, en el volcán homónimo, mientras que localizados al norte, oeste, sur y centro del salar afloran basaltos pleistocenos de la Formación Incahuasi (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

La superficie del salar del Hombre Muerto está representada en su mayor extensión por una costra salina seca, rugosa, con crecimientos de sal de más de 0,5 m de altura, compuesta en forma predominante por cloruro de sodio acompañado por cantidades muy subordinadas de boratos y sulfatos de sodio y calcio. Intercalándose en esta secuencia y también en los bordes y sectores marginales del salar, aparecen niveles arenosos, limosos y arcillosos, generalmente saturados de sales sódicas. El perfil estratigráfico registrado hasta los primeros 15 m indica

gran abundancia de cloruro de sodio con más del 90% sobre los contenidos de sedimentos clásticos. En el borde norte de la cuenca aparece una costra terrosa cubierta por sectores por una capa de sal de poco espesor (Ramallo, 1979).

El nivel superior de las salmueras que impregnan la cuenca aparece a 0,7-0,9 m de profundidad. Las mismas corresponden a soluciones acuosas de tipo clorurado sódico, con valores de sólidos disueltos que alcanzan los 330 a 335 g/l, valores de pH de 6,5 a 7,2, p.e. de 1,199 a 1,211 g/cm³ y contenidos altos de metales alcalinos, con valores medios de 0,7-0,8 g/l de Li⁺ y 7,0-8,0 g/l de K⁺ (Nicolli *et al.*, 1982).

Según los mismos autores, los valores de más de 100 muestras obtenidas de pozos someros en la costra salina se sintetizan en el cuadro 1:

Existe una correlación muy significativa entre Li⁺ y K⁺, como así también entre Rb y Cs, advirtiéndose también que existe una estrecha relación entre las acumulaciones de boratos recientes en los salares y los contenidos de litio y potasio de sus salmueras. Por otra parte, los contenidos de Mg²⁺, SO₄²⁻ y B₄O₇²⁻ se corresponden con los valores de los metales alcalinos, mientras que la relación entre Ca y Mg es inversa (Nicolli *et al.*, 1982).

La Puna, en cuyo ámbito se encuentra más de la mitad de la superficie de la Carta, en general está caracterizada por una alternancia de elevados cordones montañosos orientados con dirección nortesur separados por depresiones intermedias donde se producen acumulaciones detríticas laterales que suelen terminar formando superficies salinas en los contrafuertes montañosos opuestos. Las cuencas deposicionales endorreicas se rellenan de materiales clásticos y evaporíticos, mostrando en su parte central superficies salinas, ocurridas a partir de una larga evolución paleoambiental iniciada en el Pleistoceno con la formación de lagos o lagunas de agua dulce que se salinizan progresivamente hasta su desecación en el Holoceno. El agua accede a los salares por drenaje centrípeto y regresa al circuito

	Li ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	B ₄ O ₇ ²⁻	SO ₄ ²⁻
Valores mínimos g/l	0,234	2,4	0,023	0,63	0,312	6,4
Valores máximos g/l	1,1	11,7	1,7	1,46	1,92	13,7
Valores más frecuentes g/l	0,7-0,8	7,0-8,0	0,5-0,9	0,9-1,2	1,3-1,7	11,5-12,5

Cuadro 1. Valores de cationes y aniones del salar del Hombre Muerto (tomado de Nicolli *et al.*, 1982)

hidrogeológico sólo por evaporación, depositándose en las cuencas la carga de solubles. El clima seco de altura, con insolación intensa y precipitaciones muy escasas, favorecen los altos índices de evaporación en las superficies planas de las cuencas, donde la circulación y concentración de salmueras produce la precipitación de evaporitas (Alonso y Viramonte, 1985).

Las condiciones necesarias para que se produzcan las concentraciones de metales alcalinos en las cuencas evaporíticas de la Puna son de naturaleza mixta. Intervienen distintos factores, tales como la intensa actividad volcánica calcoalcalina del Cenozoico, con volcanitas e ignimbritas dacíticas y andesíticas; los procesos de lixiviación de esos materiales volcánicos, cuyos productos drenan hacia las cuencas cerradas; el aporte de manantiales termales boratíferos con concentraciones altas en metales ligeros; la erosión y lixiviado de grandes cuerpos salinos fósiles neógenos y pleistocenos; el lixiviado de sales solubles adsorbidas por piroclastitas cenozoicas y el clima desértico con precipitaciones escasas y evaporación intensa (Viramonte *et al.*, 1984; Vinante y Alonso, 2006).

Se ha mencionado ya la afinidad existente entre B, Li y K en los salares (Nicolli *et al.*, 1982). En los bordes de esas cuencas se reconocen antiguas fuentes termales que han incorporado grandes cantidades de B a las mismas. Si bien todas están ligadas a la actividad volcánica, se pueden distinguir tres clases de fuentes termales boratíferas que, de acuerdo a su ocurrencia regional, se diferencian en fuentes de volcán, de montaña y de salar. Las primeras se hallan en los flancos o inmediaciones de los edificios volcánicos. Las fuentes de montaña se localizan en pequeñas quebradas labradas en los cordones montañosos que circundan a los salares, alejadas de los centros de actividad volcánica propiamente dicha. Las fuentes de salar se ubican en los bordes de los mismos, vinculándose generalmente a las fracturas que limitan las cuencas. Normalmente se encuentran erosionadas o cubiertas, aunque a la fecha se registra actividad termal de estas características en algunos lugares de la Puna; un ejemplo es el manantial termal de Antuco, ubicado al sudeste de Olacapato, en los faldeos nororientales del volcán El Queva, donde se están depositando ulexita y carbonatos a partir de las aguas calientes (Viramonte *et al.*, 1984).

En la Puna austral existen grandes cuerpos de sal de roca alojados en sedimentitas terciarias y pleistocenas. En el primer caso se asocian a niveles de la Formación Pozuelos, integrante del Grupo Pastos Grandes. Se reconocen los cuerpos de Tincalayu,

Pastos Grandes, Tolar Grande y Antofalla (Alonso, 1999). Su origen se vincula a la acumulación de sales provenientes del volcanismo de la Puna iniciado en el Mioceno. Están formados por halita con contenidos de yeso y en algunos casos boratos (Tincalayu, Pastos Grandes). Se determinó entrampado en la sal del megacuerpo de Pastos Grandes, con lo que se deduce que estos cuerpos han sido fuentes productoras de elementos alcalinos que al ser lixiviados fueron incorporados a las salmueras de los salares actuales. En Pastos Grandes se ubicaron cuerpos salinos de edad pleistocena con contenidos de yeso y boratos, cuyo origen probablemente se relaciona con la erosión de los megacuerpos terciarios antes mencionados. Como en el caso anterior estos cuerpos también pueden considerarse fuentes productoras de litio aportado a los salares a partir de los mismos procesos (Viramonte *et al.*, 1984).

En los sedimentos de la Formación Sijes, se intercalan niveles piroclásticos además de horizontes evaporíticos con boratos y yeso. Se considera que el litio vinculado a los boratos pudo ser adsorbido por las cenizas volcánicas, desde donde fue lavado e incorporado al circuito hidrológico de las cuencas endorreicas (Viramonte *et al.*, 1984).

Modelo genético

El modelo es el de depósitos asociados a sedimentos, evaporitas lacustres (9f).

SAL DE VIDA

Se ubica en la porción oriental del salar del Hombre Muerto, extendiéndose en una superficie de 385 kilómetros cuadrados. Se accede desde la ciudad de Salta mediante un camino que se utiliza durante todo el año. A la fecha pertenece a la empresa Galaxy. En la porción occidental del salar se halla el proyecto Fénix, operado por la empresa Minera del Altiplano.

El basamento que aflora en Farallón Catal divide la cuenca en las dos subcuencas denominadas Occidental y Oriental. El origen del litio en las salmueras de la Puna no se conoce bien. En el área se encuentra una extensa cámara magmática infrayacente a una profundidad de sólo 4 km; ésta podría ser la fuente del litio, que es transportado a la superficie mediante la actividad volcánica, especialmente a través de conductos hidrotermales. Se desconoce si este transporte fue el resultado de la lixiviación de sedimentos volcanoclasticos portadores de litio o por el reciclado de soluciones entrampadas portadoras de litio (www.galaxyresources.com).

Según la empresa Galaxy, en Sal de Vida las salmueras tienen un promedio de 780 mg/l Li, y concentraciones de K que promedian 0,87 mg/l K, como así también concentraciones de Mg y sulfato. La relación Mg:Li es aproximadamente de 2,2 y la de SO_4 :Li de 11,5, que son muy bajos para los estándares industriales. Además de las salmueras, cerca de la superficie el salar hospeda depósitos de ulexita, utilizada en la producción de ácido bórico (www.galaxyresources.com).

El cuadro 2 muestra las reservas probadas y probables de Sal de Vida, según la empresa Galaxy, en el año 2013.

SALAR DE RATONES

El salar de Ratones se ubica en el extremo sur de una depresión alargada en sentido norte-sur (fig. 31), flanqueada hacia el naciente por las cumbres de Luracatao y por el oeste por la sierra de los Ratones y el filo de Copalayo, que hacia el norte alberga también al salar de Centenario.

Como se dijo, la depresión está flanqueada hacia el este por las cumbres de Luracatao, constituidas por un conjunto de granitos y granodioritas de grano

fino a mediano, equigranulares a porfíricas, o de grano grueso con megacristales, con mayor o menor grado de metamorfismo, reconocidas como Complejo Eruptivo Oire, de edad ordovícica, y por un núcleo de esquistos metamórficos neoproterozoicos correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco. En las sierras de Ratones, ubicadas en el borde occidental de la cuenca, afloran sedimentos marinos ordovícicos de la Formación Falda Ciénaga y secuencias clásticas y piroclásticas neógenas de la Formación Catal. Cerrando la cuenca hacia el sur, aparecen andesitas pliocenas del volcán Ratones (Hongn y Seggiaro, 2001).

En la superficie del salar, que alcanza 40 km², se reconoce hacia el norte una costra terrosa lisa de color pardo rojizo, constituida por arenas, limos y arcillas, que por sectores presenta una delgada capa de sal. En el sector sur la costra es salina, gruesa, blanca y rugosa, con grandes crecimientos de sal. Los niveles de salmueras aparecen a 0,6-0,8 m de profundidad.

En relación con los contenidos de metales alcalinos, en el cuadro 3 se muestran 5 valores obtenidos a partir del muestreo realizado por la Dirección General de Fabricaciones Militares en conjunto con la

Categoría de reservas	Período de tiempo (años)	Masa total de Li (t)	Li_2CO_3 equivalente (t)	Masa total de K (t)	KCl equivalente (t)
Probadas	1 a 6	34.000	181.000	322.000	633.000
Probables	7 a 40	180.000	985.000	1.869.000	3.564.000
Total	total 40 años	214.000	1.139.000	2.201.000	4.197.000

Cuadro 2. Reservas probadas y probables, año 2013, para un *cut off* de 500 mg/l Li (www.galaxyresources.com)



Figura 31. Salar de Ratones visto desde el prospecto Inca Viejo. Al fondo el volcán Ratones

Muestra nº	Li ⁺ ppm	K ⁺
1	50	467 ppm
2	1.375	1,12%
3	500	3.745 ppm
4	145	1.436 ppm
5	235	2.605 ppm
Promedio	461	3.890 ppm

Cuadro 3. Contenido de metales alcalinos en el salar de Ratones (tomado de Ramallo, 1979)

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (Ramallo, 1979).

SALAR DE DIABLILLOS

El salar de Diablillos se ubica hacia el sudeste del salar de Ratones y hacia el este del salar del Hombre Muerto, con acceso desde la cuenca de Ratones por el abra de la Mina (fig. 32). Su altura es 3.900 m s. n. m. y su extensión 36 kilómetros cuadrados.

La cuenca presenta una serie de características que la distinguen de otros salares de la región. Se trata de la única depresión cuyo entorno está exclusivamente compuesto por rocas del Complejo Erup-tivo Oire, con mayor o menor grado de metamorfis-mo. Está limitado en sus bordes oriental y occidental por fracturas de rumbo norte-sur; por el sur aparece una fractura orientada según rumbo noroeste-sureste, coincidente con la quebrada de Barranquillas, que corresponde al río Diablillos, probablemente vincula-da a una estructura mayor reconocida como linea-

miento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro (Hongn y Seggiaro, 2001). La costra salina alcanza poco desarrollo, con boratos (ulexita) en abundancia en toda su superficie, cuyo origen se vincula a fuentes termales extinguidas localizadas tanto en el interior de la cuenca como en su borde austral (Alonso, 1999).

A continuación se muestran valores de litio (cuadro 4) de 5 muestras de salmueras obtenidos a partir de la prospección realizada por la Dirección General de Fabricaciones Militares y la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (Ramallo, 1979).

Recientemente la empresa Rodinia Lithium ha llevado a cabo un programa de perforaciones en la cuenca de Diablillos con más de 1.600 m de son-deos, obteniéndose valores medios del orden de 560 ppm Li y 6.200 ppm K.

SALAR DE ANTOFALLA

El extremo norte del salar de Antofalla, cuya superficie total excede los 600 km², se ubica en el borde occidental de la Carta, cubriendo dentro de la

Muestra nº	Li ⁺ ppm
1	64
2	822
3	2.297
4	1.298
5	245
Promedio	945

Cuadro 4. Valores de litio en el salar de Diablillos (tomado de Ramallo, 1979)



Figura 32. Salar de Diablillos visto desde el prospecto Cerro Blanco. Al fondo la quebrada de Barranquillas, concidente con el lineamiento transversal de rumbo NO-SE, mencionado más arriba

misma una superficie de poco más de 100 kilómetros cuadrados.

Referido al sector del salar ubicado dentro de la Carta, en el borde nor-occidental de la cuenca afloran esquistos cuarzo-micáceos, esquistos anfibólicos y anfibolitas que se incluyen dentro de la Metamorfita Antofallita, unidad a la que se le atribuye edad neoproterozoica. Hacia el norte y en el flanco oriental aparecen conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones de yeso y halita referidas al Oligoceno y reconocidas como Sedimentita Vizcachera. En el borde sud-oriental de la cuenca afloran componentes del volcanismo neógeno representados por dacitas y andesitas de la Formación Tebequíncho y basaltos pleistocenos de la Formación Incahuasi (Hongn y Seggiaro, 2001).

Si bien el salar presenta distintos tipos de superficie, la más extendida consiste en una costra salina muy rugosa, con crecimientos de sal de más de 0,50 m de alto, de color gris oscuro. El nivel freático de las salmueras aparece a no más de 0,5 metros.

Como en los casos anteriores, los contenidos de litio y potasio (cuadro 5) conocidos son a partir del muestreo realizado por la Dirección General de Fabricaciones Militares y la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (Ramallo, 1979).

3.1.4. NIOBIO - TANTALIO

Pegmatitas portadoras de Nb y Ta del extremo sur del distrito El Quemado

Muestra n°	Li ⁺ ppm	K ⁺ ppm
1	208	3.190
2	245	386
3	173	2.057
4	246	1.400
5	223	1.758
6	74	1.586
7	174	3.590
8	305	4.925
9	87	2.308
10	88	3.330
11	200	6.006
12	47	951
13	214	4.800
14	41	4.440
15	62	1.347
16	14	274
Promedio	150	3.416

Cuadro 5. Contenidos de litio y potasio del salar de Antofalla (tomado de Ramallo, 1979)

MARÍA ISABEL Y MARÍA EUGENIA

Generalidades

En el sector nororiental de la Carta, unos 15 km hacia el oeste de la localidad de Cachi, al norte del río Las Trancas, afloran pegmatitas portadoras de Nb y Ta que representan las manifestaciones más australes conocidas del distrito minero El Quemado, ubicado hacia el norte, en el ámbito de la Carta Minero-Metalogenética San Antonio de los Cobres. Para acceder a las mismas, debe seguirse desde la localidad de Cachi Adentro, por unos 4 km de huella precaria y aproximadamente otros 3 km hacia el noroeste por un camino de herradura.

Marco geológico

El área donde afloran las pegmatitas corresponde al extremo sur de la sierra de Cachi, que forma parte de la Cordillera Oriental o subprovincia de las Cumbres Calchaquíes. Está conformada por un *horst* elongado según dirección N-S, flanqueado por los *grabens* Calchaquí al naciente y Luracatao hacia el poniente. Las litologías aflorantes en el sector están representadas por elementos del basamento neoproterozoico leptometamórfico, integrado por espesas secuencias sedimentarias marinas constituidas por grauvacas, areniscas y pelitas anquimetamórficas de colores grises y verdosos, pertenecientes a la Formación Puncoviscana. Estas secuencias fueron intruídas por un conjunto de cuerpos epizonales de trondhjemitas, granitos y granodioritas de la Formación Cachi, emplazados en un ambiente extensional de retroarco (Hongn *et al.*, 2014), de edad ordovícica inferior; estos cuerpos produjeron aureolas de contacto con metamorfismo de distintos grados de intensidad, originando filitas, esquistos moteados, esquistos nodulares, gneises y migmatitas, reconocidos como Formación La Paya (Hongn y Seggiaro, 2001). Vinculadas a las fases póstumas residuales de las trondhjemitas aparecen las pegmatitas complejas, portadoras de la mineralización de Nb y Ta del distrito El Quemado, con contenidos de elementos raros (Galliski, 1999).

Geología del depósito

Los depósitos ubicados en la sierra de Cachi, denominados María Isabel y María Eugenia, están inactivos y carecen de mayores expectativas económicas.

Se trata de pegmatitas plumasíticas, complejas, con elementos raros tales como Ta, Nb, Bi, Li, Be, etc., que se presentan como cuerpos tabulares de rumbo general NO, potencias que oscilan entre 4 y

30 m, buzamientos altos, en general al SO, y corridas de hasta 100 metros. Los minerales formadores más comunes son: cuarzo, plagioclasa, microclino, moscovita y biotita. Entre los accesorios, se distinguen turmalina, amblygonita-montebrazita, lepidolita, apatita, triplita, circón, bismuto, bismutinita y columbita-tantalita. Muestran zonalidad, con cuarzo, plagioclasa y moscovita hacia los bordes, cuarzo, plagioclasa, microclino y moscovita en la parte intermedia y cuarzo en el centro. Se emplazan en diaclasas de extensión de los pliegues cabríos de las metamorfitas de la caja, integradas por una secuencia de filitas, esquistos moteados y esquistos nodulares de la Formación La Paya (Galliski, 1981).

Los cuerpos se vinculan espacial y temporalmente a las trondhjemitas de la Formación Cachi, advirtiéndose que su emplazamiento fue principalmente forzado, con pocos casos donde hubo cierta permisividad. El emplazamiento fue acompañado por silicificación y turmalinización en las cajas formadas principalmente por las metamorfitas y excepcionalmente por trondhjemitas.

Según Galliski (1983), las pegmatitas se originaron a partir de la cristalización fraccionada en cámaras semi o totalmente cerradas de fluidos pegmatógenos ricos en volátiles, provenientes de los diferenciados póstumos ocurridos durante la cristalización del magma trondhjemítico, que intruyeron en un proceso polipulsatorio, a la cubierta sedimentaria envolvente, produciendo aureolas de contacto con metamorfismo de intensidad baja a media.

Otamendi (en Méndez *et al.*, 1997 y Méndez *et al.*, 2006) argumentó que, a partir de la información geoquímica, los elementos que se encuentran en concentraciones altas dentro de las pegmatitas son considerablemente más abundantes en los metasedimentos de la Formación Puncoviscana y en las metamorfitas de contacto de la Formación La Paya que en las rocas trondhjemíticas de la Formación Cachi. El Nb y Ta, elementos típicos con concentraciones anómalas en las pegmatitas y comportamientos geoquímicos similares en los procesos ígneos, alcanzan concentraciones hasta diez veces mayores en los metasedimentos y las metamorfitas que en las trondhjemitas. Por otra parte, la geoquímica de elementos mayoritarios y traza indica que los procesos de cristalización fraccionada necesarios para producir los fundidos residuales con Nb y Ta formadores de las pegmatitas no pudieron ocurrir en las rocas de la Formación Cachi con la intensidad necesaria como para que ello se produzca. Haciendo una comparación entre las rocas de la Formación Puncoviscana y las de la Formación La Paya, se puede establecer

que el Nb y Ta son movilizados por efectos del metamorfismo térmico. Como se produjo fusión parcial de las rocas dentro de la aureola metamórfica donde el proceso térmico fue más intenso, es posible inferir la formación de fundidos pegmatíticos que debido a su alto contenido de volátiles se movilaron arrastrando a elementos tales como Nb, Ta, Th, Li, Be y otros que constituyen la mineralogía de las pegmatitas. El autor citado postuló la fusión parcial de las rocas metamórficas como origen de los cuerpos pegmatíticos de El Quemado, constituyendo el magmatismo de la Formación Cachi sólo la fuente térmica que produjo el metamorfismo.

En relación al aspecto minero, los minerales más destacados son columbita y tantalita, que se presentan como nidos y bolsones o como diseminados en individuos de 3 a 4 milímetros. Aparecen también bismutinita y bismuto nativo asociados a guías de cuarzo o en núcleos de mica, espodumeno, lepidolita y berilo (Galliski, 1983).

Dataciones K/Ar realizadas sobre moscovita fresca en las pegmatitas Santa Elena y Tres Tetras localizadas más al norte, en la Carta San Antonio de los Cobres, indicaron valores de 564 ± 25 Ma y 545 ± 15 Ma respectivamente, que ubicaron los depósitos pegmatíticos en el Cámbrico inferior a medio (Galliski, 1999). Nuevas dataciones de precisión permitieron redefinir la edad del magmatismo trondhjemítico al que se asocian las pegmatitas y acotarlo al rango 472-477 Ma, coherente con dataciones previas de plutones de los Valles Calchaquíes, que dieron edades ordovícicas tempranas (Lork *et al.*, 1989; Lork y Bahlburg, 1993).

Modelo genético

El modelo es el de pegmatitas complejas de niobio y tantalio (3b).

3.1.5. ORO

Depósitos vetiformes de oro del distrito Incahuasi

Dentro de la Carta, hacia el oeste y sudoeste del salar del Hombre Muerto, dentro de sedimentos ordovícicos de la Formación Falda Ciénaga afloran vetas de cuarzo con contenidos de Au. Algunas, como los filones de las minas Incahuasi y San Antonito, ubicados en la sierra de Incahuasi, alcanzan cierta magnitud, mientras que otras manifestaciones menores, poco conocidas, se localizan en el cordón del Gallego hacia el norte, y en Los Nacimientos, Falda Ciénaga y Paicuqui hacia el sudoeste.

MINA INCAHUASI

Generalidades

La mina Incahuasi se ubica en el borde sudoccidental del salar del Hombre Muerto, a 4.100 m s.n.m., 2 km al este de la ruta provincial 43, en el departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. El acceso a la comarca desde el norte se realiza a partir de San Antonio de los Cobres por la ruta 51 hasta Cauchari, por la ruta 27 hasta la estación Pocitos y por la ruta provincial 17, que en la provincia de Catamarca pasa a ser 43, hasta el salar del Hombre Muerto. Desde el sur se puede acceder desde Antofagasta de la Sierra por la ruta antes mencionada. El yacimiento incluye las pertenencias Incahuasi, La Providencia, La Perseverancia y otras.

Probablemente los primeros trabajos de extracción de oro se realizaron en épocas prehispánicas, aunque las ruinas del pueblo minero ubicadas al sur del depósito indican que los jesuitas recuperaron ese metal en el área hasta fines del siglo XVIII. Aproximadamente en 1810 se realizaron algunas explotaciones con desarrollo de varias labores mineras, aunque fue a partir de 1936 y hasta 1945, que la empresa Nueva Compañía Minera Incahuasi realizó la exploración y explotación del yacimiento, instalando en el lugar una planta de cianuración y amalgamación. Los laboreos mayores incluyen 2 galerías cortavetas y 6 niveles de explotación separados por 30 m entre sí. Los laboreos mencionados fueron acompañados por galerías cortavetas, piques, chiflones y destapes. El nivel I no posee gran desarrollo, aunque alcanzó los 240 metros. Sobre el nivel II se desarrollaron las tareas

de explotación más importantes, con 2.150 m de galerías. El nivel III alcanzó 1.100 m de galerías sobre la veta principal. En los niveles IV, V y VI se desarrollaron 500, 300 y 60 m de galerías respectivamente (fig. 33).

Posteriormente, en los años 2006-2007 la empresa Cardero Resources llevó a cabo un programa de exploración que incluyó un mapeo a escala 1:1000 y muestreo de superficie y por trincheras. También se llevaron a cabo 11,25 km de líneas de polarización inducida, culminando con un programa de perforaciones a diamantina que consistió en 5 pozos que totalizaron 634 metros.

En relación a los contenidos de Au de las vetas de Incahuasi, la información es variada. Para 24 muestras obtenidas sobre la veta principal, Sgross (1946) señaló contenidos medios de 30,66 g/t Au y 9,41 g/t Ag, e indicó leyes medias de 20 a 25 g/t Au con Ag y contenidos menores de Bi y As. Para el nivel IV, en una corrida de 150 m y potencia de 0,50 metros. Monchablón (1947) citó valores de 43 g/t Au; este autor señaló que el mineral tratado en la planta de beneficio alcanzaba en 1945 promedios de 14,2 g/t Au, y que en ese período la planta trataba 1.200 t/mes, de las cuales 400 t provenían de la mina y el resto de colas de explotaciones anteriores. Según Angelelli *et al.* (1970), en el lapso 1938-1945 la planta, con capacidad de 40 t/día, produjo 879 kg Au. Navarro García y Rosello (1989), en muestras de distintas vetas de cuarzo con y sin laboreos, obtuvieron valores de 9,5 a 10,5 g/t Au y 1 a 5 g/t Ag. La exploración realizada por Cardero Resources obtuvo valores promedio de 4,13 g/t Au sobre un total de 103 muestras en los muestreos en trincheras.



Figura 33. Viejo campamento de la mina Incahuasi

Marco geológico

En el cordón del Gallego, hacia el norte del salar del Hombre Muerto, en las sierras de Incahuasi y Falda Ciénaga donde se ubican los filones auríferos de las minas Incahuasi y San Antonito, y hacia el sector sudoeste de la Carta en las cercanías de Los Nacimientos y Paicuqui, la litología más antigua corresponde a una secuencia sedimentaria marina de edad ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano), designada como Formación Falda Ciénaga, integrada, en alternancia rítmica, por grauvacas, pelitas, areniscas cuarzosas, areniscas volcánicas y ocasionales niveles conglomerádicos, que se intercalan en bancos de 0,1 a 2 m de potencia de colores grises, verdosos y pardos, estratificación bien marcada y metamorfismo regional leve que localmente produce recristalización de cuarzo y sericita (fig. 34) (Hongn y Seggiaro, 2001).

Los estratos presentan rumbo general N-S a NNE-SSO, con inclinaciones marcadas, preferentemente hacia el este. Estructuralmente se observa una combinación de pliegues y fracturas, donde estas últimas adquieren mayor significación por su frecuencia y magnitud. En toda la secuencia aparece gran cantidad de vetas y vetillas de cuarzo, de aspecto lechoso, a veces teñido por óxidos de hierro, generalmente concordantes con la estratificación, de rumbo generalmente N-S y potencias de pocos cm hasta 3 o 4 m (Navarro García y Rosello, 1989).

Entre el salar del Hombre Muerto y la laguna Caro, apoyadas sobre sedimentos de la Formación Falda Ciénaga afloran secuencias de conglomerados y areniscas grises con intercalaciones ignimbríticas y volcánicas y niveles silicificados y argilizados que se asignan a la Formación Catal de edad miocena (Hongn y Seggiaro, 2001).

La secuencia litológica de la comarca continúa con las manifestaciones del volcanismo cenozoico, representadas por lavas andesíticas y dacíticas de colores castaños, rojizos y violáceos de la Formación Tebequincho, cuyo centro efusivo mayor es el cerro Mojones o Beltrán, ubicado al sudoeste de Incahuasi. En los faldeos orientales del cordón de Falda Ciénaga afloran secuencias ignimbríticas del cerro Galán. Coladas basálticas y andesítico-basálticas pleistocenas de la Formación Incahuasi completan el esquema litológico del sector (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

Los filones de cuarzo aurífero que componen el depósito encajan en la secuencia sedimentaria marina de la Formación Falda Ciénaga ya mencionada. Según González y Viruel (1992) y González (1999), el yacimiento en su conjunto está compuesto por varios sistemas de vetas con disposición pseudoconcordante en relación con las sedimentitas encajantes, orientados con rumbo general N-S e inclinaciones hacia el este con valores mayores a 45° hasta la vertical. En cuanto a las estructuras, se distinguen en el sector dos sistemas de fallas predominantes con orientaciones N-S y NE-SO, además de estructuras menores orientadas según dirección NO-SE (fig. 35).

En el sector oriental del depósito se distinguen varias vetas, entre las que se halla la veta principal, explotada por los jesuitas y con posterioridad; además otros filones menores se ubican hacia el oeste. El conjunto está compuesto por varios sistemas de vetas que se identifican como la veta principal, la veta del este ubicada a unos 160 m de la anterior y dos vetas hacia el oeste, a 100 y 230 m de la principal, respectivamente. Los filones conforman un sis-



Figura 34. Antiguos laboreos de la mina. Sedimentitas ordovícicas alteradas

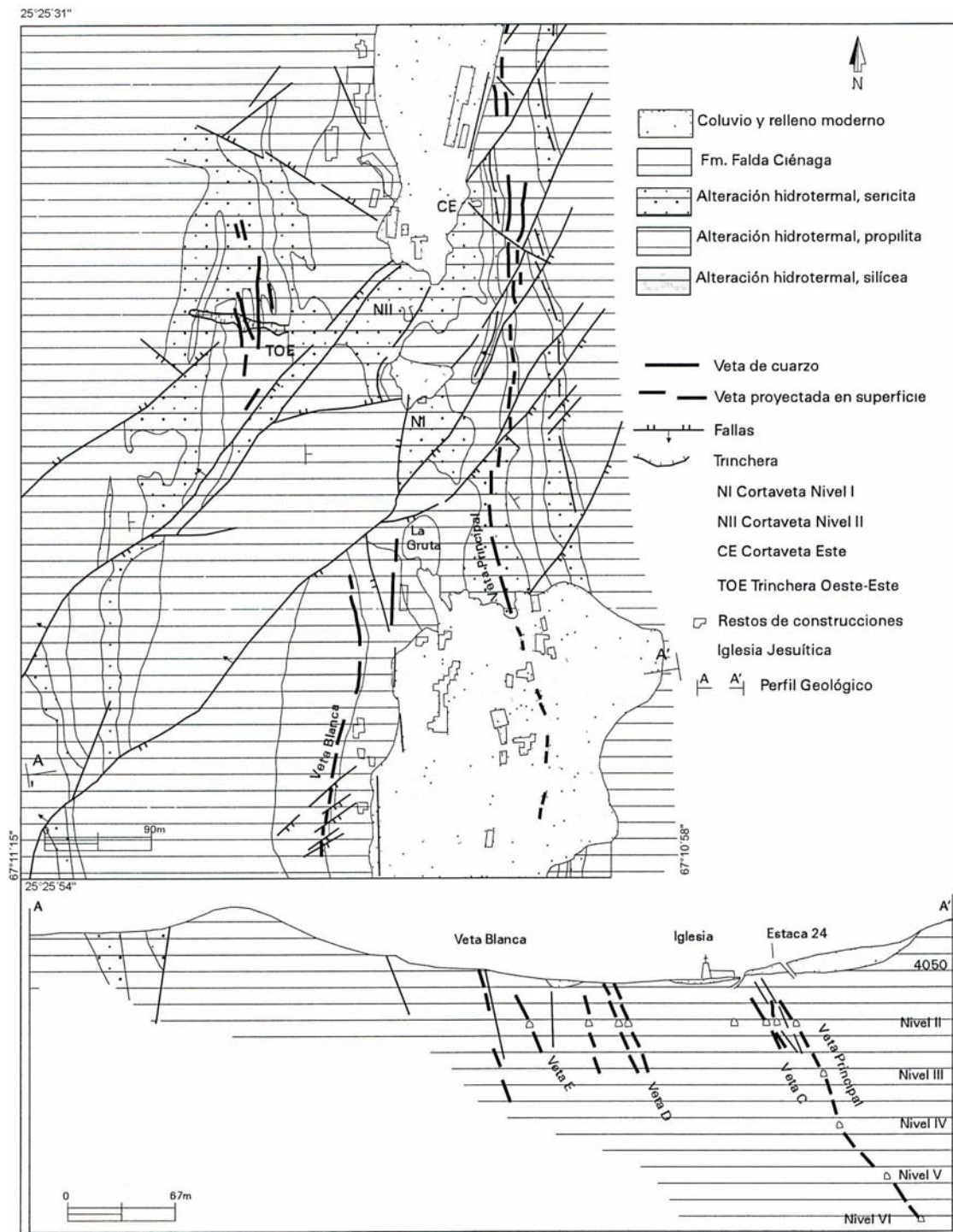


Figura 35. Mapa geológico y perfil del área donde afloran las vetas auríferas de la mina Incahuasi (González, 1999)

tema aproximadamente paralelo, con rumbo concordante al de las sedimentitas encajantes e inclinación variable. La veta principal sigue una dirección general norte-sur, con buzamiento desde 45° hasta la vertical y corrida de aproximadamente 220 metros. La potencia es variable; en la parte norte del sector explotado alcanza 0,30 m, hacia el centro 0,78 m y 0,27 m en la parte sur. En superficie la veta está integrada por tres guías de 0,20 a 0,40 m de espesor que se unen formando un solo filón en profundidad (de los Hoyos, 1993; González, 1999).

El cuarzo aparece en agregados granosos y fibrosos finos y medianos de color blanco. La mineralización consiste en pequeños agregados cristalinos de Au de hasta 1,5 mm de diámetro con hábito prismático, macizo y arborescente plano, de tono amarillento muy pálido, dispuestos en pequeñas fisuras, cementando fragmentos brechados de cuarzo. Acompañan pirita, arsenopirita, calcopirita y esfalerita, distribuidos en nidos aislados de poco tamaño (Navarro García y Rosello, 1989). Anteriormente, Sgrosso (1946) mencionó también minera-

les oxidados de Cu y As y ocre de Bi muy escasos.

En el área de la mina se han reconocido zonas de alteración hidrotermal (fig. 36) de tipo sericitico, dispuestas en fajas elongadas según el rumbo de las vetas y acompañadas por sílice en algunos casos en cantidades importantes; aparece también alteración clorítica en intensidades variables, pero siempre subordinada a las anteriores (González, 1991). Sericita hidrotermal asociada a la mineralización fue datada en $415,4 \pm 3,7$ Ma por el método Ar/Ar (Proyecto MAP, 2002).

Cerrado el ciclo sedimentario ordovícico, hacia el final de ese período la Fase Oclóyica deformó la cuenca intensamente, generándose procesos de metamorfismo dinámico y térmico que condicionaron la ubicación de las vetas de cuarzo aurífero en los niveles ordovícicos, ampliamente reconocidas hacia el norte en los distritos mineros de Rinconada y Santa Catalina, en la provincia de Jujuy, y cuyo desarrollo finaliza hacia el sur con los depósitos de Incahuasi, San Antonito e indicios menores ubicados en el sector occidental de la Carta.

La acción de la Fase Oclóyica provocó una intensa deformación tectónica regional que plegó a las secuencias sedimentarias ordovícicas, produciendo importantes fracturamientos y zonas de cizalla que eventualmente pudieron originar fenómenos locales de segregación metamórfica. Según Navarro García y Rosello (1989), la teoría de segregación metamórfica-dilatancia considera que para la ocurrencia de depósitos epigenéticos de Au localizados en secuencias pelítico-grauváquicas, la sílice, metales, azufre y arsénico son movilizados y migran por difusión

hacia las zonas de dilatancia producidas por efectos de la deformación. La sílice de las pelitas y grauvascas, de alta movilidad, rellena la mayoría de las zonas abiertas como guías y vetas de cuarzo que eventualmente pueden contener algo de Au.

En este tipo de depósitos, las concentraciones mayores de cuarzo aurífero se localizan en zonas de cizalla fuertemente desgarradas, con formación de pliegues menores y pequeñas fracturas que corresponden a las zonas de dilatación antes mencionadas.

La vinculación de la génesis de estos depósitos con fenómenos tectónicos responsables de las deformaciones que sufrieron los sedimentos encajantes indica que existe una relación directa entre la edad de la mineralización y la de la deformación correspondiente. Consecuentemente, si las secuencias sedimentarias ordovícicas sufrieron fuertes deformaciones durante la Fase Oclóyica se puede atribuir a la misma el origen de los filones de cuarzo aurífero (Navarro García y Rosello, 1989).

Modelo genético

Corresponde al de vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d).

MINA SAN ANTONITO

Generalidades

La mina San Antonito, integrada por las pertenencias Esperanza, Victoria y otras, se ubica unos 12 km al sur de la mina Incahuasi, en el Callejón Falda Ciénaga a 4.420 m sobre el nivel del mar. El acceso se realiza desde la mina Incahuasi por la ruta 43 hacia Antofagasta de la Sierra, recorriendo 14



Figura 36. Sedimentos ordovícicos alterados en el borde oriental de la mina

km y desviando hacia el este 2 km hasta llegar a la mina.

A partir de las ruinas de un viejo campamento minero, es probable que los primeros trabajos hayan sido realizados por los jesuitas simultáneamente con la explotación de Au de los filones de Incahuasi. Durante el desarrollo y explotación de esa mina, por parte de la Nueva Compañía Minera Incahuasi, entre los años 1936 y 1945 se ejecutaron también varias labores en la mina San Antonito que consistieron en rajos abiertos sobre las vetas, con profundidades máximas de 10-12 m, galerías cortaveta de oeste a este y por lo menos un pique en la zona central. A la fecha todos los laboreos se encuentran soterrados.

Sobre 43 muestras de cuarzo extraídas en diversas labores, Fernández Lima *et al.* (1960) indicaron contenidos de Au entre 0,5 y 39,5 g/t, con una ley media de 3,41 g/t Au y entre 1 y 48 g/t Ag con promedios de 6,25 g/t Ag. Angelelli (1984) mencionó valores de Au de 1 a 9 g/t en potencias de 0,2-0,3 metros. No se registra información en cuanto a la cantidad de oro beneficiado.

Geología del depósito

Como en el caso de Incahuasi, las vetas de cuarzo de San Antonito encajan en los mismos sedimentos ordovícicos de la Formación Falda Ciénaga.

La estructura principal consiste en un anticlinal fracturado en su flanco occidental con rumbo nort-sur y un fallamiento menor transversal con orientación N 60° E e inclinación de 80° SE que desplaza levemente a las vetas de cuarzo (Navarro García y Rosello, 1989).

El filón de cuarzo principal se ubica concordante con la estratificación, con orientación NNO-SSE e inclinación elevada al oeste (60-87°), con una corrida de afloramiento de aproximadamente 500 m, no siempre continua (fig. 37). Está compuesto por una serie de guías y vetas delgadas cuya potencia va de pocos centímetros a 0,45 metros. En los laboreos se advierte que la salbanda occidental está formada por niveles de areniscas compactas y frágiles, mientras que la oriental la constituyen pelitas fracturadas y deformadas. El cuarzo es de aspecto masivo y lechoso con pátinas limoníticas (Navarro García y Rosello, 1989). El Au aparece como chispas de electrum. Se observa también especularita y hematita en granos subhedrales.

En cuanto al origen de las vetas de cuarzo aurífero de San Antonito, la roca de caja, las estructuras, las características de las vetas, su mineralogía y las relaciones de campo indican una marcada similitud con las vetas de Incahuasi.

Más al sur, sobre el camino a Antofagasta de la Sierra, en las cercanías de la localidad de Los Nacimientos, afloran otras manifestaciones vetiformes de cuarzo aurífero, alojadas en sedimentos ordovícicos de características similares, aunque de envergadura considerablemente menor, tales como las de Falda Ciénaga, Paicuqui y Los Nacimientos.

Modelo genético

El modelo asignado es el de vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d).



Figura 37. Laboreos según el rumbo de la veta de la mina San Antonito

DISTRITO MINERO DIABLILLOS

Generalidades

El distrito minero Diablillos se encuentra entre los salares del Hombre Muerto y Diablillos, al sudeste del salar de Ratones en el límite entre las provincias de Salta y Catamarca. La altura media es del orden de 4.000 m s. n. m. y cubre una superficie aproximada de 3.500 hectáreas. El acceso puede realizarse desde San Antonio de los Cobres por la ruta nacional 51, desviándose 10 km al oeste de esa población por la ruta provincial 129 que pasa por el abra del Gallo, Santa Rosa de los Pastos Grandes, Sijes y los salares de Centenario y Ratones, hasta el prospecto Inca Viejo (Abra de Minas), desde donde se continúa hacia el sur por el borde occidental del salar de Diablillos hasta Cerro Blanco, prospecto más septentrional del distrito minero.

Marco geológico

El distrito se localiza en el sector oriental de la Puna Austral, extendiéndose en forma alargada en sentido norte-sur, hacia el oeste del salar de Diablillos y al este-nordeste del salar del Hombre Muerto.

Constituyendo el basamento neoproterozoico de la zona, hacia el oeste de la zona de interés, se incluye una faja de rumbo aproximado norte-sur que ocupa los contrafuertes orientales y sudorientales del salar del Hombre Muerto, integrada por esquistos y para y ortogneises con intercalaciones de anfibolitas y calizas, reconocidos como Formación Pachamama. Hacia el este, en las cumbres de Luracatao, afloran metamorfitas del Complejo Metamórfico Río Blanco, compuesto por esquistos sillimaníticos, migmatitas e intercalaciones de gneises. El sector central, donde se localizan los prospectos mineros del distrito, está representado por una faja de rumbo norte-sur ubicada hacia el borde occidental del salar de Diablillos y más al sur, donde afloran en forma dominante rocas integrantes del Complejo Eruptivo Oire, de edad ordovícica, representadas por granitos y granodioritas de grano grueso con megacristales de feldespato potásico. Son rocas biotíticas, en menor grado moscovíticas, de tonos grises y rosados que por sectores muestran intensa deformación que da lugar a la formación de milonitas. En este sector se hallan afloramientos de rocas correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco, mencionado anteriormente y en este caso representadas por filitas, esquistos comunes, pizarras y metacuarcitas (Hongn y Seggiaro, 2001).

Intruyendo a las litologías neoproterozoicas y ordovícicas, desde el extremo norte de la sierra de

Inca Viejo hacia el sur, afloran varios cuerpos de pórfiros dacíticos y riódacíticos incluidos dentro de la Formación Inca Viejo. Por sectores estas rocas presentan alteración hidrotermal con coloraciones más claras y minerales como sericita, sílice, arcillas, epidoto y alunita y otros, que representan las áreas de interés minero del distrito (Hongn y Seggiaro, 2001; Chacón, 1999). Dataciones radimétricas K/Ar realizadas indican para el pórfiro de Inca Viejo una edad de $15 \pm 0,2$ Ma (Sillitoe, 1977).

Hacia el oeste de la zona de interés minero afloran andesitas anfibólicas y piroxénicas de colores grises y castaños conocidas como Andesita Ratones, que conforman el volcán del mismo nombre, con edad de 7 Ma obtenida a partir de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Vandervoort, 1993, en Hongn y Seggiaro, 2001).

En la zona correspondiente al distrito minero Diablillos se reconocen por lo menos dos sistemas de estructuras principales. Uno de ellos está representado por una megafaja de cizalla (frágil, frágil-dúctil, dúctil) recurrente, de rumbo general norte-sur definida por Hongn (1994), originada durante el Neoproterozoico y Paleozoico inferior con reactivaciones recurrentes durante el Mesozoico y Cenozoico; esta faja se extiende desde el extremo norte del salar de Centenario hasta el sector nororiental del salar del Hombre Muerto, continuando hacia el sur. Se la reconoce también como lineamiento Diablillos-Cerro Galán. Las fallas que limitan por el este y el oeste la depresión que ocupa el salar de Diablillos están probablemente vinculadas a esta estructura regional. El otro sistema, orientado según rumbo noroeste-sureste, coincide con la quebrada de Barranquillas del río Diablillos, y está relacionado con el lineamiento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro (Hongn y Seggiaro, 2001). El magmatismo y las áreas afectadas con marcada alteración hidrotermal y eventual mineralización que definen al distrito minero se vinculan a estos sistemas de estructuras, particularmente a la zona de intersección de los mismos, que seguramente han sufrido diversas reactivaciones a lo largo de la historia tectónica de la región.

Dentro del área correspondiente al distrito Diablillos se ubican varios sectores con alteración hidrotermal y mineralización de tipo epitermal de alta sulfuración con importantes zonas supergénicas superpuestas. Pueden individualizarse tres zonas: hacia el norte los prospectos Cerro Blanco, Diablillos sur, Abra de Pedernales y Cerro Guacho; en el centro el prospecto El Oculto (Cerro Bayo de Diablillos) y en el extremo sur el prospecto aurífero Cóndor Yacu, conocido anteriormente como Agua de las

Palomas (Chacón, 1999; Silver Standard Resources Inc., 2009). Aproximadamente unos 30 km hacia el sur del prospecto Cóndor Yacu, en la margen oriental del valle del río de los Patos, rodeado por un ambiente donde predominan las ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Galán, aflora un conspicuo domo de aproximadamente 2,5 km de diámetro, conformado por rocas porfíricas dacíticas y riódacíticas, incluido dentro de la Formación Inca Viejo y denominado Cerro Gordo, donde Sureda (2002) mencionó alteración sericitica, silíceo y arcillosa, que afecta a las dacitas e indicó que muestreos expeditivos dieron valores de hasta 260 ppb Au.

PROSPECTO EL OCULTO (CERRO BAYO DE DIABLILLOS)

El prospecto se localiza en la parte central del distrito Diablillos incluyendo a los cerros Bayo de Diablillos y Zorro, y los sectores Fantasma hacia el oeste de El Oculto y Laderas hacia el norte del cerro Bayo.

Los primeros trabajos de prospección realizados en el área se llevaron a cabo en la década del '70 en el marco del Plan de Exploración NOA I de la Secretaría de Minería de la Nación, identificándosela como Área de Reserva 1, Diablillos.

Entre 1990 y 1992 el prospecto fue explorado por las empresas BHP Minerals y Pacific Rim; se totalizaron 6.800 m de perforaciones con aire reverso y 3.000 m con diamantina, y se determinaron reservas de 5,1 Mt, con tenores de 2,07 g/t Au y 211,93 g/t Ag. Posteriormente la empresa Barrick Exploraciones llevó adelante un plan de perforaciones con

más de 30.000 m de sondeos. Entre 2003 y 2008 Silver Standard realizó más de 22.000 m de sondeos (Silver Standard Resources Inc., 2009). A la fecha los recursos estimados por Wardrop (2008, en Silver Standard Resources Inc., 2009) alcanzan 21,6 Mt con 0,992 g/t Au y 111 g/t Ag, a los que se suman recursos inferidos de 7,2 Mt con 0,807 g/t Au y 27 g/t Ag.

Geología del depósito

En la zona de interés el basamento neoproterozoico y paleozoico inferior está representado por filitas, esquistos comunes, pizarras y metacuarcitas del Complejo Metamórfico Río Blanco y granitos y granodioritas biotíticas, en menor grado moscovíticas. Estas rocas fueron intruidas particularmente en el sector Cerro Bayo por una secuencia volcánica compuesta por dacitas, pórfiros dacíticos, riódacitas, andesitas e ignimbritas dacíticas y andesíticas, que se incluyen en la Formación Inca Viejo del Mioceno medio-superior (Hongn y Seggiaro, 2001; Silver Standard Resources Inc., 2009).

La zona de interés es atravesada por dos fracturas mayores orientadas en sentido norte-sur, denominadas falla Jasperoides hacia el oeste y falla Pedernales hacia el este, que forman parte de la zona de cizalla regional Cerro Galán-Diablillos. El *grabén* formado por ambas estructuras alcanza 2,7 km de ancho en la zona de El Oculto y 800 m en la zona Pedernales ubicada unos 4,5 km hacia el norte (Silver Standard Resources Inc., 2009).

El sector donde la alteración hidrotermal y mineralización alcanzan mayor importancia es en la zona El Oculto (Cerro Bayo de Diablillos), ubicada entre



Figura 38. Cerro Bayo de Diablillos. Se advierten caminos y planchadas de perforaciones

las fallas mencionadas, donde aflora un amplio sector con lixiviación ácida; la localización de este sector fue controlada por las distintas estructuras, la permeabilidad litológica y una discordancia basal confirmada por los sondeos (fig. 38), que ocurre entre las rocas del basamento neoproterozoico y ordovícico y las volcanitas terciarias y que está indicada por conglomerados y brechas.

La secuencia volcánica miocena es marcadamente heterogénea, con componentes piroclásticos representados por tobas y brechas tobáceas de composición andesítica y dacítica. Las rocas subvolcánicas corresponden a pórfiros dacíticos y riódacíticos acompañados por un variado conjunto de brechas ígneas y tectónicas.

La alteración hidrotermal del prospecto corresponde a un sistema epitermal de alta sulfuración con mineralización de metales preciosos. En general la intensidad del proceso hidrotermal es de moderada a fuerte, de acuerdo a los distintos bloques y sus niveles de exposición. La alteración es de tipo sílice-sericítica-argílica, y aparecen también alunita, turmalina y clorita (fig. 39). Una importante decoloración de las rocas indica silicificación muy fuerte a extrema, con desarrollo de cuarzo oqueroso y *stockworks* de cuarzo, calcedonia y pirita. Son comunes contenidos de sílice-arcilla-alunita-jarosita que indican una lixiviación ácida fuerte (Silver Standard Resources Inc., 2009).

La silicificación, por sectores muy fuerte a extrema, alcanza mayor desarrollo en las cercanías de los canales que aportaron los fluidos hidrotermales, manifestándose con reemplazos masivos, con desarrollo de cuarzo oqueroso y vetilleo entrecruzado

(*stockworks*) de cuarzo-calcedonia-pirita, conformando cuerpos tabulares en las rocas porfíricas. La alunitización ocurre como masas de grano fino o microcristalinas a partir de la sustitución de feldespatos y minerales máficos; aparece también como venas y venillas en parte asociada a jarosita (Silver Standard Resources Inc., 2009).

Según los sondeos la mineralización en El Oculito se ubica entre las cotas 3.965 y 4.300 m con valores más importantes entre 4.050 y 4.250 m (Silver Standard Resources Inc., 2009).

Los metales preciosos se vinculan a la asociación pirita, alunita, sulfuros de metales de base y vetillas de baritina. Son frecuentes vetillas de pirita con contenidos de Au y Ag, aunque los análisis indican que los valores no son altos. Puntualmente se ha detectado pirita y calcopirita en pátinas y muy delgadas venillas, acompañadas de abundante jarosita, como así también minerales oxidados de Cu. Por sectores se observa enriquecimiento supergénico en niveles hipogénicos, con covellina que sustituye a calcopirita (Silver Standard Resources Inc., 2009).

Modelo genético

En el sector del cerro Bayo, a partir de un esquema tectónico favorable, e intruyendo a rocas del basamento neoproterozoico y eopaleozoico, aflora una secuencia volcánica compuesta esencialmente por rocas porfíricas e ignimbritas dacíticas y riódacíticas correspondiente a la Formación Inca Viejo de edad miocena. El sistema fue afectado por un proceso hidrotermal de intensidad moderada a fuerte que originó zonas de alteración de tipo sílice-sericítica-argílica, con presencia de alunita y turma-



Figura 39. Roca dacítica fuertemente alterada en Cerro Bayo de Diablillos

lina. La mineralización, con contenidos de Au y Ag, se presenta como una asociación de piritita, alunita y sulfuros de metales de base.

De acuerdo a las características mencionadas, particularmente de la alteración hidrotermal y tipo de mineralización, se puede encuadrar al prospecto como un sistema epitermal subvolcánico de alta sulfuración, con mineralización de Au y Ag, vinculado al magmatismo de arco mioceno representado en la zona por cuerpos subvolcánicos de pórfiros riódacíticos y dacíticos, correspondientes a la Formación Inca Viejo (modelo 7c).

PROSPECTO CERRO BLANCO

Generalidades

Se trata del prospecto ubicado más al norte dentro del distrito minero Diablillos, en la margen sudoccidental del salar del mismo nombre, a 6 km en línea recta hacia el nor-nordeste de Cerro Bayo de Diablillos.

Entre 1996 y 1997 la empresa International Pacific Rim llevó a cabo un programa de exploración de superficie con mapeo geológico y desarrollo de 7 trincheras de muestreo de 50 m cada una, con la recolección de 218 muestras de roca tanto en superficie como en trincheras. Los valores medios de Au obtenidos alcanzaron 139 ppb, con mínimos de 2,5 ppb y máximos de 2.824 partes por billón. Los valores registrados para Ag y Cu fueron muy bajos. En 1997, completando el programa de exploración se perforaron 1.973 m de sondeos por aire reversa, distribuidos en 8 pozos, 7 de los cuales se ubicaron en el sector nordeste del prospecto. Se recuperó una muestra por cada metro perforado. La cubicación de reservas estimadas indica 18,5 Mt con leyes medias de 0,053 g/t Au (Chacón, 1999).

Geología del depósito

Según González (1985), en el prospecto Cerro Blanco se distinguen dos sectores, el occidental que incluye al cerro Blanco propiamente dicho, que es el que presenta alteración hidrotermal intensa y mineralización, y el sector oriental al que el autor mencionado denominó Cerro Granito, donde sólo se manifiesta alteración débil.

En cuanto a las litologías presentes en el sector occidental, afloran granitos biotíticos correspondientes al Complejo Eruptivo Oire. Los mismos carecen de alteración y por sectores están atravesados por diaclasas rellenas de turmalina. En su borde oriental están en contacto con esquistos con alteración propilítica débil, que a modo de una faja elongada en

sentido norte-sur separan a los afloramientos de los granitos de la falla denominada del Salar; esta estructura es de tipo inverso, de rumbo norte-sur, alto ángulo, orientación norte-sur y con plano buzante hacia el este. Hacia el naciente de esa estructura y hasta la falla de la Peña, también de rumbo norte-sur y que se ubica al este de Cerro Blanco, afloran esquistos del Complejo Metamórfico Río Blanco con intensa alteración hidrotermal de tipo cuarzo-sericitica que por sectores enmascara totalmente a las rocas originales. Hacia el este de la fractura mencionada aparecen filitas precámbricas levemente sericitizadas (Chacón, 1999).

Entre las dos estructuras mencionadas, afloran riódacitas porfíricas, cuerpos de brecha, diques de brecha silicificados y brechas en chimenea, intruyendo las litologías del basamento eoproterozoico y ordovícico según direcciones de debilidad, y cuyo rumbo dominante varía entre 100 y 120°.

Las dacitas porfíricas afloran hacia el sudoeste de Cerro Blanco como cuerpos de escasa dimensión de color verde oscuro, de textura porfírica con fenocristales euhedrales de feldespatos, cuarzo y minerales máficos en pasta afanítica. También en la zona nordeste del mismo cerro aparecen riódacitas porfíricas alteradas de color gris claro conformando pequeños diques.

Hacia el sur y en el faldeo oriental de Cerro Blanco, al sur de una fractura transversal que secciona en dos partes al cerro, afloran grandes cuerpos de brechas elongados en sentido norte-sur. Están constituidos por clastos de areniscas y cuarcitas de tamaños variados en matriz escasa de clastos pequeños y óxidos de hierro. Hacia el norte de la fractura mencionada, se repiten cuerpos de brecha con clastos de cuarcitas, areniscas y filitas con fuerte alteración silícea y sericitica en matriz de color celeste compuesta de cuarzo y sericita de grano fino (Chacón, 1999).

En la ladera oriental de Cerro Blanco afloran diques de brecha muy silicificados e impregnados de hematita, cuyos espesores no superan los 10 o 15 m, que se orientan con rumbo 100-120°.

Finalmente, hacia el nordeste del cerro, intruyendo la zona límite entre rocas con fuerte alteración cuarzo-sericitica y filitas del basamento se mencionan afloramientos de brechas, aparentemente alojadas en una estructura con aspecto de chimenea, formados por rocas de color gris blanquecino, con litoclastos muy alterados de hasta 2 cm de longitud, intensamente silicificados y sericitizados, lo que enmascara los protolitos originales. La localización de estas chimeneas de brecha estaría vinculada a la falla de la Peña (Chacón, 1999).

Además de las fallas del Salar y de la Peña, ubicadas hacia el oeste y el este de Cerro Blanco, a unos 700 m hacia el sur del cerro se localiza una estructura de rumbo ONO-ESE, reconocida como falla Ratones, mencionada anteriormente como integrante del lineamiento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro, al que se vinculan las zonas de alteración y mineralización de Diablillos Sur y del propio Cerro Blanco (Chacón, 1999; Hongn y Seggiaro, 2001).

A partir de la intrusión de las rocas atribuidas al Mioceno, el área del prospecto fue afectada por una intensa alteración hidrotermal (fig. 40 y 41) que se advierte por la fuerte decoloración de las distintas litologías, extendiéndose por 1.000 m en sentido E-O y 1.500 m en sentido N-S. Predominan silicificación

y sericitización; en menor grado se identifican caolinización, propilitización, turmalinización y alteración potásica (Chacón, 1999). En el área ubicada entre las fallas de La Peña y del Salar la sericitización y silicificación alcanzan mayor intensidad, enmascarando totalmente a la roca original. Las volcanitas porfíricas que afloran en ese sector presentan fenocristales de feldespato completamente reemplazados por sericita y caolinita. En los cuerpos de brecha la silicificación se manifiesta en mayor grado (Chacón, 1999). Las diaclasas y fracturas que tuvieron importancia en el ascenso del sistema alterado y mineralizado se orientan con rumbos e inclinaciones de $100^{\circ}/43^{\circ}$ NE, $70^{\circ}/50^{\circ}$ SE y $155^{\circ}/26^{\circ}$ NE.

Según Chacón (1999), en el sector nordeste del cerro Blanco aparecen en superficie venillas de piri-



Figura 40. Zona de alteración hidrotermal en el prospecto Cerro Blanco



Figura 41. Rocas dacíticas alteradas en el prospecto Cerro Blanco. Al fondo el salar de Diablillos

ta de hasta 7 mm de espesor, orientadas en distintas direcciones conformando una disposición tipo *stockwork*. Por sectores, también en superficie se distingue gran cantidad de vetillas de jarosita, goethita y hematita localizadas tanto en las rocas del basamento como en las intrusivas. De acuerdo a los sondeos realizados se determinó en profundidad por sectores un diseminado fino y en venillas de hasta 3 mm de espesor con contenidos de pirita, marcasita y calcopirita. La mineralización de Au y Ag aparece como una diseminación submicroscópica alojada en los sectores con alta silicificación, en los cuerpos de brechas hidrotermales y en menor medida en los pórfiros riodacíticos alterados y en las areniscas del basamento alteradas.

El cuerpo intrusivo aflorante en el prospecto Cerro Blanco corresponde a dacitas y riodacitas calcoalcalinas porfíricas; el sistema se vincula a fluidos ácidos originados en procesos hidrotermales de niveles altos relacionados a complejos volcánicos calcoalcalinos subaéreos. La mineralización reconocida se encuentra, en el caso de Au y Ag, como un diseminado muy fino de partículas de tamaño submicroscópico, en rocas de caja lixiviadas, mientras que la pirita, marcasita y calcopirita aparece en granos más gruesos o formando venillas de pocos mm de espesor. La alteración hidrotermal es argílica avanzada y silicificación moderada a fuerte con caolinita, dickita, alunita y sericita. El intrusivo porfírico riodacítico en su ascenso generó sistemas de diaclasas y fracturas menores que junto con las brechas en chimenea sirvieron de conductos para el desplazamiento de las soluciones hidrotermales que originaron alteración hidrotermal y la eventual mineralización.

Modelo genético

De acuerdo a las características mencionadas, Chacón (1999) consideró que el prospecto corresponde a un sistema epitermal subvolcánico de alta sulfuración, con contenidos de Au y Ag, vinculado al magmatismo de arco mioceno representado en la zona por cuerpos subvolcánicos de pórfiros riodacíticos y dacíticos, correspondientes a la Formación Inca Viejo (modelo 7c).

PROSPECTO CÓNDOR YACU

Generalidades

El prospecto Cóndor Yacu, reconocido anteriormente con el nombre de Agua de las Palomas, se encuentra en el extremo sur del distrito minero Diablillos, a 2,5 km al sur del cerro Bayo de Diablillos.

En el sector sur del prospecto se ubica un rajo a cielo abierto y un pique que fueron realizados por la Dirección de Minería de la provincia de Catamarca. Siete muestras de trincheras en ese afloramiento indican valores entre 5,96 y 48,5 g/t Au, mientras que 17 muestras tomadas en el sector norte del prospecto dieron valores de 0,28 a 2,1 g/t Au. En dos muestras analizadas por Navarro García y Rosello (1989), los tenores alcanzan 8 y 13 g/t Au y 126 g/t Ag. Una muestra recolectada por los autores en el sector sur dio 14 g/t Au y 160 g/t Ag. Cardero Resources en cuatro sondeos a diamantina realizados en 2001 obtuvo valores de 18,03 g/t Au y 115,3 g/t Ag y 14,85 g/t Au y 146,6 g/t Ag en tramos de 76 y 14 m de potencia respectivamente (Sureda, 2002).

Marco geológico

Hacia el sudoeste del prospecto, en el borde oriental del salar del Hombre Muerto, afloran esquistos y gneises con intercalaciones de calizas y anfibolitas del basamento neoproterozoico correspondientes a la Formación Pachamama. El cordón montañoso, que se extiende entre los salares de Ratones y Diablillos, está formado en escasa proporción por esquistos, filitas y metacuarcitas del Complejo Metamórfico Río Blanco, y en mayor proporción por la fase de granitos y granodioritas de grano grueso con megacristales que pertenecen al Complejo Eruptivo Oire del Ordovícico. Ambas unidades son intruidas a lo largo de fracturas de rumbo norte-sur por una serie de cuerpos menores de pórfiros riodacíticos y dacíticos de los prospectos Inca Viejo, Cerro Blanco, Cerro Bayo de Diablillos y otros, que en conjunto se reconocen como Formación Inca Viejo, cuya edad corresponde al Mioceno medio. Hacia el noroeste de la zona afloran andesitas del volcán Ratones (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

Los cuerpos de brecha mineralizados están alojados en rocas del Complejo Eruptivo Oire; se trata de una granodiorita de color castaño rojizo y gris, con textura hipidiomorfa a heteromorfa, con cuarzo, oligoclasa, biotita y escasa moscovita, con megacristales idiomorfos de feldespato potásico (microclino) de hasta 3 cm de longitud, distribuidos irregularmente en una pasta granosa de composición granítico-granodiorítica. Incluidos dentro de la granodiorita se advierten xenolitos oscuros de rocas metamórficas de hasta 0,20 m de diámetro. Hacia el oeste de las zonas alteradas, afloran diques de lamprófiros que alcanzan varios metros de potencia (Kleine-Hering, 1987).

Dentro del área de interés, ubicada en una depresión de aproximadamente 500 m en sentido norte-sur y 400 m en sentido este-oeste, con drenaje hacia el naciente por la quebrada de Agua de las Palomas, afloran tres cuerpos de brechas silíceas, aproximadamente ovales, orientados con dirección norte-sur, separados entre sí por una cobertura de material moderno que impide apreciar si existe continuidad entre ellos (fig. 42, 43 y 44).

En el afloramiento más austral, que aparece como una elevación achatada que se extiende por unos 140 m en sentido norte-sur y 60 m en sentido este-oeste, es donde la alteración hidrotermal se manifiesta con mayor intensidad; presenta geometrías complejas en forma de estructuras brechosas de tipo *stockwork*, con silicificación intensa representada por venillas

entrelazadas y masas de cuarzo que aparecen como agregados cristalinos de 1 a 3 mm de diámetro, con buen desarrollo de cristales y masas criptocristalinas de calcedonia y ópalo. Las potencias son decimétricas, con estructuras bandeadas, de tonos oscuros, rojizos y amarillentos donde aparecen oquedades rellenas con limonitas. Caolinización y sericitización afectan a la roca de caja con distintas intensidades (Kleine-Hering, 1987; Navarro García y Rosello, 1989).

La mineralización, de distribución irregular, en superficie está representada por abundantes pátinas de minerales oxidados de Cu (malaquita, azurita, turquesa, crisocola y delafossita) y de hierro. En profundidad se observan covellina y calcosina y más abajo calcopirita en granos menores a 0,2 mm; la pirita diseminada es abundante. El Au aparece aso-



Figura 42. Cuerpo de brecha sur del prospecto Cóndor Yacu



Figura 43. Antiguos laboreos en el cuerpo de brecha sur del prospecto Cóndor Yacu



Figura 44. Brecha aurífera de Cónдор Yacu

ciado a los sulfuros mencionados o en forma aislada como chispas de 0,1 mm de diámetro. Los contenidos de Ag corresponden a la presencia de pirargirita y proustita (Kleine-Hering, 1987; Navarro García y Rosello, 1989).

Aproximadamente 350 m hacia el norte aparece otro afloramiento de 120 por 40 m, con alteración hidrotermal importante, aunque sin mineralización visible en superficie, donde los valores de Au y Ag en muestreo de esquirlas son menores a los del sector sur. El tercer asomo de brecha se ubica unos 50 m al norte (Navarro García y Rosello, 1989).

Modelo genético

El modelo corresponde al de una chimenea de brecha hidrotermal (14g).

PROSPECTO SOROCHE

Generalidades

El cuerpo de brecha Soroche se ubica en los contrafuertes occidentales de las cumbres de Luracatao, en el borde oriental de la cuenca Ratones-Centenario, 2,4 km al nordeste del pórfiro de Cu-Au Inca Viejo; se puede utilizar el mismo acceso indicado para ese prospecto, desviándose hacia el este antes del abra de las Minas.

El prospecto fue revisado a partir de 1996 por High American Gold Inc. que realizó un muestreo de rocas; sobre 25 muestras se obtuvieron valores medios de 1,16 g/t Au, 2,46 g/t Ag, 0,04% Cu, 0,09% Pb y 0,01% Zn. Posteriormente, en 1997 la misma empresa llevó a cabo trabajos de geofísica por polarización inducida y perforaciones con aire reverso, cuyos resultados no fueron favorables.

En tres muestras recolectadas por los autores en el prospecto se obtuvieron valores de 0,24 g/t Au y 6,1 g/t Ag, 0,13 g/t Au y 3,4 g/t Ag y 0,12 g/t Au y 6,4 g/t Ag respectivamente. Unos 200 m al este de Soroche se ubican las pertenencias de la mina Vulcano, depósito vetiforme cuya descripción aparece en el ítem referido a mineralizaciones de Pb.

Marco geológico

Aflorando hacia el oeste-sudoeste de la brecha Soroche, se reconocen secuencias de metacuarcitas, filitas, pizarras y esquistos neoproterozoicos correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco, que fueron intruidas por el stock de pórfiro dacítico de edad miocena del prospecto Inca Viejo. Las rocas dominantes en el sector corresponden a las distintas fases del Complejo Eruptivo Oire, identificándose en el área del depósito granitos y granodioritas de grano grueso con megacrystales de feldespato potásico, mientras que hacia el naciente y poniente de ese sector afloran granitos y granodioritas de grano fino a mediano correspondientes a otra fase del mencionado Complejo.

Geología del depósito

El cuerpo de brecha aflora entre dos quebradas que descienden hacia la depresión de Ratones, extendiéndose por unos 450 m en sentido NO-SE y 300 m en sentido NE-SO, cubriendo una superficie de aproximadamente 10 hectáreas (fig. 45). Se aloja en rocas graníticas y granodioríticas del Complejo Eruptivo Oire, que en esa zona fueron afectadas por un metamorfismo dinámico intenso, originándose ortoesquistos y ortogeneises de composición granodiorítico-granítica, por sectores muy milonitizados.

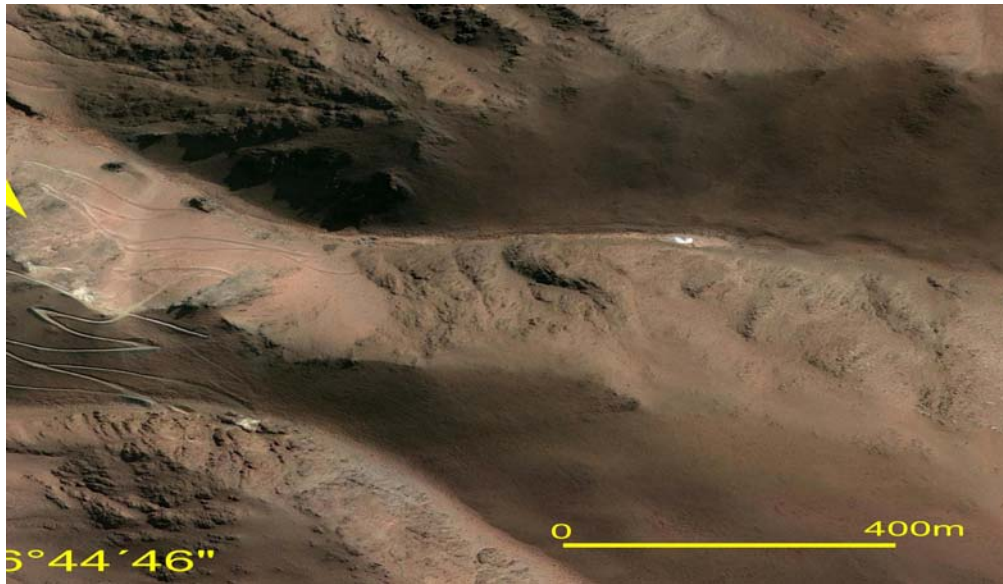


Figura 45. Afloramientos de la brecha turmalinífera Soroche

La brecha, generalmente de color gris, presenta textura claramente brechosa, con clastos irregulares y subangulosos, de tamaños muy variados desde unos pocos milímetros hasta varios centímetros, aunque por sectores el tamaño aumenta considerablemente, alcanzando longitudes decimétricas (fig. 46). La distribución de los clastos es heterogénea, conformando hasta el 70% del total de la roca. Se distinguen clastos monominerales y líticos. Entre los primeros, el mineral más abundante es el cuarzo que se presenta en individuos ligeramente turbios, con inclusiones fluidas y fracturación. Generalmente va acompañado de escasa cantidad de moscovita y feldespatos potásico. Los clastos líticos corresponden a esquistos cuarzo-sericíticos, de tamaños variados, probable-

mente pertenecientes al Complejo Metamórfico Río Blanco, cuyos afloramientos ocurren hacia el sudoeste. Entre los clastos líticos aparecen también granitos afectados por cataclasis muy intensa, que corresponden al Complejo Eruptivo Oire que hace de roca encajante del cuerpo de brecha. Respecto a la matriz, presenta aspecto silíceo, grano muy fino y color gris oscuro, por sectores muy silicificada, con alto contenido de turmalina verde muy oscura a negra en granos anhedrales y puntualmente con hábito prismático, y que va acompañada de escasa sericita.

La brecha turmalinífera Soroche se ubica en la megafaja de cizalla (frágil, frágil-dúctil, dúctil) recurrente, de rumbo norte-sur definida por Hongn (1994), originada durante el Neoproterozoico y Paleozoico



Figura 46. Brecha turmalinífera

inferior con reactivaciones recurrentes durante el Mesozoico y Cenozoico, ya mencionada para el distrito Diablillos (fig. 47).

Localmente, afectando a la zona donde se ubica el prospecto, se distinguen por lo menos dos estructuras. Una de ellas, más oriental, presenta rumbo NO-SE y es coincidente con la ubicación del cuerpo de brecha, mientras que la otra, localizada algo hacia el oeste, muestra rumbo NNO-SSE. La brecha Soroché se ubica inmediatamente al este de la intersección de ambas estructuras.

En relación a la mineralización, en superficie aparecen malaquita y turquesa como pátinas y limonitas abundantes. Al microscopio se aprecian minerales opacos diseminados con grano muy fino, distinguiéndose granos de calcopirita cuyo diámetro no supera los 20 micrones y de pirita diseminada en granos de hasta 60 micrones. Son escasas las «chispas» de electrum con diámetros de 8 a 12 micrones.

Modelo genético

De acuerdo a las características geológicas, tipo de alteración hidrotermal y mineralización presente, se considera la brecha turmalinífera Soroché como una chimenea de brecha hidrotermal (modelo 14g) con mineralización polimetálica y lixiviación ácida de las rocas encajantes, ubicada en sectores de alta permeabilidad localizados a lo largo de fracturas vinculadas a las zonas de cizalla y fracturación descriptas para esa región, y con probable relación con el sistema de pórfiro de Cu (Au) de Inca Viejo.

3.1.6. PLOMO

MINA TITI ORKO Y OTRAS

Generalidades

Al sur de la quebrada de La Paya y al este de las cumbres de Brealito, se señalan varios indicios vetiformes con mineralización de Pb de escasa magnitud, entre los que se encuentran Titi Orko y Magdalena Amancay.

Consisten en pequeñas vetas de cuarzo de corridas de muy escaso desarrollo y espesores reducidos, donde aparecen guías y venillas de galena y pirita, con algunos minerales oxidados de Cu. Los filones encajan en cuarcitas, filitas, esquistos y gneises de la Formación La Paya. El origen de estas mineralizaciones no se conoce, aunque probablemente puedan estar vinculadas a eventos volcánicos ocurridos durante la depositación de los sedimentos proterozoicos o eventualmente a derivaciones hidrotermales de plutonitas neoproterozoicas o eocámbricas, tales como las correspondientes a la Formación Cachi (Sureda *et al.*, 1986).

Es muy escaso el conocimiento de estas manifestaciones, y es por ello que se le asigna el modelo de vetas epitermales (7).

MINA INCAUCA Y OTRAS

En la parte alta del cerro Incauca y en los cerros de la Lagunilla, al naciente de la localidad de Luracatao, afloran las vetas con mineralización de Pb de las minas Incauca y San Antonio. El acceso sólo es posible a lomo de mula desde Luracatao.

Los indicios consisten en pequeñas vetas de galena en ganga de cuarzo y baritina que rellenan frac-



Figura 47. Detalle de la brecha turmalinífera

turas en conglomerados polimícticos y areniscas rojizas del Subgrupo Pirgua. Su origen es epigénico y probablemente estén vinculadas a derrames basálticos descritos para esa formación cretácica (Morrello y Cécere, 1975; Sureda *et al.*, 1986).

Se le asigna un modelo de vetas epitermales (7).

VULCANO

Generalidades

La mina Vulcano se localiza en los contrafuertes occidentales de las cumbres de Luracatao, en el borde oriental del salar de Ratones, 2,4 km al nordeste del pórfiro de Cu-Au de Inca Viejo, a unos 300 m hacia el este-sudeste de la brecha Soroche, pudiendo llegarse a la misma por el acceso allí mencionado.

La veta de la mina Vulcano es conocida desde 1917, habiéndose realizado laboreos esporádicos a lo largo de 20 años, que culminaron con el desarrollo de una galería de 61 m de longitud, sobre la veta, ahora soterrada, además de varias labores menores. Durante ese período se extrajeron 340 t de mineral con contenidos medios de 5,3% Pb, 1,5% Zn, 2,8 g/t Au y 470 g/t Ag.

Parra y Facio (1986) indicaron reservas inferidas del orden de 64.000 t con tenores de 8% de Pb, 1,5% de Zn y 150 g/t de Ag. En 1996 High American Gold Inc. realizó una evaluación geológica preliminar que incluyó mapeo geológico y muestreo de rocas. Sobre un total de 8 muestras recolectadas a lo largo de la veta los valores medios fueron de: 1,9 g/t Au, 40,8 g/t Ag, 0,56% Cu, 6,2% Pb y 0,16% Zn (High American Gold Inc., 1997). Posteriormente, en 1997, Barrick Argentina y Pacific Rim revisaron el prospecto.

Geología del depósito

Las rocas dominantes en el sector corresponden a las distintas fases del Complejo Eruptivo Oire, identificándose en el área de la mina granitos y granodioritas de grano grueso con megacristales de feldespato potásico, mientras que hacia el naciente y poniente de ese sector afloran granitos y granodioritas de grano fino a mediano. Hacia el oeste y sudoeste se reconocen secuencias de metacuarcitas, filitas, pizarras y esquistos neoproterozoicos correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco, que fueron intruidas por el stock de pórfiro dacítico de edad miocena del prospecto Inca Viejo.

La veta de Vulcano, vinculada a un sector de cizalla de orientación NO-SE, aflora con una corrida de 650 m, rumbo N 60° O, buzamiento de 80° al SO

y potencia media de 0,5 metros. La roca de caja corresponde a granitos y granodioritas.

La mineralización está compuesta por galena argentífera como constituyente principal, acompañada por esfalerita, calcopirita y tetraedrita subordinadas, en ganga de cuarzo macizo. Hay goethita dominante con relictos de ex sulfuros y chispas de pirita y calcopirita.

La alteración hidrotermal de la roca de caja es clorítica y argílica.

La vecindad inmediata de la veta plumbífera de Vulcano con la brecha Soroche, descrita anteriormente y localizada en la misma estructura, hace suponer que probablemente exista entre ellas una relación en cuanto a su génesis. Distintos autores han señalado que es probable que las manifestaciones vetiformes con mineralización de metales de base que afloran en la periferia de intrusivos subvolcánicos ácidos e intermedios con alteración hidrotermal y mineralización diseminada de tipo pórfiros de Cu (Au), como el caso de Inca Viejo, tengan relación de génesis con los mismos, que sería el caso de la veta de la mina Vulcano, y de la brecha Soroche. Asumiendo esta vinculación, las edades tanto del depósito vetiforme como de la brecha serían similares a la del intrusivo, es decir miocena (Sureda *et al.*, 1986).

Modelo genético

El modelo corresponde al de depósitos polimetálicos complejos (7e).

3.1.7. URANIO Y VANADIO

DON BOSCO

Generalidades

El depósito se ubica unos 15 km al este de la localidad de Cachi, en el flanco nororiental del anticlinal de Tin Tin, pudiendo accederse al mismo desde la ruta provincial 33 que une Salta con esa localidad.

El indicio, por sus características, se incluye dentro del distrito uranífero de El Tonco-Amblayo, ubicado hacia el sudeste, integrado por varias minas y manifestaciones de U-V, entre las que se destacan Don Otto, Pedro Nicolás, Los Berthos y otras que fueron exploradas y explotadas por la Comisión Nacional de Energía Atómica.

Geología del depósito

La estructura del cerro Tin Tin se define como un anticlinal de rampa colgante con un núcleo de basamento epimetamórfico de grauvacas, areniscas

y pelitas de la Formación Puncoviscana, cubierto por niveles sedimentarios de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara y del Grupo Payogastilla (fig. 48) (Hongn y Seggiaro, 2001).

La mineralización de U se ubica en estratos de la Formación Yacoraite, que en la zona consisten en niveles delgados a medianos de calizas arenosas y areniscas calcáreas de colores grises blanquecinos y amarillentos, con intercalaciones de lutitas micáceas verdes, calizas estromatolíticas y conglomerados finos de cuarzo (Hongn y Seggiaro, 2001).

El depósito, de escasa significación, es de tipo estratoligado peneconcordante, de forma tabular, alcanzando una potencia de hasta un metro, con corrida de 300 m (Guidi, 1979). Dentro de la mineralogía muy variada, son comunes autunita, metaautunita, tyuyamunita, uranofano y otros (Sureda *et al.*, 1986).

Las probables fuentes de aporte de U de este depósito y en general de todo el distrito uranífero deben buscarse en un proceso exógeno que incluye la denudación de rocas graníticas del Cratógeno Central, entidad positiva que en tiempos cretácicos, cuando se depositó el Grupo Salta, conformaban el borde de la cuenca.

La acumulación inicial se vincula a la facilidad con que aguas circulantes carbonatadas o sulfatadas pueden lixiviar al U de las rocas graníticas, transportándolo como soluciones bicarbonatadas, que en ambientes reductores de fracciones pelíticas con arcillas y materia orgánica precipita como óxido; el óxido se transforma en uraninita o pechblenda en presencia de H_2S producido a partir de pirita, compuestos orgánicos o bacterias dentro de la roca huésped. La migración epigénica es un fenómeno frecuente que, en este caso, permitió por permeabilidad

diferencial la lenta circulación de las soluciones a través de los sedimentos, desde las pelitas portadoras originales a las areniscas receptoras. La oscilación del nivel freático puede haber sido un factor importante en la redistribución post-tectónica de la mineralización, permitiendo un enriquecimiento progresivo de las fracciones arenosas, con formación de cuerpos de mena elongados según la dirección de buzamiento de los estratos receptores (Sureda *et al.*, 1986).

Modelo genético

El modelo es el de U-V en sedimentos (9b).

PROSPECTO DIAMANTE-LOS PATOS

Generalidades

La zona de interés se ubica hacia el norte y nordeste de la caldera del cerro Galán. Uno de los sectores anómalos se encuentra en los faldeos noroccidentales del cerro Diamante, mientras que los demás se localizan en la margen oriental del río de los Patos. El acceso es posible desde el distrito minero Diablillos, en la zona limítrofe entre Salta y Catamarca hacia el sur, siguiendo el curso del río antes mencionado por aproximadamente 60 kilómetros.

La exploración del área fue realizada por la empresa Wealth Minerals LTD, durante el período 2006-2008. Incluyó geofísica y muestreo de varios kilómetros de trincheras realizadas en distintos sectores de la zona, señalando la existencia de contenidos anómalos de U en ignimbritas del Complejo Volcánico Cerro Galán. Según la empresa, la experiencia en depósitos de características similares ubicados en



Figura 48. Estratos calcáreos de la Formación Yacoraite en el flanco oriental del anticlinal Tin Tin, donde se encuentra el depósito uranífero Don Bosco

ambientes de volcanitas y piroclastitas félsicas indica que los mismos pueden producir volúmenes significativos de minerales de U. Los ejemplos incluyen las manifestaciones uraníferas en rocas volcánicas de Macusani en Perú, y las de Cotaje en el distrito uranífero de Sevaruyo, en Bolivia.

Los trabajos realizados inicialmente han definido una superficie total mínima de 11 km², repartidos en cuatro zonas que contienen mineralización de U. Durante la exploración se recogieron 788 muestras de roca que arrojaron valores máximos de hasta 87 lb/U₃O₈ t (33.400 ppm U). El 15% de estas muestras (118) indica valores medios de 5,87 lb/U₃O₈ t (2.260 ppm U).

Marco geológico

El ambiente donde se ubican las manifestaciones de U se vincula a volcanitas y piroclastitas originadas durante la evolución de la caldera del cerro Galán. En relación con el entorno geológico de la región, cabe mencionar que hacia el norte y noroeste afloran esquistos y gneises neoproterozoicos de la Formación Pachamama, mientras que hacia el este y norte del área aparecen filitas, esquistos y pizarras del Complejo Metamórfico Río Blanco, también de edad neoproterozoica y distintos granitoides correspondientes al Complejo Eruptivo Oire del Ordovícico. Hacia el oeste del sector, y cubiertas en buena medida por las ignimbritas del cerro Galán, afloran dacitas y andesitas miocenas de la Formación Tebequincho que se corresponden con etapas previas a la formación de la caldera mencionada (Hongn y Seggiaro, 2001).

La caldera del cerro Galán (fig. 49), cuya ubicación se vincula a dos fracturas regionales de rumbo norte-sur, se extiende por unos 35 km de largo por

20 de ancho, tratándose de una de las estructuras de este tipo más grande del mundo y la segunda detectada en los Andes Centrales hasta el presente. El inicio de la actividad que la originó se remonta a 7 Ma con la efusión de la ignimbrita Toconquis. Hacia los 2 Ma se produce la erupción de 1.000 km³ de material, mayoritariamente compuesto por flujos piroclásticos correspondientes a la Ignimbrita del Cerro Galán y que produce la actual morfología de la caldera. En su conjunto la caldera está formada por un domo interno compuesto por rocas dacíticas de composición mineralógica similar a la Ignimbrita del Cerro Galán. En los bordes norte y oeste de la estructura afloran lavas dacíticas que junto con el domo corresponden a la actividad volcánica post caldera. Los mayores afloramientos vinculados a la caldera se disponen en extensos mantos ubicados radialmente, que se extienden hasta 100 km del borde de la misma, con espesores que van desde 180 m cuando rellenan depresiones hasta 10 o 15 m en las áreas planas. La roca está compuesta por plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y óxidos de hierro, caracterizándose por su alto contenido en cristales y bajo porcentaje de pómez y fragmentos lávicos de composición dacítica y andesítica (Hongn y Seggiaro, 2001).

Geología del depósito

La información referida a las características de las concentraciones de U y a los trabajos de prospección realizados en ellas corresponde a Wealth Minerals LTD (2006).

Las cuatro zonas principales con mineralización son Diamante, Alfredo, Suroeste y Los Patos. Dentro de estas áreas anómalas, existen numerosos subzonas donde las concentraciones detectadas se



Figura 49. Cerro Galán visto desde el norte. Campos de ignimbritas

acentúan. La información radimétrica de superficie y los valores anómalos en geoquímica de suelos indican que las anomalías de U se extienden en un área mayor.

La mineralización, representada mayoritariamente por autunita, metaautunita y torbernita, se encuentra principalmente impregnando y cementando ignimbritas dacíticas y riolíticas, aglomerados volcánicos y tobas, generalmente de alta porosidad, apareciendo también en brechas y zonas fracturadas y diaclasadas vinculadas a estructuras mayores. Se ha detectado también mineralización de U en el coluvio no consolidado producido a partir del *bedrock* cercano. En general, las zonas mineralizadas están bien expuestas, aunque la falta de afloramientos dificultó no sólo la exploración sino también la interpretación de la información.

La zona Diamante, de 2,5 km por 2,5 km de extensión, se ubica a unos 8 km al noroeste del cerro Diamante, en el sector occidental de la zona de interés. En este sector se realizaron 20 trincheras que totalizaron 2.188 m lineales, de los cuales sólo un 20% alcanzó la roca firme; el resto afectó a la cobertura de material suelto que presenta un espesor medio de 5 metros. Los valores más elevados de U en esta zona se limitan a un sector de unos 400 m de ancho, orientado con sentido noroeste, donde se localizan las trincheras DZ 17 y 18. En el primer caso, en un corte de 13,5 m los tenores medios son del orden de 0,45 lb/U₃O₈lb/t (172 ppm U). En la trinchera DZ18, a unos 30 m al noroeste, en un corte de 22,5 m aparecen valores medios de 0,5 lb/t U₃O₈ (194 ppm U). Una serie de muestras tomadas en las zonas con valores altos de radioactividad coinciden con las zonas mineralizadas, donde localmente los valores pueden llegar a 26 lb/t U₃O₈.

Más al sur, en las trincheras DZ1, 2, 4, 6, y 12 se ubicaron varios sectores de 3 a 6 m de ancho con valores anómalos (tabla 1). Como ejemplo, en la trinchera DZ4, la más austral de la zona se cortaron dos sectores de 3 m de ancho con valores promedio de 0,29 lb U₃O₈/t (112 ppm U) y 0,43 lb U₃O₈/t (168 ppm U), respectivamente. En la trinchera DZ2, situada a unos 50 m al noroeste de la anterior, se cortaron dos zonas, una de 4,5 m de ancho con medias de 0,36 lb U₃O₈/t (140 ppm U) y otra de 3 m de ancho con valores medios de 0,28 lb U₃O₈/t (108 ppm U).

Se presenta a continuación un resumen de los resultados más significativos de la zona Diamante:

- DZ1: 6 m con 0,5 lb U₃O₈/t (196 ppm U)
- DZ2: 4,5 m con 0,36 lb U₃O₈/t (140 ppm U) y 3 m con 0,28 lb U₃O₈/t (108 ppm U)
- DZ4: 3 m con 0,29 lb U₃O₈/t (112 ppm U) y 3 m con 0,43 lb U₃O₈/t (168 ppm U)
- DZ5: 6 m con 0,54 lb U₃O₈/t (208 ppm U)
- DZ7: 3 m con 0,32 lb U₃O₈/t (125 ppm U), 4,5 m con 0,25 lb U₃O₈/t (100 ppm U) y 4,5 m con 0,35 lb U₃O₈/t (138 ppm U)
- DZ12: 3 m con 0,84 lb U₃O₈/t (325 ppm U)
- DZ17: 13,5 m con 0,45 lb U₃O₈/t (172 ppm U)
- DZ18: 22,5m con 0,50 lb U₃O₈/t (194 ppm U)

Las zonas mineralizadas se presentan como una serie de lentes paralelos, con orientación noroeste-sureste, ubicados por debajo de un *sinter* de aguas termales de unos 1.500 por 1.000 m de extensión. Se interpreta que el centro del sistema Diamante se produjo por debajo de esta zona de sinterización de gran tamaño.

La Zona Alfredo (fig. 50), de 1,7 km x 0,5 km, está situada a unos 5 km al noroeste de la zona Los



Figura 50. Trincheras de exploración en la zona Alfredo



Figura 51. Trincheras de muestreo en la zona Los Patos

Patos, sobre la misma margen de ese río. Sobre un total de 60 muestras de afloramientos mineralizados, los valores máximos alcanzan 6,6 lb U_3O_8/t / (2.530 ppm U), con promedio de 0,81 lb U_3O_8/t (315 ppm U). La mineralización está asociada con una serie de brechas y zonas de fractura de rumbo noroeste vinculadas a fallas profundas de alta inclinación.

En la zona Los Patos (fig. 51), de 4 km x 1 km de extensión, ubicada en la margen oriental del río del mismo nombre, se recolectaron 146 muestras de esquirlas en 9 trincheras que indicaron tenores bajos a escasamente anómalos. El valor más alto encontrado alcanzó 0,91 lb U_3O_8/t (351 ppm U). Hacia el norte del área de trincheras, se recolectaron 43 muestras de derrubio en sectores con indicaciones elevadas de radioactividad, siendo el valor medio de las mismas del orden de 0,69 lb U_3O_8/t (268 ppm U).

La zona Suroeste se encuentra a unos 7 km al sur de la zona Diamante y se extiende por 2,5 km de largo por un mínimo de 50 m de ancho. En total se recolectaron 18 muestras en áreas con valores de radioactividad anómalos. Los resultados indican tenores máximos de 6 lb U_3O_8/t (2.334 ppm U) y valores medios del orden de 1,49 lb U_3O_8/t (575 ppm U).

Probablemente las fuentes originales y singenéticas del U que aparecen en las cercanías del río de los Patos se vinculen a los grandes volúmenes de ignimbritas silíceas y tobas originadas durante la formación de la caldera del cerro Galán, que en la zona presentan gran extensión areal y gruesos espesores y pueden tener importancia geoquímica como rocas portadoras de U.

Es posible suponer que el U singenético, tetravalente, ligado a las ignimbritas, a partir de condiciones de oxidación existentes en la zona, con abun-

dante presencia del ión férrico, fuera oxidado y transformado en U hexavalente y lábil que luego de un eventual transporte se depositó en ámbitos geomorfológicos favorables. Entre las condiciones que pueden haber determinado la precipitación y acumulación del U, principalmente como autunita, se pueden mencionar controles tectónicos, sedimentarios y litológicos. En el primer caso son estructuras tales como fallas, fracturas menores y diaclasas; además de servir como conductos de transporte, pueden haber posibilitado la precipitación del U asociado a óxidos de hierro y manganeso. La permeabilidad de algunas ignimbritas y areniscas tobáceas puede haber permitido la circulación y precipitación de los contenidos de U en las soluciones, formando cuerpos tabulares, lenticulares o de morfología esquelética. Si bien las causas que produjeron la precipitación no se conocen, es probable que el cambio de presión haya sido un agente físico determinante. La litología de la roca huésped puede haber controlado la mineralización. Los factores señalados que controlaron la localización de la mineralización uranífera pueden haber actuado en forma independiente o en conjunto (Herrera y Rosado, 1979; Wealth Minerals LTD, 2006).

Modelo genético

El modelo corresponde al de U volcanogénico (11b).

3.2. FAJAS METALOGÉNÉTICAS

En el ámbito de la Carta se han definido seis fajas vinculadas a distintos ambientes tectonoestratigráficos, donde se localizan depósitos de minerales

metálicos con características propias, existiendo posibilidades de que puedan haber otras concentraciones minerales similares u originadas por los mismos procesos metalogenéticos.

Faja PRE-PAM2

Faja metalogenética preacrecional, vinculada a un magmatismo de retroarco ordovícico inferior, representado por trondhjemitas, granitos, granodioritas y pegmatitas complejas que se incluyen dentro de la Formación Cachi. Las pegmatitas son ricas en Nb-Ta-Bi-Li y otros elementos, y se alojan casi exclusivamente en metamorfitas de la Formación La Paya.

Geográficamente, dentro de la Carta la faja se extiende en el sector nordeste en la sierra de Cachi, entre los valles de los ríos Calchaquí por el este y Luracatao por el oeste. Corresponde al extremo austral de una faja metalogenética mayor de similares características definida hacia el norte en la Carta Minero-Metalogenética Sa Antonio de los Cobres, y que se conoce como distrito minero El Quemado.

Entre las unidades litológicas que afloran dentro de la Faja, se incluye a la Formación Puncoviscana, conformada por secuencias sedimentarias marinas turbidíticas integradas por alternancias de pelitas, areniscas cuarcíticas y grauvacas anquimeramórficas, con intercalaciones menores de conglomerados y ocasionalmente niveles de lavas ácidas. Un metamorfismo de grado bajo a medio afectó a las litologías correspondientes a esa unidad, y originó niveles de filitas, esquistos, esquistos nodulosos, gneises y migmatitas, que integran la Formación La Paya. Las unidades magmáticas aflorantes con las que se relaciona ese metamorfismo corresponden a un conjunto de cuerpos epizonales trondhjemíticos, graníticos y tonalíticos de la Formación Cachi, cuya edad es neoproterozoica superior-eocámbrica (Toselli, 1992). Las pegmatitas portadoras de elementos raros se relacionan con los cuerpos trondhjemíticos, y se vinculan a las fases póstumas residuales de los mismos (Hongn y Seggiaro, 2001).

Las manifestaciones mineras que identifican la faja corresponden a las pertenencias María Eugenia, María Isabel y otras. Se trata de pegmatitas plumasíticas de elementos raros, en su mayoría complejas, con contenidos de Nb, Ta, Bi, Li y Be, que encajan en esquistos de la Formación La Paya.

Faja SIN-OST

Faja metalogenética sinacrecional, vinculada a una secuencia sedimentaria marina ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano), reconocida como Formación Falda Ciénaga, donde aparecen vetas de cuar-

zo con contenidos auríferos, cuyos exponentes más conocidos son los filones de las minas Incahuasi y San Antonito.

Se extiende hacia el norte, oeste y sur del salar del Hombre Muerto, orientada en sentido NNE-SSO, que incluye a los cordones de Ratones y del Gallego por el norte, las sierras de Incahuasi y Falda Ciénaga en el centro y las sierras cercanas a Los Nacimientos y Paicuqui por el sur.

La secuencia de unidades litológicas que afloran dentro de la faja comienza con gruesos paquetes de sedimentos marinos de edad ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano); están integrados en alternancia rítmica por grauvacas, pelitas, areniscas cuarzosas, areniscas volcánicas y ocasionales niveles conglomerádicos, de colores grises, verdes y pardos, de la Formación Falda Ciénaga, en bancos de 0,1 a 2 m de potencia. Los estratos presentan rumbo general N-S a NNE-SSO, con inclinaciones marcadas preferentemente hacia el este. Son conspicuas las vetas de cuarzo de aspecto lechoso, a veces teñido por óxidos de hierro, de rumbo generalmente N-S y potencias de pocos centímetros hasta 3 o 4 metros. Generalmente son concordantes con la estratificación (Navarro García y Rosello, 1989; González, 1999).

Los filones de las minas Incahuasi y San Antonito, sobre los que se desarrollaron operaciones mineras de cierta envergadura, son los depósitos más característicos de esta unidad, aunque otras manifestaciones de cuarzo aurífero menores poco conocidas se localizan en Falda Ciénaga, Los Nacimientos y Paicuqui, hacia el sudoeste.

Faja SIN-OS

Faja metalogenética relacionada al episodio magmático sintectónico de edad ordovícico-silúrica inferior, representado por el Complejo Eruptivo Oire, al que se vinculan pegmatitas portadoras de berilo (fig. 52) y mica, alojadas tanto en rocas del propio Complejo como así también en esquistos sillimaníticos del Complejo Metamórfico Río Blanco del Neoproterozoico.

En el Paleozoico inferior, en el borde oriental de la Puna y más localmente en sectores de la Cordillera Oriental, ocurrió una extensa actividad magmática representada por el Complejo Eruptivo Oire; los afloramientos se disponen como una faja de rumbo general norte-sur, ubicada aproximadamente en la parte centro oriental de la Carta, y que supera los límites de la misma tanto hacia el norte como hacia el sur, con un ancho medio de hasta 35 kilómetros. El Complejo fue definido como un basamento ígneo-

metamórfico conformado por unidades de litologías y edades diferentes (Viramonte *et al.*, 1993; Hongn, 1994; Mon y Hongn, 1996). Presenta distintas fases dispuestas a modo de fajas subparalelas al rumbo general del conjunto. Se identifica una de granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricos, con o sin metamorfismo; otra fase de granitos y granodioritas de grano grueso, con megacristales, en parte greisenizados, con intensa pegmatización, con o sin metamorfismo; una tercera fase de gabros y dioritas de escaso desarrollo; una cuarta fase de rocas filonianas compuesta por pegmatitas, aplitas y lamprófiros, y por último una fase de leucogranitos de magnitud reducida. Se incluyen también dentro de esta faja los extensos afloramientos de esquistos sillimaníticos, metacuarcitas, filitas, pizarras y esquistos que conforman el Complejo Metamórfico Río Blanco de edad neoproterozoica; estas rocas constituyen una faja paralela a la del Complejo Eruptivo Oire, ya que las pegmatitas graníticas portadoras de berilo aparecen también alojadas en rocas de este complejo metamórfico.

Las pegmatitas vinculadas a esta faja metalogenética se presentan como cuerpos tabulares o lenticulares, de dimensiones muy variadas, que en algunos casos alcanzan gran desarrollo con potencias medias de pocos metros hasta 25 m y corridas de afloramientos de hasta varios kilómetros (Castillo y Suárez, 1982). Según Hongn y Seggiaro (2001), la mayoría de las pegmatitas tienen rumbo norte-sur, subparalelo a la foliación de la roca de caja, con distintos grados de deformación. Los contactos son netos, mostrando un desarrollo zonal relativo.

Faja POS-AM-TN1

Faja posacrecional, vinculada al arco magmático neógeno (Mioceno), representado por cuerpos subvolcánicos de pórfiros dacíticos a riolíticos de la Formación Inca Viejo. A esta unidad se vinculan depósitos de tipo pórfiro de Cu (Au), sistemas epitermales de alta sulfuración anómalos en Au, Ag y Cu, sistemas vetiformes de Pb, Ag y Zn y brechas intrusivas hidrotermales con anomalías de Au.

La faja se localiza en el sector oriental de la subprovincia geológica Puna Austral. Geográficamente está delimitada hacia el oeste por las depresiones de los salares de Centenario, de Ratones y del Hombre Muerto y por el naciente por los contrafuertes occidentales de las cumbres de Luracatao y la depresión que ocupa el salar de Diablillos, y se extiende hacia el sur.

Comprende cuerpos de pórfiros dacíticos y riolíticos de la Formación Inca Viejo. En parte estas rocas han sido afectadas por alteración hidrotermal intensa, con fuerte decoloración y presencia de sericita, sílice, arcillas, epidoto, alunita y otros minerales, que representan las áreas de interés mienro de la faja.

Dentro de la faja se reconocen por lo menos dos sistemas de estructuras principales. Uno de ellos, de orientación aproximada norte-sur, está representado por una megaestructura, de rumbo norte-sur descrito por Hongn (1994) como una gran zona de cizalla (dúctil, frágil-dúctil y frágil) con actividad recurrente y cuyo origen se remonta a eventos ocurridos en el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior. Se extiende desde el extremo norte del salar de Centenario hasta el sector nororiental del salar



Figura 52. Rocas graníticas con metamorfismo del Complejo Eruptivo Oire con pegmatitas portadoras de berilo, hacia el este del salar de Diablillos

del Hombre Muerto, y más al sur es conocida también como lineamiento Diablillos-Cerro Galán. Probablemente vinculadas a esta estructura regional son las fallas que limitan por el este y el oeste a la depresión que ocupa el salar de Diablillos. El otro sistema, orientado según rumbo noroeste-sureste, es coincidente con la quebrada de Barranquillas, por donde fluye el río Diablillos y está relacionado con el lineamiento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro (Hongn, 1995; Hongn y Seggiaro, 2001). Las áreas afectadas con marcada alteración hidrotermal y eventual mineralización que definen al distrito minero se vinculan a estos sistemas de estructuras.

A lo largo de algo más de 40 km por los que se extiende la faja, se conocen varias áreas con fuerte alteración hidrotermal y mineralizaciones diseminadas y vetiformes con contenidos de metales preciosos y de base, tales como el prospecto Vicuña Muerta, ubicado en el borde septentrional de la Carta, vinculado a dacitas alteradas de la Formación Inca Viejo que intruyen a granitoides ordovícicos del Complejo Eruptivo Oire. Hacia el sur aparecen el prospecto tipo pórfiro de Cu (Au) Inca Viejo, las vetas de Pb de la mina Vulcano y la brecha volcánica con contenidos de Au Soroche, probablemente ambas vinculadas al intrusivo de Inca Viejo. Continuando hacia el sur se ubica el distrito minero Diablillos, que incluye los prospectos Cerro Blanco y Diablillos Sur en la parte norte y El Oculito, Cerro Bayo de Diablillos (fig. 53) y Cóndor Yacu en el sector sur. Algo más hacia el sur, en el valle del río de los Patos, aflora un domo de composición dacítica y en parte con alteración hidrotermal, in-

cluido dentro de la Formación Inca Viejo, denominado Cerro Gordo (fig. 54) ya descrito.

La misma faja metalogenética fue definida hacia el norte, en el ámbito de la Carta Minero-Metalogenética San Antonio de los Cobres, representada por los prospectos Burruyacu, Centenario, Cerro Juncal, Organullo y otros distritos mineros.

La ubicación, características, génesis y trabajos realizados en los prospectos mineros mencionados más arriba se describen en los apartados correspondientes a depósitos de Cu y de Au.

Faja POS-AM-TN2

Faja posacrecional, vinculada al magmatismo de arco neógeno, dentro del que se ubican las ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Galán, cuya edad corresponde al Plioceno superior y donde se localizan manifestaciones de U volcanogénico.

Geográficamente, la faja se extiende hacia ambos lados del río de los Patos, desde el rincón sudoriental del salar del Hombre Muerto, hasta el cerro Galán y sus faldeos orientales, en el límite meridional de la Carta. En la parte occidental de la faja, en forma subordinada aparecen esquistos y gneises neoproterozoicos de la Formación Pachamama y dacitas y andesitas miocenas de la Formación Tebequincho correspondientes a las etapas previas a la formación de la caldera del cerro Galán. Las litologías dominantes que afloran en el sector son volcanitas y piroclastitas del Complejo Volcánico Cerro Galán.

Hacia el norte del cerro Galán, en las ignimbritas se hallan varias áreas con contenidos anómalos de U, tales como las zonas Diamante, Los Patos y



Figura 53. Vista del Cerro Bayo de Diablillos



Figura 54. Domo dacítico de Cerro Gordo

Alfredo que conforman el distrito con U volcano-génico del río Los Patos correspondiente a esta faja metalogenética.

Faja POS-PAM7

Faja posacrecional, vinculada a cuencas evaporíticas endorreicas de retroarco del Pleistoceno-Holoceno, en las que se registran acumulaciones de salmueras enriquecidas en litio, potasio y otros metales ligeros (B, Mg, Ca, Na, Rb, Cs, etc.).

La localización de los distintos sectores correspondientes a esta faja es coincidente con las cuencas de los salares del Hombre Muerto, Diablillos (fig. 55), Ratones, Tolillar y el sector norte del salar de Antofalla.

3.3. METALOTECTOS

Dentro de la Carta se pueden identificar distintos tipos de metalotectos que por su magnitud pueden considerarse de carácter regional o local y por sus características son litológicos y estructurales.

Metalotectos litológicos

En el borde nororiental de la Carta, hacia el oeste de Cachi, se localizan varios cuerpos pegmatíticos con contenidos de Nb, Ta, Li, Be, Bi y otros elementos que representan las manifestaciones más australes conocidas del distrito minero El Quemado, ubicado hacia el norte, en el ámbito de



Figura 55. Salar de Diablillos

la Carta Minero-Metalogenética San Antonio de los Cobres.

El distrito mencionado se vincula a la faja metalogenética **PRE-PAM2** preacrecional relacionada con un magmatismo de retroarco paleozoico inferior, representado por trondhjemitas, granitos, granodioritas y pegmatitas complejas con contenidos de Nb-Ta de la Formación Cachi.

El magma trondhjemitico ha tenido participación importante de una forma u otra en el origen de los depósitos de Nb-Ta, y se lo puede considerar como un metalotecto litológico trascendente en el origen de esas concentraciones, ya sea que las trondhjemitas de la Formación Cachi hayan producido los fluidos ricos en volátiles formadores de las pegmatitas o que hayan contribuido solamente con el aporte térmico necesario para originar los cuerpos pegmatíticos a partir de la fusión parcial de las rocas metamórficas.

Dentro de la faja metalogenética **POS-AMTN1**, vinculada al arco magmático del Mioceno, intruyendo a litologías neoproterozoicas y ordovícicas, desde el extremo norte de la sierra de Inca Viejo hacia el sur, se localizan varios cuerpos de pórfiros dacíticos y riodacíticos que se incluyen dentro de la Formación Inca Viejo. Geográficamente el sector se extiende a lo largo de unos 40 km, desde el borde norte de la Carta hasta los contrafuertes orientales del salar del Hombre Muerto, delimitado hacia el oeste por las depresiones de los salares de Centenario, Ratonés y del Hombre Muerto y por el naciente por los faldeos occidentales de las cumbres de Luracatao y el salar de Diablillos. Dentro de esta zona, aparecen distintos prospectos mineros tales como Vicuña Muerta, donde se describen zonas de alteración hidrotermal vinculadas a dacitas de la Formación Inca Viejo que intruyen granitoides ordovícicos del Complejo Eruptivo Oire.

Los sistemas hidrotermales asociados con cuerpos subvolcánicos que originaron zonas de alteración hidrotermal con presencia de mineralización diseminada, en algunos casos definidos como pórfiros de Cu (Au) o como epitermales de alta sulfuración, de importancia relevante en la minería metalífera de la comarca, están genéticamente relacionados al volcanismo orogénico neógeno, asociado a la serie calcoalcalina dacita-riolita ocurrido a partir de la Fase Quechua con máximo desarrollo durante el Mioceno-Plioceno. Por lo tanto, las rocas de esas características que se incluyen dentro de la Formación Inca Viejo pueden considerarse como metalotectos litológicos.

En el sector centro-sur de la Carta afloran grandes volúmenes de ignimbritas dacíticas cuyo origen

se vincula a la evolución de la caldera del cerro Galán, disponiéndose en extensos mantos ubicados radialmente en relación a la caldera. La composición de las mismas incluye plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y óxidos de hierro, caracterizándose por su alto contenido en cristales y bajo porcentaje de pómez y fragmentos lávicos de composición dacítica y andesítica.

En los faldeos septentrionales del cerro Diamante y en las márgenes orientales del río de los Patos, se han determinado áreas donde la exploración minera ha detectado concentraciones anómalas de U volcanogénico dentro de las ignimbritas. La mineralización uranífera está representada por autunita, metaautunita y torbernita, que se encuentran principalmente como impregnación y cemento de ignimbritas dacíticas y riolíticas, aglomerados volcánicos y tobas, generalmente de alta porosidad, y aparecen también en brechas y zonas fracturadas y diaclasadas vinculadas a estructuras mayores.

Los factores señalados que controlaron la localización de la mineralización uranífera pueden haber actuado en forma independiente o en conjunto. Existe una relación marcada entre la mineralización uranífera y las ignimbritas dacíticas originadas durante la evolución de la caldera del cerro Galán, pudiendo considerarse a esas rocas como metalotectos litológicos importantes a los que se relacionan las concentraciones anómalas de U.

Metalotectos estructurales

Las fallas, pliegues y otras estructuras geológicas de distintas magnitudes y características pueden constituirse como elementos importantes en la formación y emplazamiento de diferentes depósitos minerales, conformando metalotectos estructurales de consideración en la génesis de esos depósitos y guías destacadas en la prospección de los mismos.

En el área que abarca la faja metalogenética vinculada al arco magmático mioceno, donde se ubican entre otros los prospectos Inca Viejo y el distrito minero Diablillos, se reconocen por lo menos dos sistemas de estructuras principales. Uno de ellos, de orientación aproximado norte-sur, está representado por una megafaja de cizalla (dúctil, frágil-dúctil y frágil), recurrente, de rumbo general norte-sur, definida por Hongn (1994), formada durante el Neoproterozoico y Paleozoico inferior con reactivaciones sucesivas durante el Mesozoico y Cenozoico, que se extiende desde el extremo norte del salar de Centenario hasta el sector nororiental del salar del Hombre Muerto y más al sur, reconocida también como lineamiento

Diablillos-Cerro Galán. El otro sistema de orientación noroeste-sureste es coincidente con la quebrada de Barranquillas, por donde corre el río Diablillos y forma parte del lineamiento transversal Molinos-Ratones-Cerro Navarro (Hongn y Seggiaro, 2001). La ubicación del magmatismo y consecuentemente de las áreas con marcada alteración hidrotermal y eventual mineralización que definen a la faja metalogenética están condicionadas por estos sistemas de estructuras, particularmente a las zonas de intersección de las mismas; se las puede considerar como metalotectos estructurales relevantes en relación a la ubicación de las manifestaciones mineras señaladas, más aún si se tiene en cuenta que la faja donde se ubican las manifestaciones se considera como uno de los sectores con mayores expectativas mineras en el ámbito de la Carta.

En el borde occidental de la Carta, en el ambiente de la Puna, aparece una secuencia sedimentaria marina ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano), designada como Formación Falda Ciénaga, que aflora en el cordón del Gallego hacia el norte del salar del Hombre Muerto, la sierra de Incahuasi inmediatamente al sudoeste de esa cuenca y en las cercanías de Paicuqui y Los Nacimientos en el extremo suroeste de la Carta. Se trata de una alternancia rítmica, formada por grauvacas, pelitas, areniscas cuarzosas, areniscas volcanoclásticas y ocasionales niveles conglomerádicos, que se intercalan en bancos de 0,1 a 2 m de potencia, de colores grises, verdes y pardos, estratificación bien marcada y metamorfismo regional leve que localmente produce recristalización de cuarzo y sericita. Distribuidas en toda la secuencia afloran gran cantidad de vetas y vetillas de cuarzo, de aspecto lechoso, a veces teñido por ocre limoníticos, generalmente concordantes con la estratificación y potencias de pocos centímetros hasta 3 o 4 m, que en algunos casos como los de las minas Incahuasi, San Antonito, presentan mineralizaciones auríferas importantes que se describieron en el capítulo correspondiente (Navarro García y Rosello, 1989).

Con la culminación del ciclo sedimentario ordovícico, cuya cuenca se cierra a partir de la deformación Oclóyica hacia fines del Ordovícico, la misma fue intensamente deformada, generándose procesos de metamorfismo dinámico y térmico que originaron y condicionaron la ubicación de vetas de cuarzo, en algunos casos con contenidos de Au, dentro de los niveles ordovícicos. Los filones así formados son ampliamente conocidos, conformando los distritos mineros auríferos de Rinconada y Santa Catalina, en la provincia de Jujuy, culminando hacia el sur con los yacimientos de Incahuasi, San Antonito

y otras manifestaciones menores en el sector occidental de la Carta.

La acción de la Fase Oclóyica provocó una intensa deformación tectónica regional que plegó a las secuencias sedimentarias ordovícicas produciendo importantes fracturamientos y zonas de cizalla, eventualmente con fenómenos locales de segregación metamórfica. La sílice de las pelitas y grauvacas, de alta movilidad, rellena la mayoría de las zonas abiertas como guías y vetas de cuarzo, pudiendo haber arrastrado algunos contenidos de Au.

En este tipo de depósitos las concentraciones mayores de cuarzo aurífero se localizan en zonas de cizalla con fuertes desgarramientos y con formación de pliegues menores y pequeñas fracturas que corresponden a las zonas de dilatación o dilatancia.

La vinculación de la génesis de estos depósitos con fenómenos tectónicos responsables de las deformaciones que sufrieron los sedimentos encajantes indica que existe una relación directa entre la edad de la mineralización y la de la deformación correspondiente a la Fase Oclóyica.

3.4. ANOMALÍAS

3.4.1. ANOMALÍAS GEOQUÍMICAS

1) Introducción

La interpretación se basa en los datos geoquímicos multielemento obtenidos a partir del reanálisis de la fracción -80 de muestras de sedimento de corriente obtenidas durante el desarrollo del Plan NOA Geológico-Minero (Ferpozzi *et al.*, 2003) (fig. 56).

Se aplicó el análisis factorial como método para la reducción de variables y la definición de los componentes principales (factores), así como se generaron mapas de índices de mineralización de metales de base y preciosos y de cocientes de tierras raras.

En los mapas donde se representan factores litológicos, se destacan con líneas de contorno los valores del 10% más alto de la variable representada; de manera discriminada, en los mapas de factores e índices de mineralización se contornean los rangos 95-98 percentil y/o 98 percentil-valor máximo.

2) Análisis factorial

A partir del análisis de los estadísticos descriptivos, tablas de frecuencia, histogramas y gráficos del tipo q-q para cada variable, se detectaron los «outliers», que fueron reemplazados en la base de

Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa Geológico
(Hongn y Seggiaro, 2001)
y ubicación de sitios de
muestreo NOA

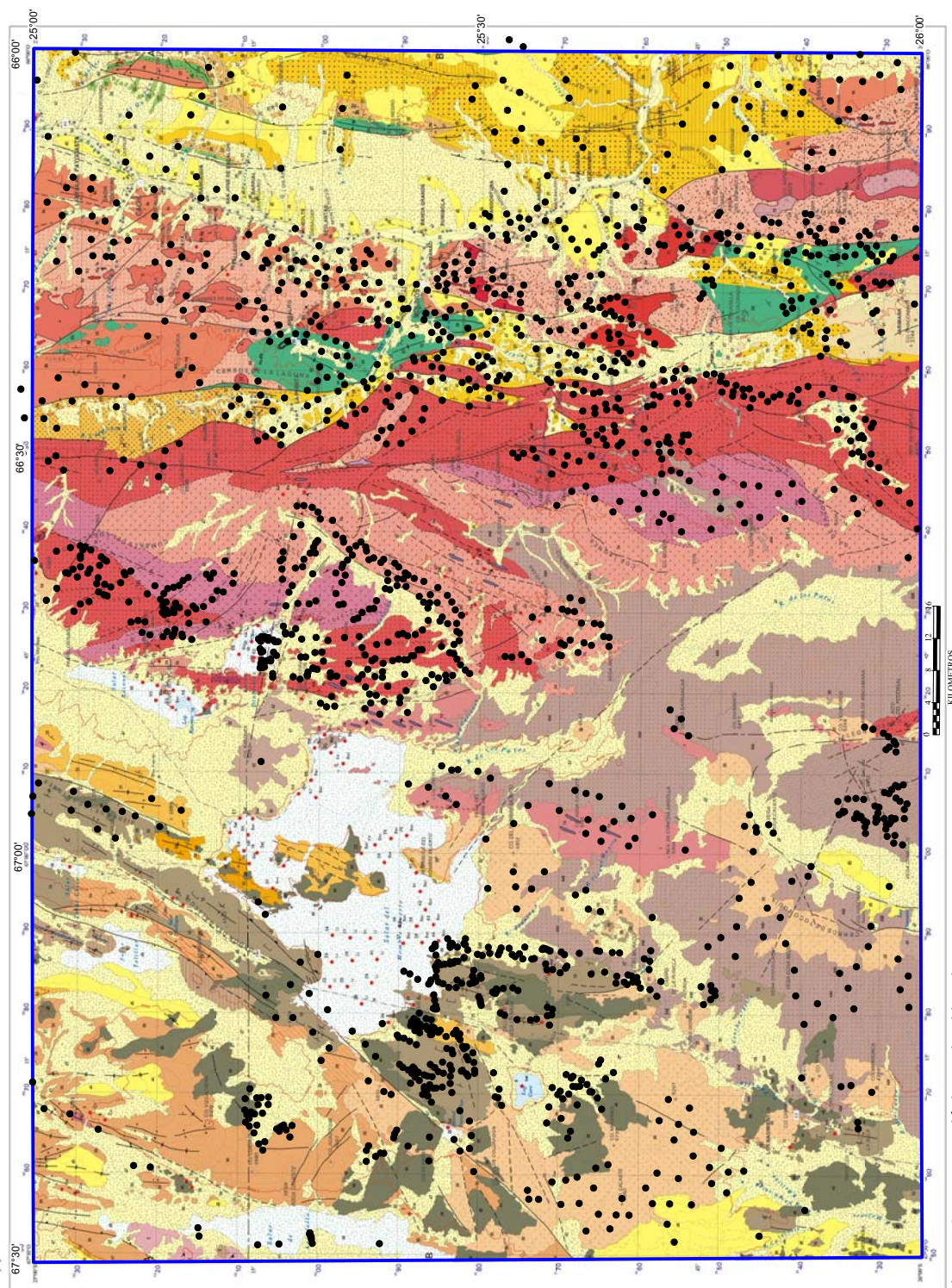


Figura 56. Mapa geológico y de sitios de muestreo

Esc: 1:750.000

• Muestra de sedimento de corriente

datos por el valor máximo inmediatamente inferior de la tabla de frecuencias. Los valores reportados por debajo del límite de detección por el laboratorio de análisis químicos han sido reemplazados por la mitad del valor absoluto. Se analizó la distribución de cada variable a los efectos de su normalización; la transformación de tipo logarítmica decimal fue la seleccionada en los casos correspondientes.

Se definieron 8 factores, que en conjunto explican el 73,9% de la varianza total explicada (VTE), algunos de los cuales han podido ser interpretados. Ir, Sn, Bi, Hg, Cd y Se se excluyeron del análisis factorial dado que el número de determinaciones bajo el límite de detección de estas variables superan en todos los casos el 80% (cuadro 6).

Interpretación de los factores

Se realizó sobre la base del mapa geológico (Hongn y Seggiaro, 2001) y a los trabajos de Zappettini (1999) y Cardó *et al.* (2004).

Factor 1: Sm, Y, La, Ce, Hf, Eu, Th, P, Yb, Tb, Lu, Nd (-Sr). VTE: 22,7%

Factor litológico. (fig. 57).

-Granitos y granodioritas de grano grueso del Complejo Eruptivo Oire (Ordovícico-Silúrico) aflorantes en Cordillera Oriental y granitos La Angostura y Pucará (Ordovícico)

-Depósitos fluviales de las Formaciones Luracatao (Eoceno-Oligoceno), Quebrada de los Colorados (Oligoceno-Mioceno) y Angastaco (Mioceno)

-Depósitos de sin-rift y abanicos aluviales de la Formación Pirgua (Cretácico)

Factor 2: Zn, Fe, Co, V, Ni, Mn, Sc, Ti, Cr, Mg, Cu, Mo (Ta). VTE: 22,1%

Factor litológico. (fig. 58).

-Lavas dacíticas y areniscas volcanoclásticas intercaladas en grauvacas y pelitas de la Formación Falda Ciénaga (Ordovícico)

-Pórfitos riolítico-dacíticos y dacitas y andesitas de las Formaciones Inca Viejo y Tebequincho (Mioceno)

-Ignimbritas y rocas volcanoclásticas intercaladas en conglomerados y areniscas de la Formación Catal (Mioceno)

Factor 3: K, Al, Be, Rb (Pb, Cu, Ba). VTE: 7,1%

Factor litológico. (fig. 59)

-Ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Galán (Plioceno), especialmente los depósitos del centro resurgente, Ignimbritas Pucarilla (Mioceno)

-Conglomerados y areniscas con intercalaciones de ignimbritas y rocas volcanoclásticas de la o ncuentran (Formación Catal) y dacitas y andesitas de la Formación Tebequincho (Mioceno)

-Cuarcitas, esquistos, gneises, migmatitas y filitas de la Formación La Paya (Neoproterozoico), así como turbiditas de la Formación Puncoviscana

-Trondjemitas, granitos, granodioritas y pegmatitas de la Formación Cachi (Neoproterozoico-Cámbrico), granitoides tipo S; se correspondería con el F3 de la Hoja San Antonio de los Cobres (distrito El Quemado)

-Conglomerados y areniscas rojas (Formación Pirgua)

-Distrito Incahuasi. Probablemente debido a la sericitización presente en la zona

Factor 4: Ca, Sr, Na, Ba. VTE: 6,3%

Factor litológico. (fig. 60)

-Basaltos pleistocenos de la Formación Incahuasi

-Lavas y domos postcaldera del Complejo Volcánico Cerro Galán (Plioceno)

-Rocas mesosilícicas de la Formación Tebequincho (Mioceno)

-Anfibolitas y esquistos neoproterozoicos de las Formaciones Pachamama, Antofallita y Complejo Metamórfico Río Blanco

Factor 5: Cs, As, Sb, Br. VTE: 4,3%

Factor litológico y de alteración hidrotermal. (fig. 61)

-Pegmatitas, esquistos y esquistos sillimaníticos, pelitas y turbiditas del Neoproterozoico-Cámbrico y pegmatitas ordovícicas.

-Areniscas de la Formación Luracatao (Eoceno-Oligoceno), depósitos fluviales posiblemente del borde del Grupo Santa Bárbara

-Áreas de alteración hidrotermal de los distritos Incahuasi e Inca Viejo

Factor 6: Ta, U, (Th). VTE: 4,2%

Factor litológico. (fig. 62)

-Dacitas y andesitas de la Formación Tebequincho (Mioceno)

-Ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Galán (Plioceno)

Factor 7: Pb, Ag (-Be, Mo, Cu). VTE: 4,1%

Factor de mineralización. (fig. 63)

Áreas conocidas destacadas:

-Depósitos vetiformes del distrito Incahuasi (Au en turbiditas) (Ordovícico)

Varianza total explicada

Componente	Autovalores iniciales			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado
1	10,311	24,551	24,551	9,545	22,726	22,726
2	9,588	22,829	47,380	9,296	22,134	44,860
3	3,319	7,903	55,283	2,967	7,064	51,924
4	2,346	5,587	60,869	2,641	6,289	58,213
5	1,826	4,348	65,218	1,794	4,271	62,484
6	1,333	3,174	68,392	1,758	4,185	66,669
7	1,270	3,024	71,415	1,723	4,102	70,771
8	1,023	2,435	73,850	1,293	3,079	73,850
9	,989	2,356	76,206			
10	,905	2,155	78,361			
11	,876	2,087	80,448			
12	,775	1,846	82,294			

Matriz de componentes rotados^a

	Componente							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Lg10 Sm	,957			-,118				
Lg10 Y	,947							
Lg10 La	,944	,104						
Lg10 Ce	,944					,176		
Lg10 Hf	,917	,128	-,105	-,174		,112		
Lg10 Eu	,897							
Lg10 Th	,862		,179			,353		
Lg10 P	,834			,147		,150	-,137	
Lg10 Yb	,818			-,295		-,204		-,105
Lg10 Tb	,773							
Lg10 Lu	,757		-,106	-,256		-,201		
Lg10 Nd	,454			,184	,316			
Lg10 Zn		,941				,144		
Lg10 Fe	,124	,932	-,159			,110		
Lg10 Co	,109	,931						
Lg10 V		,891	-,180	,254		,120	-,116	
Lg10 Ni		,881				-,182	,163	
Lg10 Mn	,245	,868						
Lg10 Sc		,858	,164				,214	-,102
Lg10 Ti	,235	,839	-,104	,217		,253	-,162	
Lg10 Cr		,818	-,190		,136			
Lg10 Mg	-,172	,814		,247	,111	-,184	,124	-,150
Lg10 Cu		,657	,374	-,111		-,296	,358	
Lg10 Mo		,577	,165	,211		,123	,391	,165
Lg10 K		-,141	,883	-,124		,131	,106	
Lg10 Al		,158	,841	,311				
Lg10 Be	,139	-,318	,540		,194	,158	-,435	-,155
Lg10 Rb		-,168	,435	-,108	,234	,177	,179	,180
Lg10 Ca		,223	-,233	,752				-,118
Lg10 Sr	-,432	,353		,746	,147			
Na	-,271		,209	,650		,182	-,122	-,130
Lg10 Ba	-,121	,159	,368	,509		-,255		
Lg10 Cs			,267		,740	,200	-,182	
Lg10 As	-,225	,262	-,140	,327	,651			
Lg10 Sb		,174			,529	-,204		,120
Lg10 Br	-,102				,424	,223		,229
Lg10 Ta	,152	,423	,171			,631	,129	
Lg10 U	,320		,189		,162	,536	,187	
Lg10 Pb	,122	,184	,396				,678	
Lg10 Ag	-,320	,187				,285	,612	-,272
Lg10 Au					,165	-,102		,739
Lg10 W			,199	-,236		,276	-,220	,588

Método de extracción: Análisis de componentes principales.
Método de rotación: Normalización Varimax con Kaiser.

a. La rotación ha convergido en 10 iteraciones.

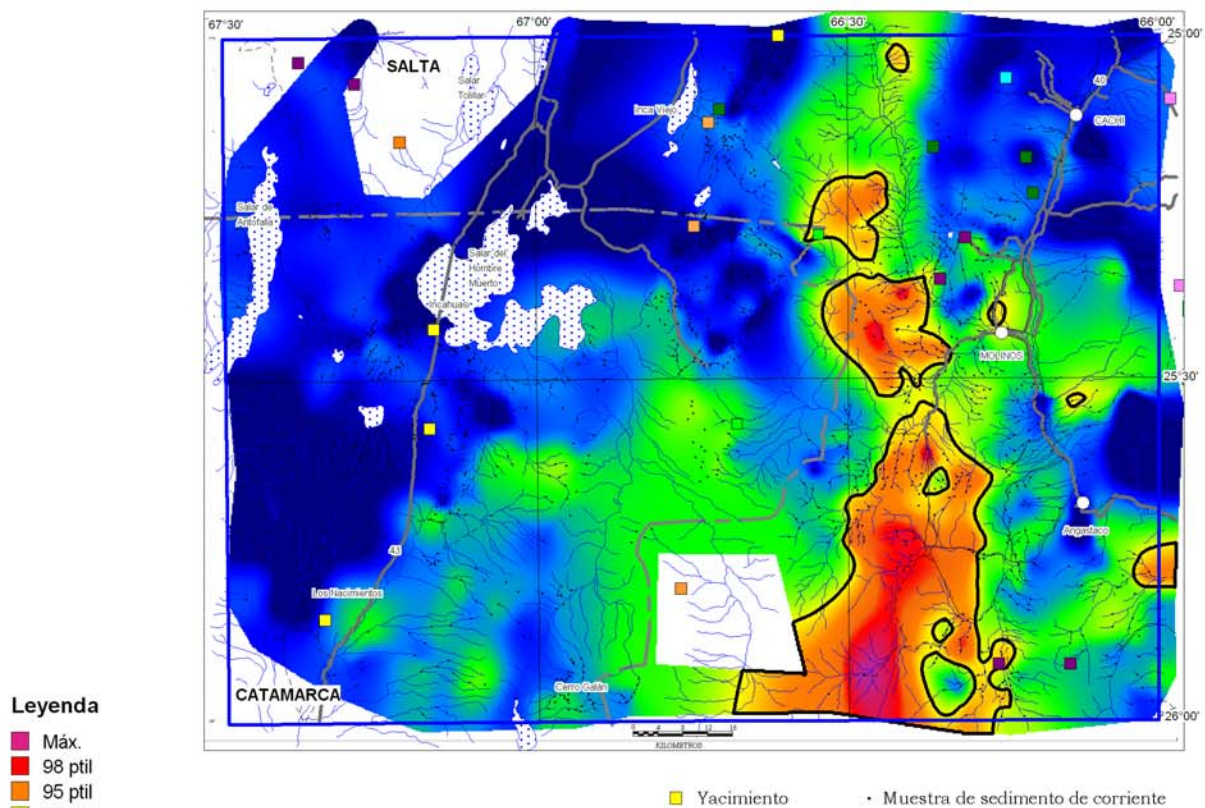
Cuadro 6. Varianza total explicada y matriz de componentes rotados

Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

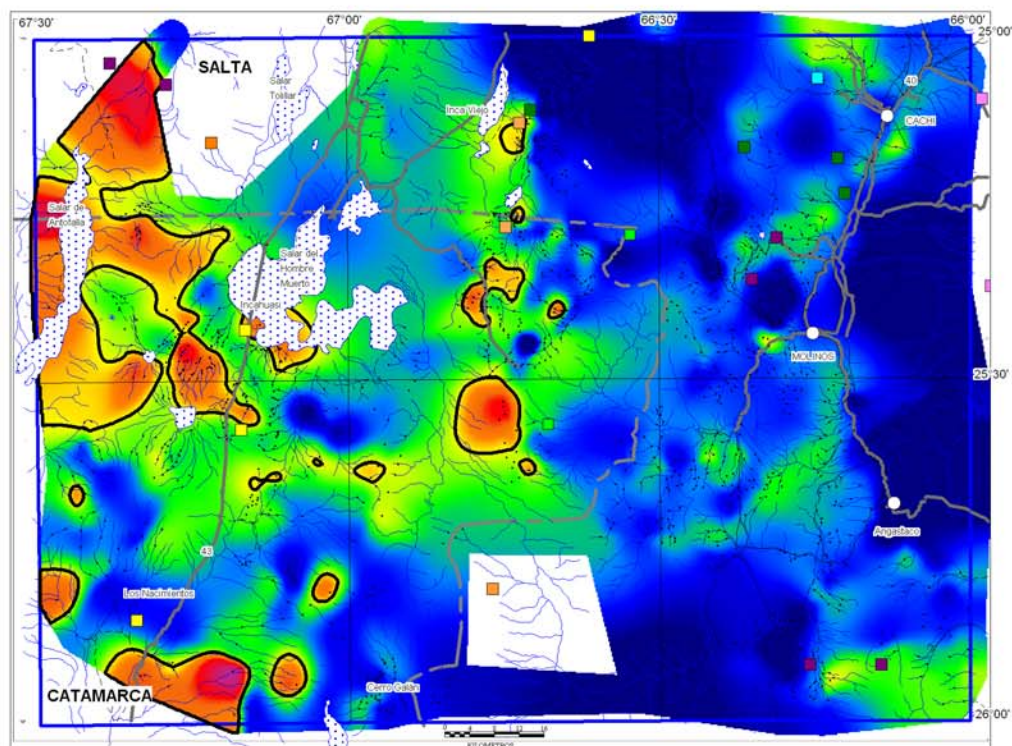
Mapa 1.

Factor 1: Sm, Y, La, Ce, Hf, Eu, Th, P, Yb, Tb, Lu, Nd (-Sr)



Mapa 2.

Factor 2: Zn, Fe, Co, V, Ni, Mn, Sc, Ti, Cr, Mg, Cu, Mo (Ta)



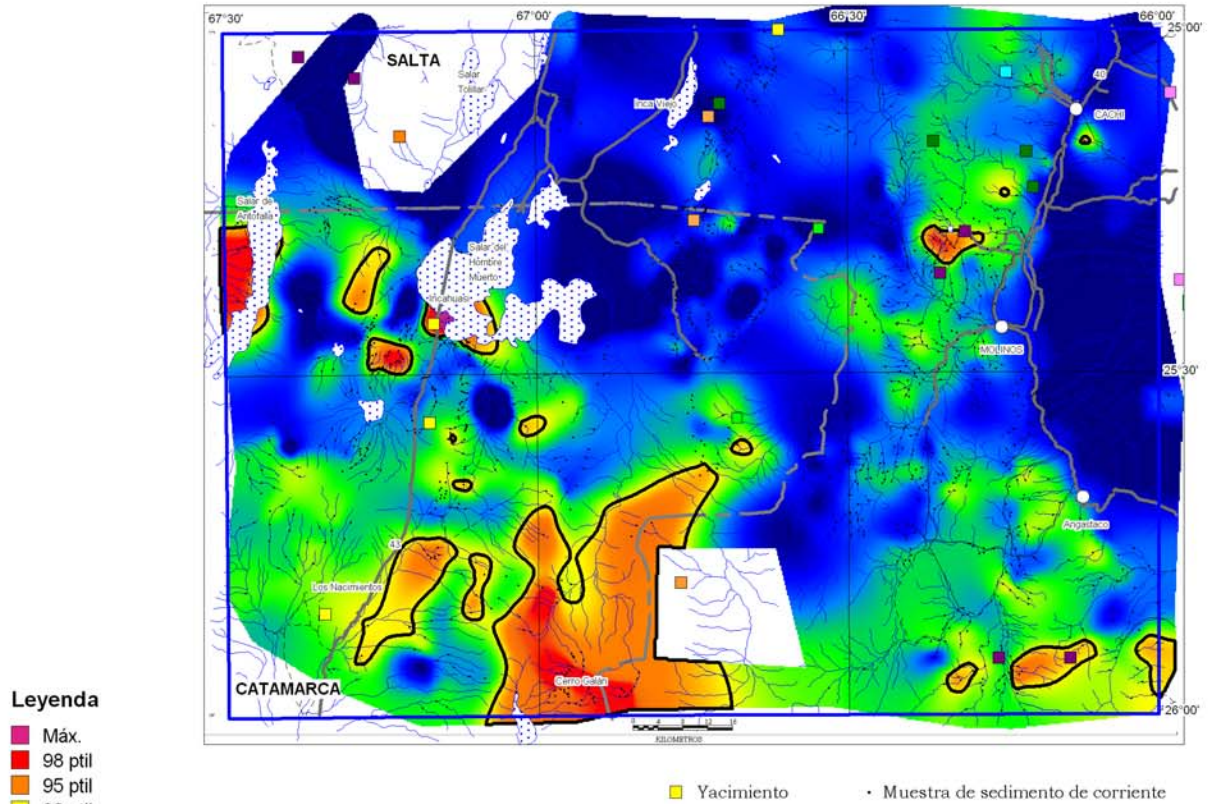
Figuras 57 y 58. Factores litológicos 1 y 2

Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

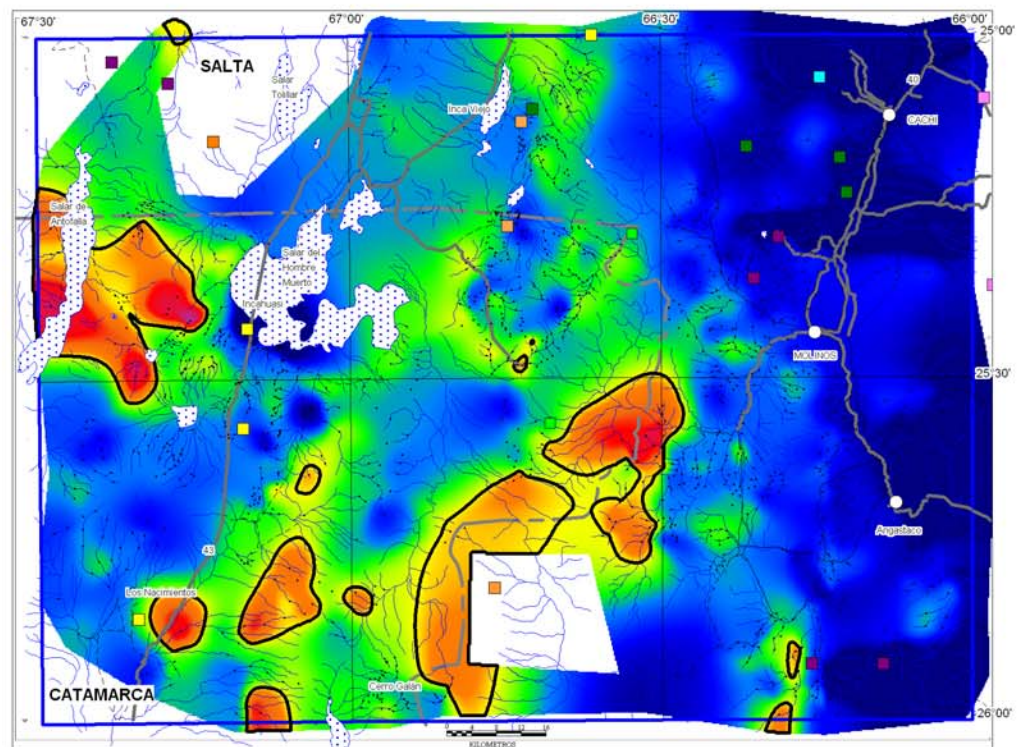
Mapa 3.

Factor 3: K, Al, Be, Rb (Pb, Cu, Ba)



Mapa 4.

Factor 4: Ca, Sr, Na, Ba

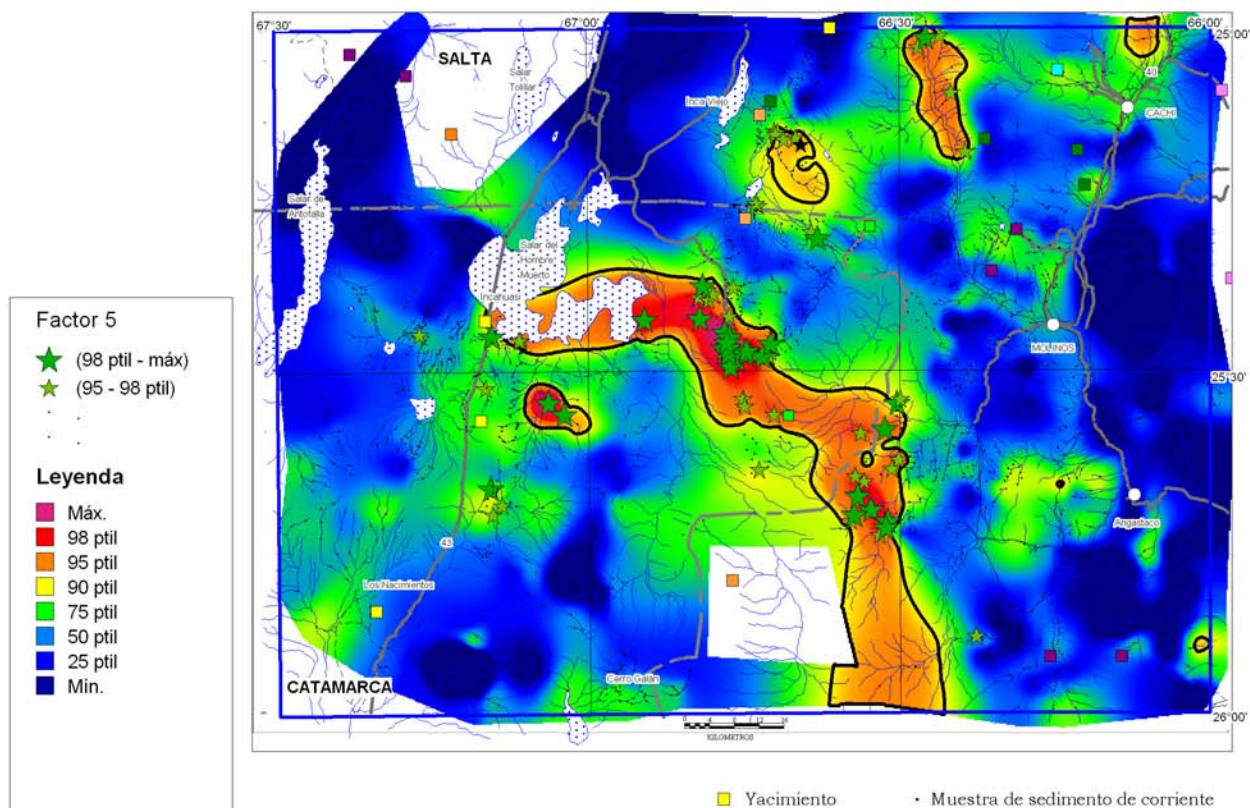


Figuras 59 y 60. Factores litológicos 3 y 4

Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa 5.
Factor 5: Cs, As, Sb, Br



Mapa 6.
Factor 6: Ta, U, (Th)

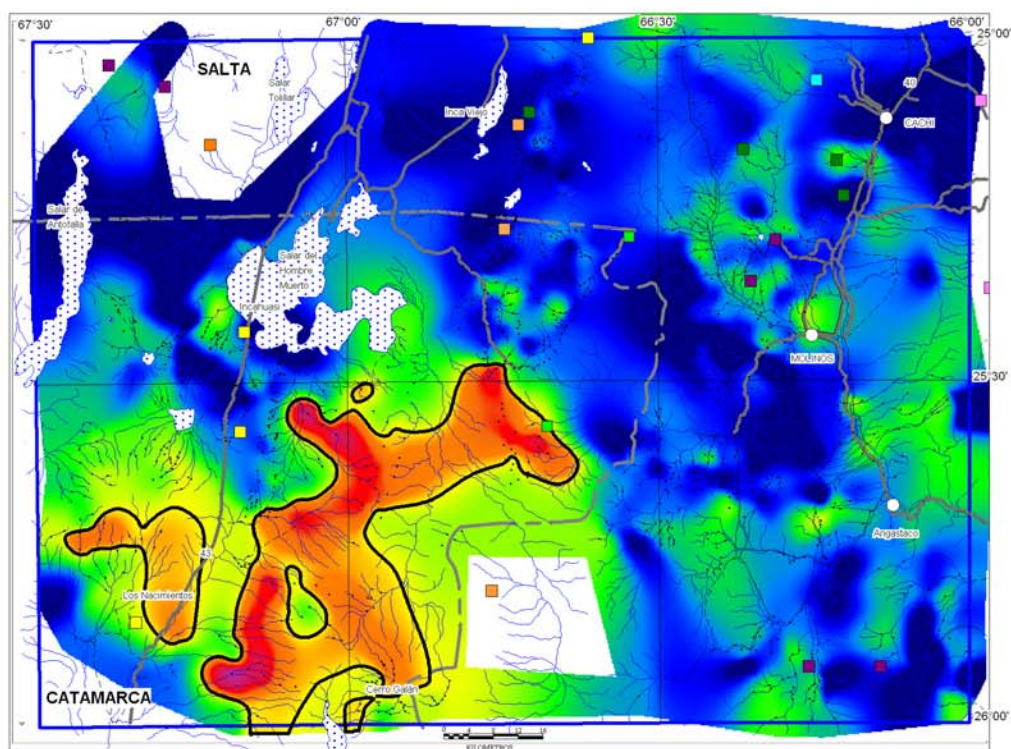


Figura 61 y 62. Factores litológicos 5 y 6

-*Cuerpos subvolcánicos epitermales con Au, Cu y Mo disseminados*. Distritos Inca Viejo y Diablillos (Mioceno)

-Área Los Nacimientos (Au), al sur del distrito Incahuasi

Factor 8: Au, W. VTE: 3,1% (fig. 64)

Factor 9_2: Ba, Cd y PCI (fig. 65 y 66)

3) Mapas de índices de mineralización

3a) A partir de la estandarización de las variables utilizadas, han sido confeccionados los siguientes mapas de índices de mineralización (extraídos de Amor *et al.*, 1998 y Smith *et al.*, 1983, 1987), citados en Grunsky (2010).

Porphyry Copper Index: PCI: Cu + Mo + Au (fig. 66)

Epithermal Precious Metal Index: EPMI: Au + As + Sb + Hg + Ag (fig. 67)

Base Metal Index: BMI: Pb + Zn + Ba + Cu (fig. 68)

Chalcophile Index 4: Chi4: Cu+Pb+Zn+ As+ Sb+Bi+Cd+Mo+Ag (fig. 69)

Chalcophile Index 6: Chi6: As + Sb + Bi + Mo + Ag + W (fig. 70)

Pegmatite-4: Peg-4: As+Sb+W+Ta (fig. 71)

Ta-W Index: TaWI: Ta+WI (fig. 72)

3b) *Los siguientes mapas muestran las anomalías geoquímicas que surgen de discriminar el rango superior de cada índice o factor de alteración-mineralización.*

Peg-4+Chi-6+Chi-4 (fig. 73)

Se encuentran arealmente relacionados con F5 y F6.

F7+BMI+PCI+EPMI (fig. 74)

Se encuentran arealmente relacionados con F2 (volcanitas y pórfiros ácidos a intermedios).

F2+PCI+Índice La-Sm-Yb (fig. 75)

Se han destacado los sitios donde los cocientes La/Sm vs. Sm/Yb contienen los pórfiros auríferos

para las volcanitas de la Faja de Maricunga (Kay *et al.*, 1999), es decir donde $4 < \text{La/Sm} < 6$ y $3 < \text{Sm/Yb} < 5$ ppm. Se muestran los sitios donde el Índice La-Sm-Yb coincide con el Factor litológico 2, indicativo de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición intermedia a ácida. Áreas mineralizadas miocenas como Inca Viejo y Diablillos son discriminadas por ambos parámetros.

Se hace notar que si bien estos cocientes son calculados en sedimentos de corriente y no sobre muestras de roca, y teniendo en cuenta la variedad litológica que involucran, los mismos intentan ser orientativos y aportar una herramienta de tipo exploratorio a escala regional.

Interpretación

El F1 (granitoides del arco ordovícico) predomina en Cordillera Oriental; se corresponde con los máximos contenidos de ETR, representados por los índices normalizados de ETRL (La+Ce+Nd) y ETRP (Lu+Yb). Sólo 7 muestras superan el 0,1% de ETRL.

El F2 agrupa las rocas volcánicas y volcanoclásticas dacíticas intercaladas en la secuencia turbidítica ordovícica, así como los pórfiros riolítico-dacíticos y lavas dacíticas y andesíticas miocenas. BMI, PCI y Chi-4 se corresponden en numerosos sitios con el factor litológico 2. Los distritos Incahuasi e Inca Viejo son destacados también por el EPMI.

El F3 representa las ignimbritas y lavas-domos dacíticos del centro resurgente del cerro Galán y de Aguas Calientes, de post caldera del Complejo Volcánico Cerro Galán; junto a las ignimbritas dacíticas Pucarilla e intercalaciones ignimbriticas y volcanoclásticas miocenas de la Formación Catal, se destaca también el basamento neoproterozoico, probable fuente en profundidad de los materiales efusivos que agrupa este factor. El depósito Incahuasi (y alrededores) quizás se destaque debido a la alteración hidrotermal.

El F4 agrupa las rocas intermedias a básicas, tanto lávicas del Neógeno-Cuaternario, como anfíbolitas, lamprófiros y esquistos neoproterozoicos y gabros y dioritas ordovícicos.

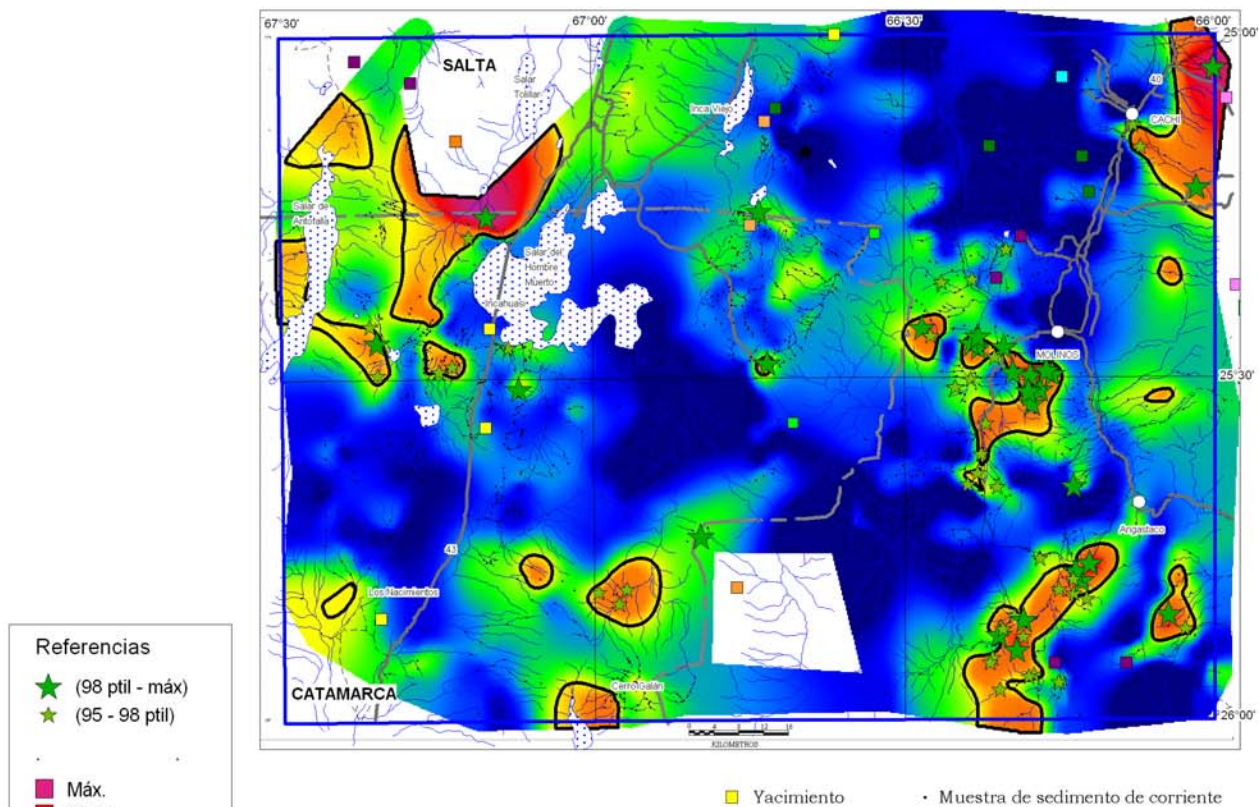
El F5 se corresponde con afloramientos de pegmatitas ordovícico-silúricas dentro de esquistos y gneises neoproterozoicos, granitos y granodioritas ordovícicos, con intensa pegmatización y pegmatitas cambro-ordovícicas vinculadas a la Formación Cachi. Los depósitos fluviales eoceno-oligocenos de la Formación Luracatao al norte del valle homónimo también destacan el F5, además del F1 (raíces del arco ordovícico).

El F6 representa las ignimbritas dacíticas más

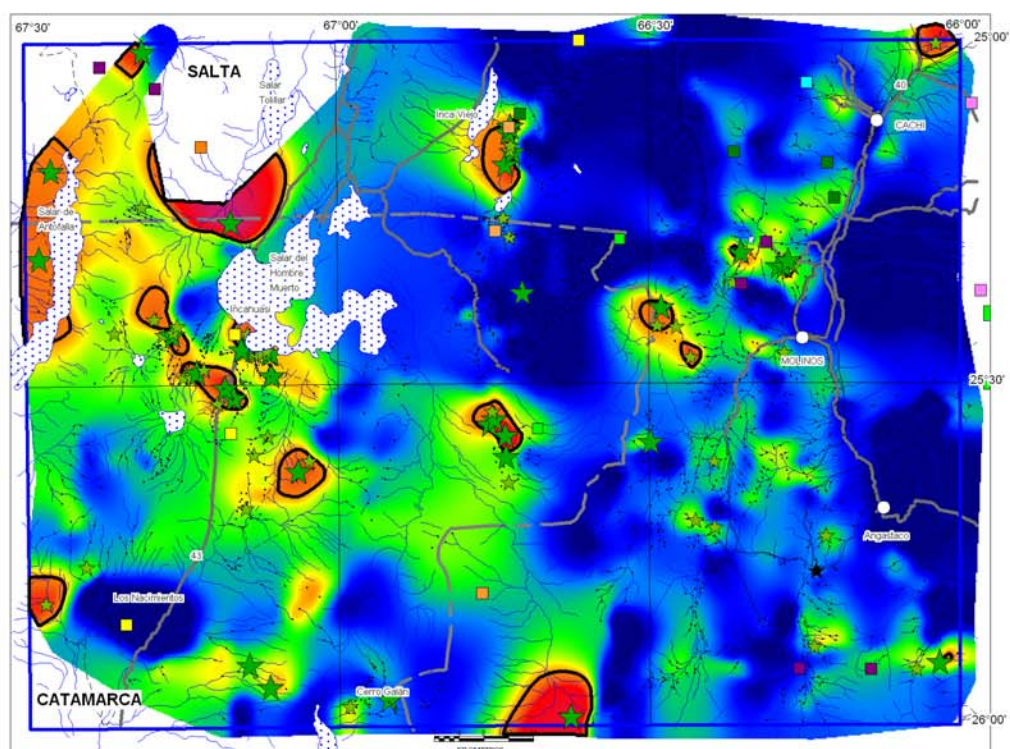
Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa 9.
Factor 9_2:Ba, Cd



Mapa 10.
Porphyry Copper Index: PCI: Cu + Mo + Au

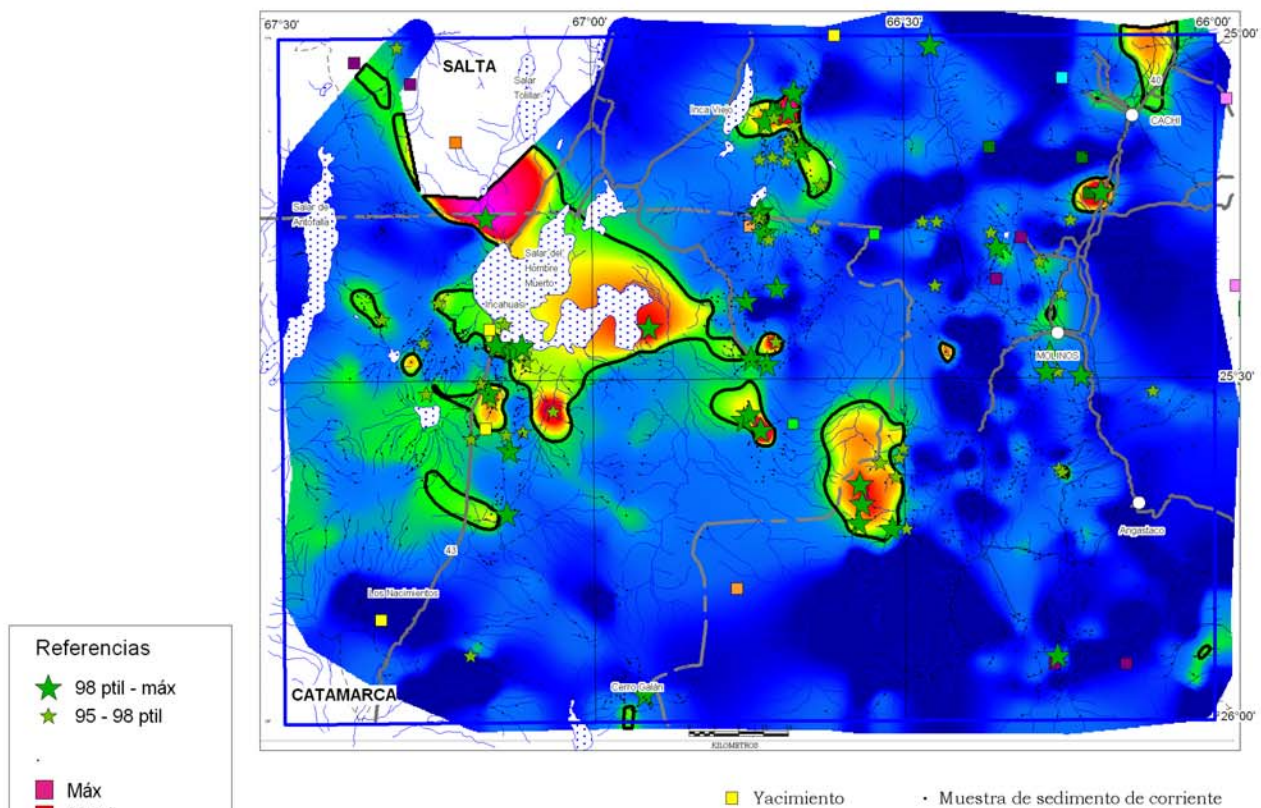


Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

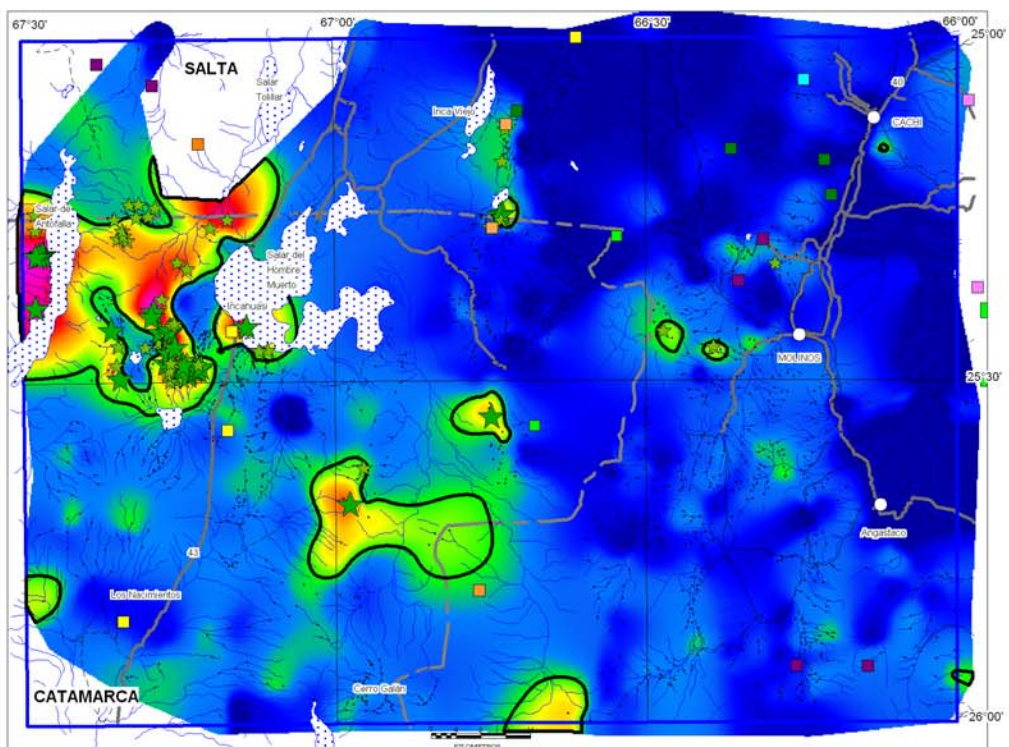
Mapa 11.

Epithermal Precious Metal Index: EPMI: Au + As + Sb + Hg + Ag



Mapa 12.

Base Metal Index: BMI: Pb + Zn + Ba + Cu

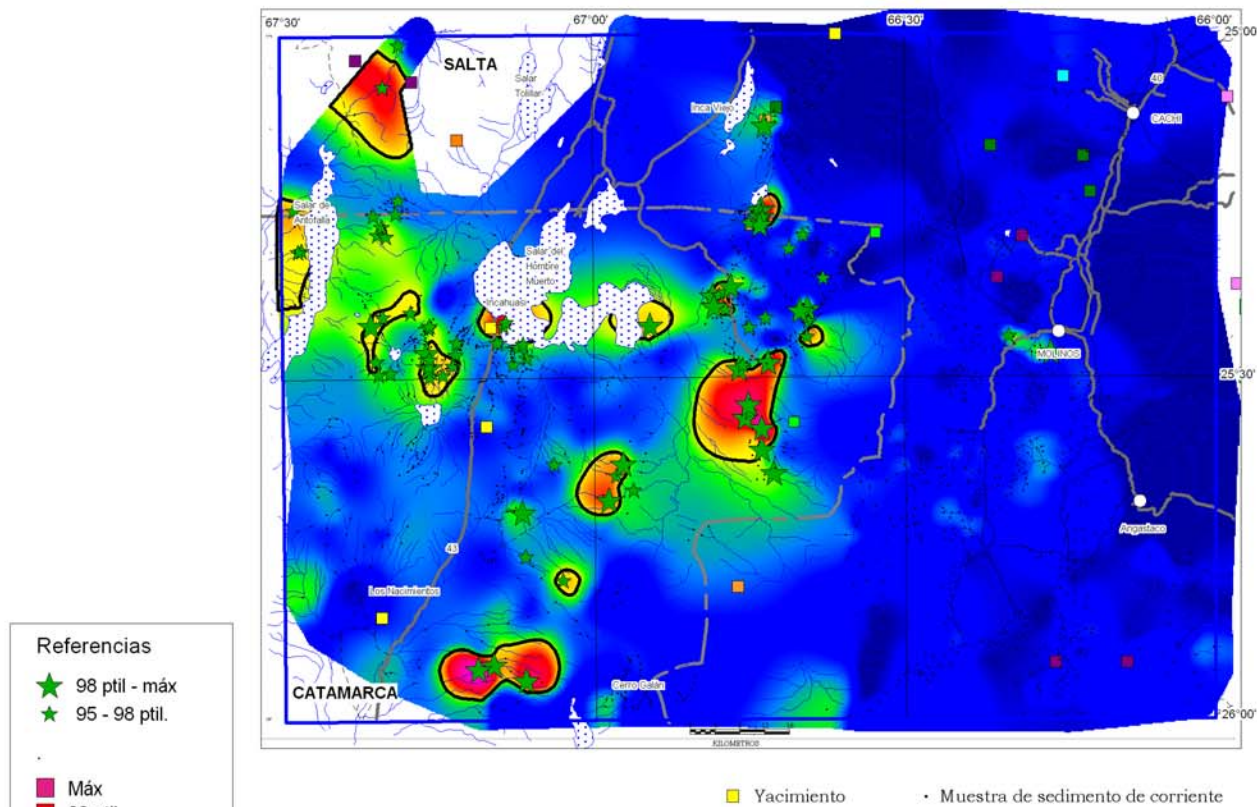


Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

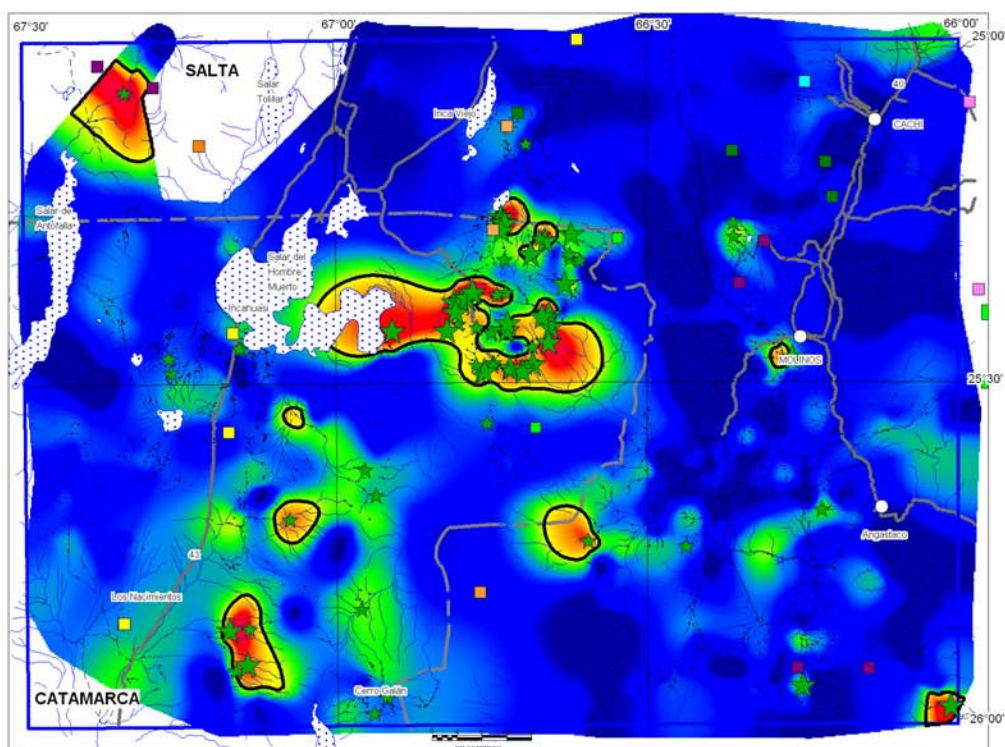
Mapa 13.

Chalcophile Index 4: Chi4: Cu+Pb+Zn+As+Sb+Bi+Cd+Mo+Ag



Mapa 14.

Chalcophile Index 6: Chi6: As+Sb+Bi+Mo+Ag+W



Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa 17.
Peg-4 + Chi-6 + Chi-4

REFERENCIAS
Áreas 98 ptil - valor máximo

- Chi-6: As+Sb+Bi+
Mo+Ag+W
- Chi-4: Cu+Pb+Zn+As+
Sb+Bi+Cd+Mo+Ag
- Peg-4: As+Sb+W+Ta

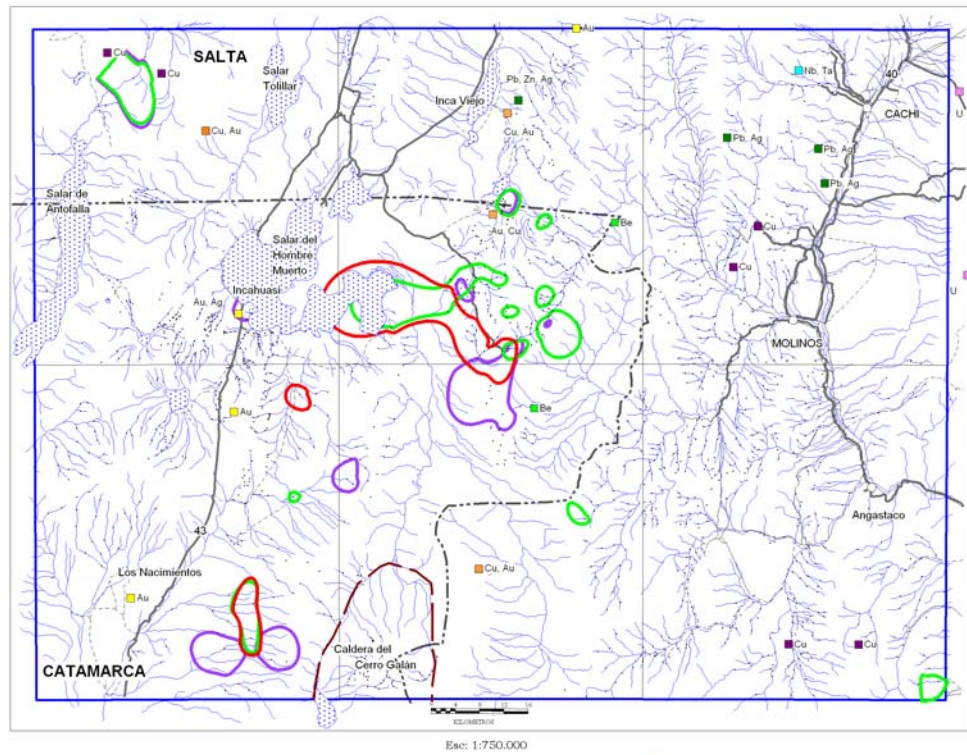


Figura 73. Factor de alteración-mineralización Peg-4+Chi-6+Chi-4

Interpretación geoquímica de los datos de
sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa 18.
F7 + BMI + PCI + EPMI

REFERENCIAS
Áreas 98 ptil - valor máximo

- F7: Pb, Ag (-Be, Mo, Cu)
- BMI: Pb+Zn+Ba+Cu
- EPMI: Au+As+Sb+Hg+Ag
- PCI: Cu+Mo+Au

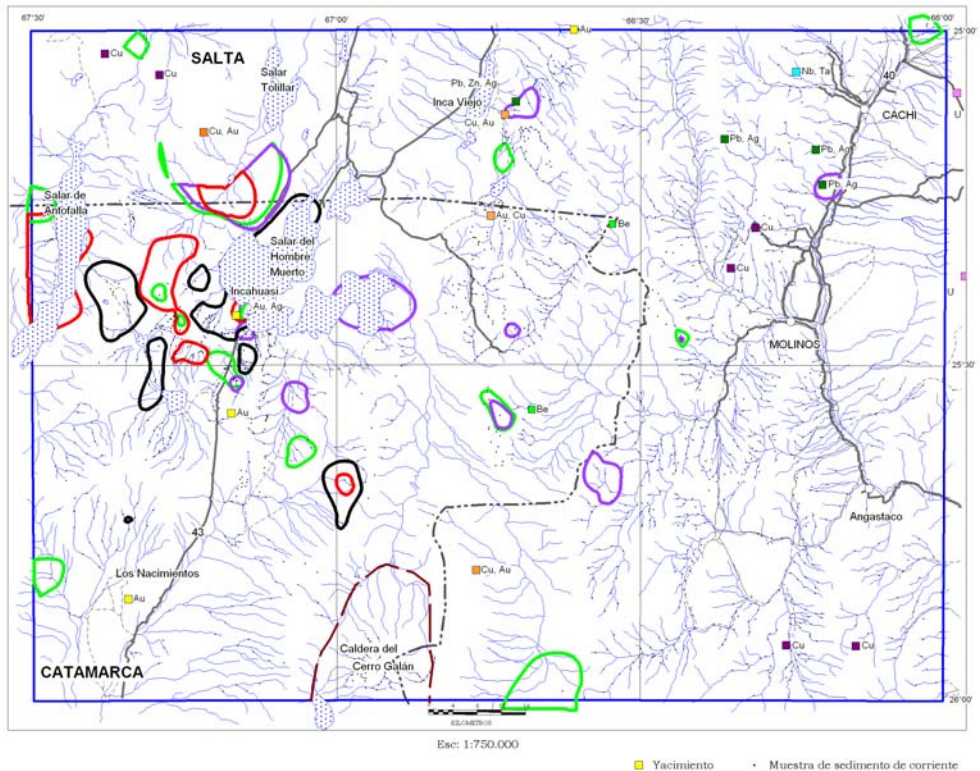


Figura 74. Factor de alteración-mineralización F7+BMI+PCI+EPMI

Interpretación geoquímica de los datos de sedimento de corriente de la Hoja Cachi

Sector Geoquímica - DRGM - IGRM - SEGEMAR

Mapa 19.
Índice La-Sm-Yb (Kay, 1999)
sobre F2 (Rocas volcánicas
y volcánoclasticas ácidas e
intermedias) y PCI

REFERENCIAS

F2: Zn, Fe, Co, V, Ni, Mn, Sc,
Ti, Cr, Mg, Cu, Mo (Ta)
90 ptil - valor máximo

PCI: Cu+Mo+Au
98 ptil - valor máximo

★ Índice La- Sm- Yb sobre F2

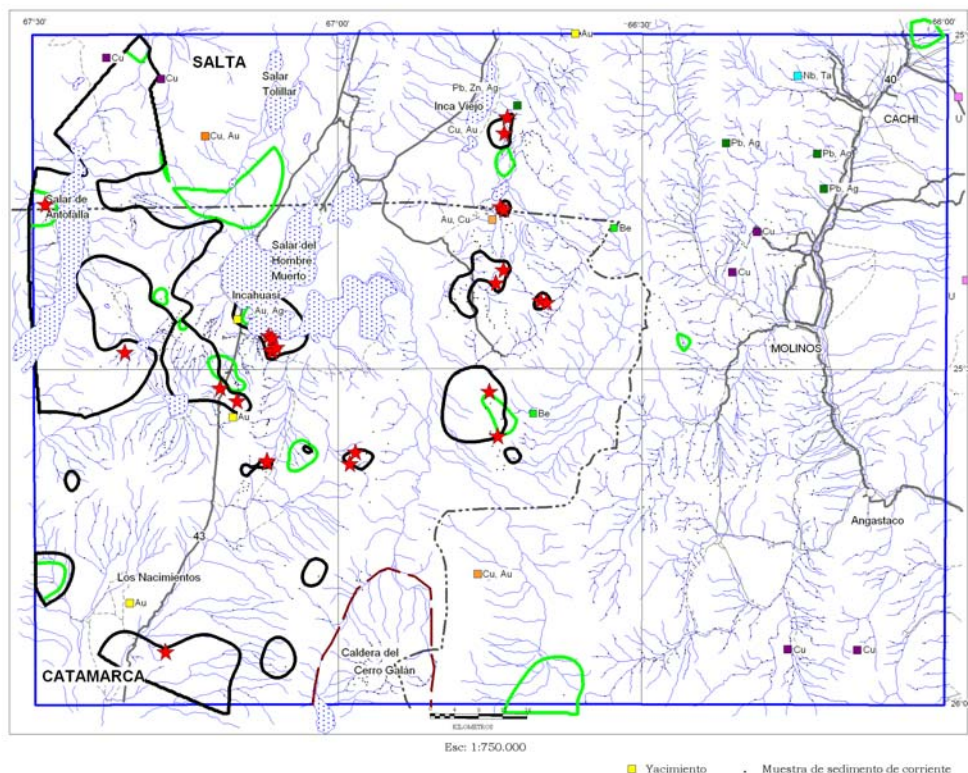


Figura 75. Factor de alteración-mineralización F2+PCI+Índice La-Sm-Yb

distales del Complejo Volcánico Cerro Galán, las que se distribuyen de forma radial a la caldera. F3 y F6 se complementan árealmente en el ámbito del Complejo Volcánico Cerro Galán.

Los factores de mineralización son el F7 (Pb, Ag, Mo, Cu) asociado regionalmente con el litológico F2, el F8 (Au, W) y probablemente el F9 (Ba, Cd).

Cabe destacar que en 25 sitios el cociente de tierras raras (índice La-Sm-Yb) se corresponde con el F2, factor que entre otras rocas contiene los depósitos miocenos de origen hidrotermal.

3.4.2. ANOMALÍAS GEOFÍSICAS

El relevamiento geofísico de la región se realizó en el año 1998, en el marco del proyecto PASMA. La información fue generada en el Sector Geofísica, Dirección de Recursos Geológico-Mineros, Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR. Este relevamiento incluye datos magnetométricos y radimétricos, en los cuales se discriminaron los contenidos de potasio (K), U equivalente (eU) y torio equivalente (eTh).

Los datos fueron tomados a una altura nominal de 150 m, con líneas de adquisición orientadas N-S,

separadas por 1 km entre sí y líneas de control perpendiculares a éstas con una separación de 7,5 kilómetros. El área con información en el ámbito de la presente Carta se circunscribe al sector central del Bloque Catamarca-Salta (SEGEMAR, 1998).

Esta Carta presenta una cobertura geofísica continua, a excepción de las áreas con gran relieve, en donde se debió volar a altura constante. En estos sectores la cobertura es únicamente magnetométrica y estas áreas carecen de información de alta frecuencia debido a la altura de vuelo tan elevada.

3.4.2.1. MAGNETISMO

La Carta presenta dos dominios magnéticos bien diferenciados que se corresponden con las áreas de la Puna y la Cordillera Oriental (fig. 76). El área de la Puna muestra una serie de anomalías magnéticas de alta frecuencia y alta intensidad, que aparecen asociadas a numerosos lineamientos magnéticos. A su vez, el área de la Cordillera Oriental presenta grandes anomalías magnéticas de baja frecuencia pero poco definidas, lo que dificulta la correlación entre las mismas y la geología superficial.

Al SO de la grilla de campo magnético total, en el sector de la Puna, se reconocen numerosas ano-

malías magnéticas bipolares, bien definidas, que presentan características propias de las anomalías dominadas por remanencia, en donde el máximo se encuentra al sur del mínimo magnético.

Estas anomalías se correlacionan principalmente con los centros volcánicos del Complejo Volcánico Cerro Galán (Cerro Galán $25^{\circ}56'12''\text{S}$; $66^{\circ}55'14''\text{O}$ y Cerro Diamante $25^{\circ}47'38''\text{S}$; $66^{\circ}51'10''\text{O}$) y a las dacitas y andesitas de la Formación Tebequíncho (cerros Miriguaca, del Hombre Muerto, Bola y Calaste).

Sin embargo, otros centros volcánicos, como el cerro Hoyada ($25^{\circ}44'30''\text{S}$; $67^{\circ}11'53''\text{O}$) y un domo volcánico ($25^{\circ}37'20''\text{S}$; $66^{\circ}50'51''\text{O}$) situado sobre una falla en dirección NO-SE, al este del cerro Aguas Calientes, ambos pertenecientes a la Formación Tebequíncho, también muestran anomalías magnéticas bien definidas, pero sin indicios de magnetismo

remanente. Las anomalías magnéticas reversas y normales dentro de una misma formación estarían relacionadas con las numerosas reversiones magnéticas del Mioceno, que reflejarían las variaciones de la edad de los diferentes aparatos volcánicos.

En el sector NO de la Carta, en el extremo sur del salar Tolillar se reconoce un cuerpo ígneo no aflorante, localizado en las coordenadas $25^{\circ}08'45''\text{S}$; $67^{\circ}08'35''\text{O}$.

En el área de la Puna se observa una buena correlación entre los lineamientos magnéticos y estructurales, con una dirección predominante NE-SO. Asociados a estos lineamientos, se ubican los depósitos vetiformes del distrito Incahuasi y la manifestación vetiforme Don Alberto.

En el área norte de la Carta, también dentro del sector de la Puna, se encuentra una serie de prospectos subvolcánicos epitermales, que poseen aso-

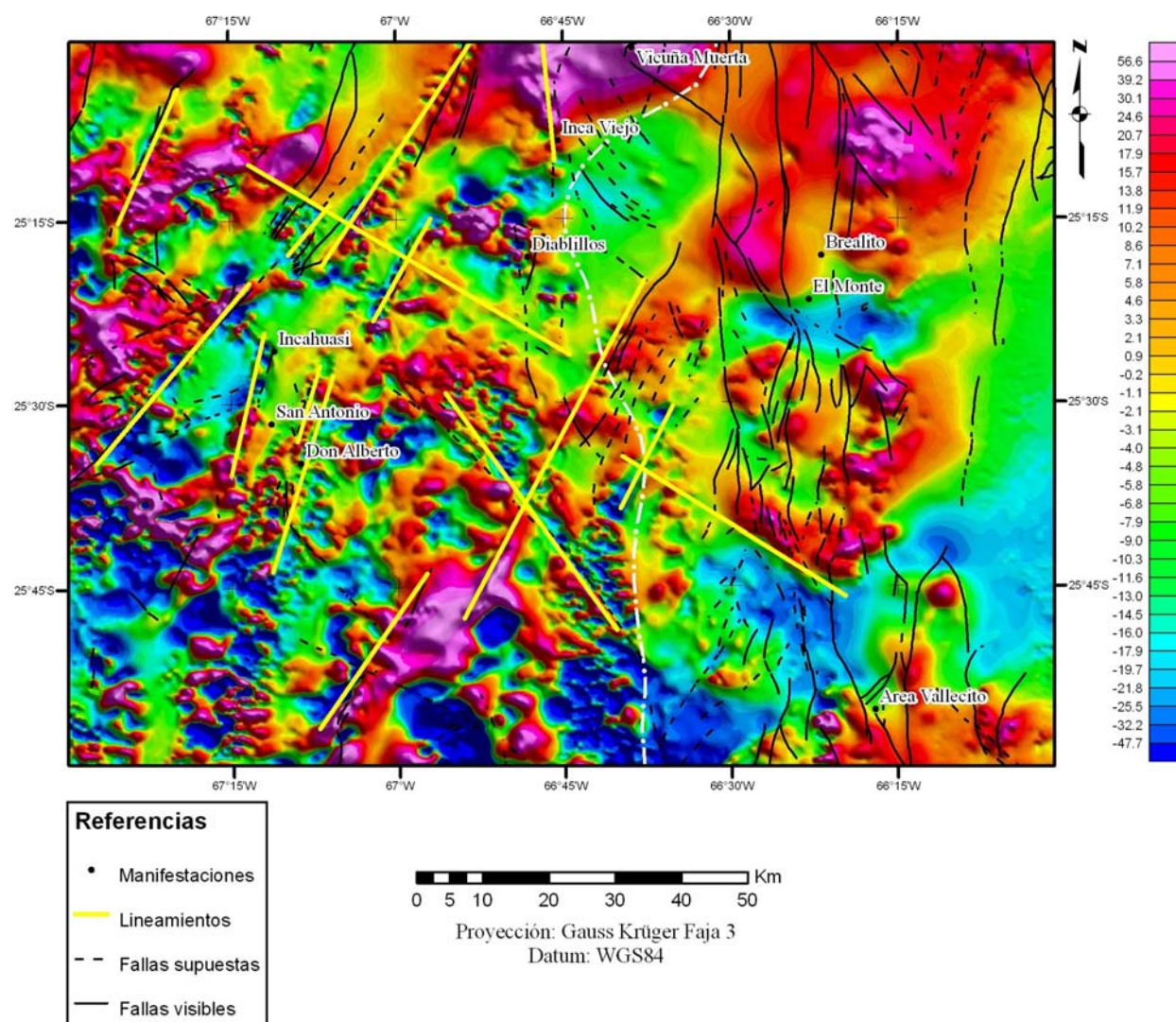


Figura 76. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo, donde se señalaron en blanco la división de los dos dominios magnéticos, con líneas amarillas los principales lineamientos magnéticos, en negro las principales fallas, y con puntos negros las principales manifestaciones minerales

ciadas algunas anomalías magnéticas de diversas intensidades. Una de ellas corresponde a la anomalía ubicada sobre el prospecto Inca Viejo (25°08'50"S; 66°45'52"O), que forma parte de un lineamiento magnético de rumbo NNO-SSE.

Incluidos en este lineamiento se reconocen otros máximos de mayor intensidad, bien definidos, pero no asociables a ningún afloramiento (25°07'12"S; 66°46'29"O). A su vez, el prospecto Vicuña Muerta (25°00'31"S; 66°39'14"O), ubicado en el límite norte de la Carta y situado al NE de Inca Viejo, presenta una anomalía magnética de grandes dimensiones (más de 7 km de diámetro), poco definida, posiblemente relacionada con el stock dacítico allí reportado.

Otros prospectos como Diablillos (25°18'25"S; 66°48'28"O) en la Puna o las manifestaciones Brealito (25°18'05"S; 66°20'49"O), El Monte (25°21'56"S; 66°23'19"O) y el área Vallecito (25°22'27"S; 66°17'23"O), situados estos últimos en la Cordillera Oriental, no presentan anomalías magnéticas asociadas ni relación con los lineamientos magnéticos.

En el área de la Cordillera Oriental, las únicas anomalías magnéticas bien definidas son las asociadas a los altos topográficos del cerro Chacomayo (25°59'32"S; 66°22'15"O), perteneciente a la Formación Ignimbrita Pucarilla, o los cerros Negro (25°46'45"S; 66°12'45"O) y Bola (25°08'38"S; 66°19'23"S), ambos pertenecientes a la Formación La Paya. Sin embargo, la presencia de estas anomalías magnéticas en estos sectores estaría relacionada con los cuerpos batolíticos subaflorantes de la Formación Cachi.

3.4.2.2. ESPECTROMETRÍA DE RAYOS GAMMA

Al analizar los datos obtenidos en un levantamiento gammaespectrométrico se debe tener en cuenta que la respuesta observada está fuertemente influida por el contraste en el contenido de radioelementos entre las unidades litológicas, el grado de cobertura de suelos, el contenido de humedad, la vegetación, entre otros, por lo que primero se interpretaron las respuestas regionales que pueden correlacionarse con la geología superficial, estudiándose luego las anomalías que pueden asociarse a manifestaciones de interés económico.

En función de la concentración de radioelementos podemos dividir a la Carta en distintos sectores de acuerdo a la respuesta observada en una imagen ternaria K-eTh-eU (fig. 77). El rasgo más sobresaliente es el cerro Galán, que presenta los contenidos

más altos en los tres elementos de toda la Carta. Se observa que los sedimentos que tienen aporte de las rocas que componen el complejo volcánico presentan a su vez valores elevados de los tres elementos, y que se presenta un marcado contraste con otras formaciones de contenidos medios menores, como las Formaciones Pachamama, Falda Ciénaga e Incahuasi, con las que están en contacto.

El sector noroeste, por el contrario, muestra valores medios bajos de los tres radioelementos; solamente la Sedimentita Vizcachera con sus valores medios de K más elevados y las dacitas y andesitas de la Formación Tebequincho se destacan en esta zona.

Al este del cerro Galán es muy notoria una faja en dirección N-S que atraviesa la totalidad de la Carta, que posee elevados valores de K y Th y que se correlaciona con el Complejo Metamórfico Río Blanco y con el Complejo Eruptivo Oire. En varios sectores de esta faja los valores elevados de K coinciden con valores bajos del cociente Th/K; esto indicaría una concentración diferencial del K. Inmediatamente al este aparece otra faja N-S, pero con valores elevados de eU, correspondiente a las Formaciones Puncoviscana y La Paya. La Formación Cachi se destaca por sus contenidos muy bajos de los tres radioelementos, y la alta concentración al sur de la faja es producida por la Ignimbrita Pucarilla. Se observa una notoria concentración de eU en los sedimentos, tanto en los neógenos como en los actuales, del valle entre las localidades de Hualfín y Pucarilla.

Por último, el margen este de la Carta está caracterizado por contenidos medios de los tres elementos, con algunas concentraciones locales, como ocurre con el eU en algunos afloramientos del Grupo Salta, y con un amplio sector de contenidos muy bajos que se corresponde perfectamente con la bajada aluvial de la margen este del valle del río Calchaquí.

Para poder discernir anomalías dentro de cada litología se recortaron los datos de radimetría de acuerdo a los afloramientos mapeados en la Hoja Geológica 2566-III Cachi; de esta manera pueden localizarse áreas que se diferencien del valor medio de radioelementos para una determinada formación.

Asociados a los cuerpos pegmatíticos ricos en Be se encuentran valores elevados de eTh y del cociente eTh/K, aunque no llegan a identificarse anomalías que representen los cuerpos debido a la cobertura regional de datos y el tamaño reducido de los afloramientos.

La Formación Falda Ciénaga presenta mayores contenidos de potasio en los afloramientos ubicados

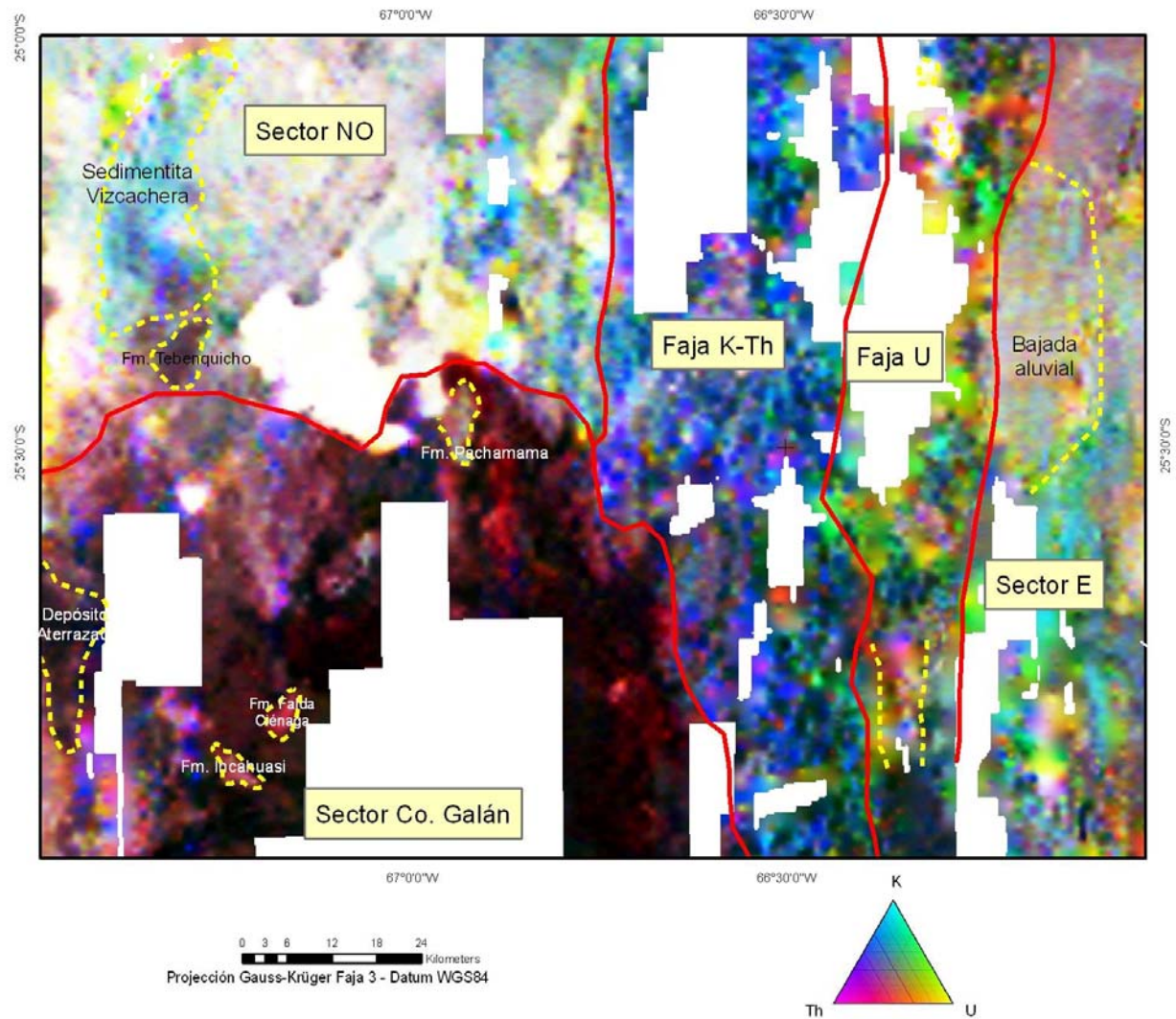


Figura 77. Imagen ternaria K-Th-U. Las zonas de color negro corresponden a máximos de los tres radioelementos, las blancas a bajos

al sur del salar del Hombre Muerto con respecto a aquellos ubicados al norte, siendo en los asomos del sur del salar donde se encuentran los yacimientos de oro del distrito Incahuasi. Presentan los mismos contenidos elevados que los depósitos de oro ubicados en la esquina suroeste de la Carta, también en la Formación Falda Ciénaga.

Una anomalía muy marcada de U equivalente ($25^{\circ}44'10''S$, $66^{\circ}44'40''O$) puede observarse al estudiar separadamente las ignimbritas pertenecientes al Complejo Volcánico Cerro Galán (fig. 78). Esta área con contenidos de U equivalente superiores a 20 ppm coincide con el depósito de U volcanogénico, extendiéndose a los sedimentos aluviales holocenos que derivan de las ignimbritas. Este procesamiento puede utilizarse para identificar otras áreas con concentraciones de U dentro la zona.

Otra anomalía marcada se da en la esquina nordeste de la Carta, sobre las sedimentitas de la Formación Yacoraite ($25^{\circ}05'16''S$, $66^{\circ}01'12''O$), coinci-

diendo con la manifestación de minerales de U Don Bosco (fig. 79). Puede observarse que los afloramientos del Grupo Salta ubicados hacia el sur de la manifestación Don Bosco presentan también anomalías en los contenidos de eU, extendiéndose la anomalía hacia los sedimentos cuaternarios, mientras que los asomos que se encuentran al oeste muestran contenidos muy bajos de eU. De esta manera pueden utilizarse los datos gammaespectrométricos para identificar los afloramientos del Grupo Salta que pueden ser de interés en la prospección de U.

Al comparar los datos radimétricos con los geoquímicos puede observarse coincidencia entre ellos, teniendo en cuenta la distribución de ambos muestreos. Por ejemplo, la faja N-S de contenido elevado de K no se observa en los datos geoquímicos, pero esto se debe a que no se realizaron muestras en esa zona; en cambio la faja inmediatamente al este queda demarcada por las anomalías geoquímicas de U y K.

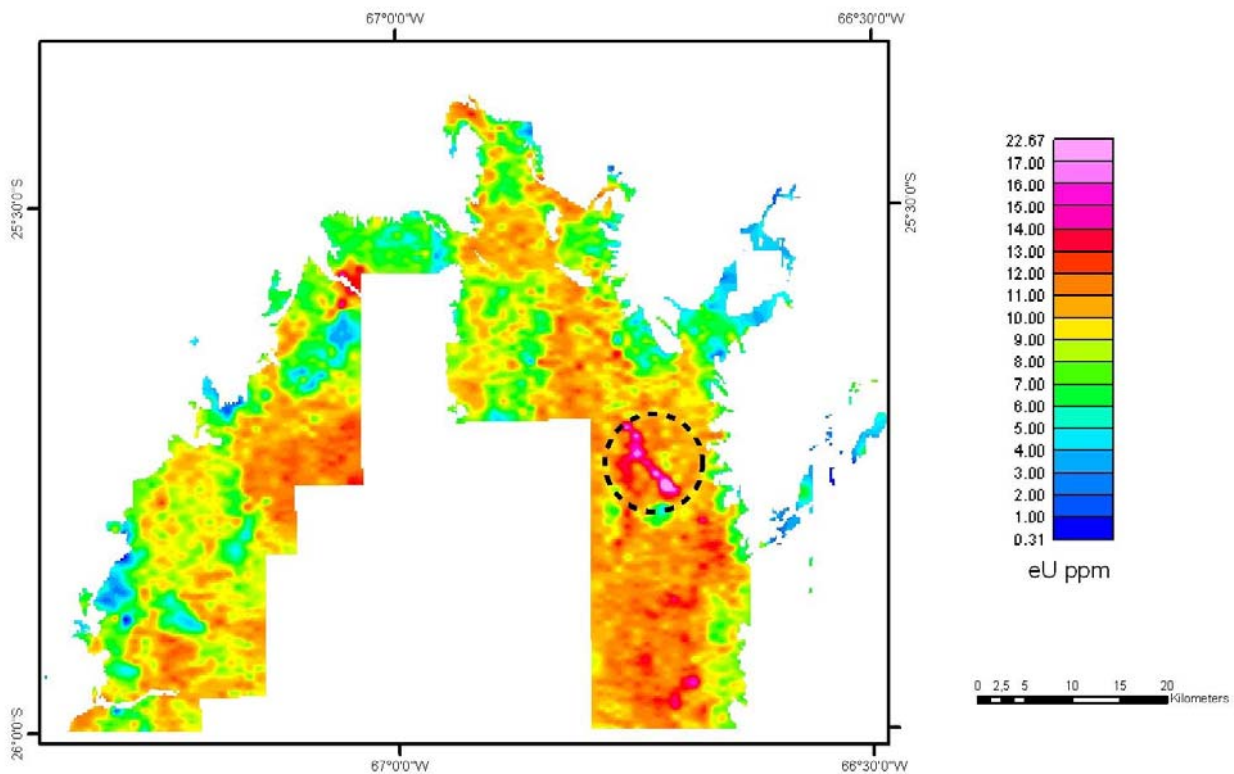


Figura 78. Grilla de eU recortada según la geología mapeada en la Hoja Geológica 2566-III Cachi, incluyendo al Complejo Volcánico Cerro Galán y a los sedimentos asociados

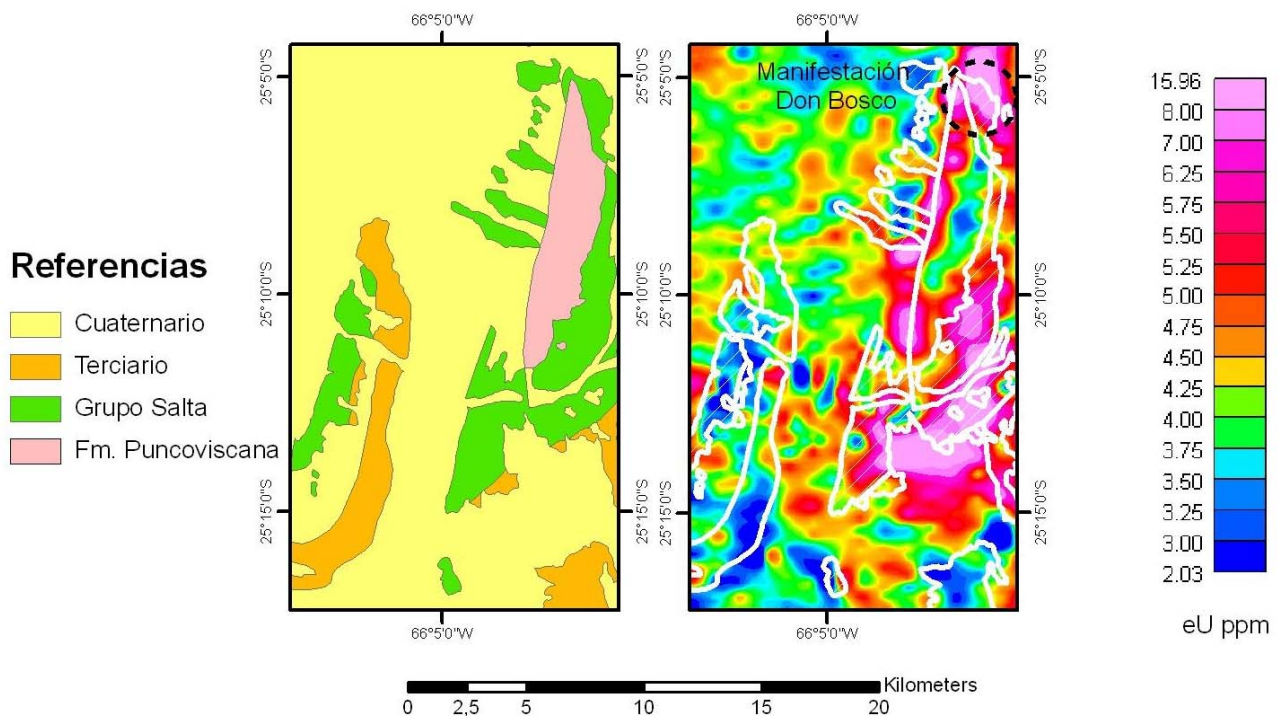


Figura 79. Detalle de los afloramientos del Grupo Salta en el sector NE de la Hoja Cachi, puede observarse como estos afloramientos se relacionan con los máximos de eU. Los sedimentos cuaternarios que los rodean también presentan contenidos elevados de este radioelemento. Geología modificada de la Hoja Geológica 2566-III Cachi

4. HISTORIA METALOGÉNICA

Los elementos litológicos más antiguos aflorantes en el ámbito de la Carta se localizan en los secto-

res centrales y occidentales de la misma, correspondiendo a unidades neoproterozoicas, integrantes de un basamento anterior a la Formación Puncoviscana, que fue afectado por las deformaciones corres-

pondientes a la Fase Tilcárica del Ciclo Pampeano. Las unidades litológicas que conforman a este basamento incluyen a la Formación Pachamama, compuesta por esquistos y gneises (para y ortogeneises) con intercalaciones menores de calizas y anfibolitas, que afloran en los contrafuertes orientales y sudorientales del salar del Hombre Muerto. Entre las cumbres de Luracatao por el norte y la sierra de Vázquez por el sur, aparecen extensos afloramientos de esquistos sillimaníticos, metacuracitas, filitas, pizarras y esquistos comunes que se incluyen dentro del Complejo Metamórfico Río Blanco que también integran este basamento. Por último, en el sector noroeste de la Carta, cerca de la margen nororiental del salar de Antofalla, afloran esquistos cuarzo-micáceos, esquistos anfibólicos y anfibolitas incluidos dentro de la unidad Metamorfita Antofallita. Desde el punto de vista metalogenético, a la fecha, en las unidades anteriores no se han detectado concentraciones de minerales metálicos que alienten expectativas de ser recuperadas.

En el sector oriental de la Carta, en el ambiente de Cordillera Oriental, durante el Proterozoico superior y probablemente hasta el Eocámbrico, se originó una cuenca de margen pasivo vinculada a abanicos submarinos, donde se depositó una potente sucesión de sedimentitas marinas turbidíticas (grauvacas, areniscas y pelitas) con algunas intercalaciones volcánicas alcalinas que indicarían cierta actividad distensiva intracontinental. El conjunto, identificado como Formación Puncoviscana, fue afectado por un tectonismo intenso, con fuertes plegamientos y un metamorfismo termodinámico regional de bajo grado (epi y anquimetamorfismo) vinculado con la Fase Tilcárica.

Intruyen a esa secuencia sedimentaria rocas graníticas y trondhjemíticas de edad ordovícica inferior, produciéndose entonces un aumento considerable en el gradiente geotérmico, que afecta a los metasedimentos de la Formación Puncoviscana, originándose un conjunto de metamorfitas que se incluyen en la Formación La Paya, integrada por filitas, esquistos moteados, esquistos nodulares, gneises y migmatitas aflorantes hacia el norte de la localidad de Molinos, mientras que hacia el sur de esa zona, las metamorfitas están representadas por filitas, esquistos, metacuarcitas y gneises.

Tanto espacial como temporalmente vinculadas a las trondhjemitas y demás rocas graníticas, al oeste de la localidad de Cachi, afloran pegmatitas de dimensiones considerables, con contenidos de columbita, tantalita, berilo, bismutina y otros minerales típicos. Las mismas representan el extremo sur

del distrito minero El Quemado, cuyos depósitos más importantes se ubican más al norte, en la sierra de Cachi, en ámbito de la Carta Minero-Metalogenética San Antonio de los Cobres.

Vinculados a los efectos de la fase de deformación Guandacol del Ordovícico, se depositaron potentes niveles turbidíticos, con algunas intercalaciones conglomerádicas correspondientes a la Formación Falda Ciénaga, en una faja relativamente estrecha de rumbo NNE, ubicada en el ambiente de Puna, que incluye de norte a sur a la sierra de los Ratones, el cordón del Gallego, la sierra de Incahuasi y las serranías cercanas a Paicuqui, en el rincón sudoccidental de la Carta. Son característicos, dentro de la secuencia sedimentaria, los afloramientos de gran cantidad de vetas de cuarzo vinculadas a fenómenos de secreción metamórfica y dilatancia ocurridos a partir de los procesos metamórficos que durante la fase de deformación Oclóyica afectó a los niveles pelítico-grauváquicos. En la sierra de Incahuasi, en el borde sudoccidental del salar del Hombre Muerto y más hacia el sur, las vetas de cuarzo mencionadas presentan en algunos casos contenidos auríferos importantes, tales como los filones de las minas Incahuasi y San Antonito que originaron operaciones mineras de cierta consideración y que se describieron en el capítulo referido a los depósitos de oro.

En el Paleozoico inferior, en el borde oriental de la Puna y más localmente en sectores de la Cordillera Oriental, se manifiesta una importante actividad magmática compleja, representada por el Complejo Eruptivo Oire, cuyos afloramientos se disponen en una faja de rumbo general norte-sur que supera los límites de la Carta tanto hacia el norte como hacia el sur. El Complejo fue definido como un basamento ígneo-metamórfico conformado por unidades de litologías y edades diferentes (Viramonte *et al.*, 1993; Hongn, 1994; Mon y Hongn, 1996), habiéndose podido individualizar distintas fases dispuestas a modo de fajas subparalelas al rumbo general del conjunto. Se identifican así una fase de granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas, con o sin metamorfismo, otra fase de granitos y granodioritas de grano grueso, con megacristales, en parte greisenizados, con intensa pegmatitización, con o sin metamorfismo, una tercera fase de gabros y dioritas de escaso desarrollo, una fase de rocas filonianas compuesta por pegmatitas, aplitas y lamprófiros y por último una fase de leucogranitos de magnitud reducida.

Dentro de las fases que integran al Complejo Eruptivo Oire y también en otras unidades metamórficas neoproterozoicas ya fueron mencionadas, ocurren aflo-

ramientos de pegmatitas portadoras de cuarzo, feldespato potásico (microclino), moscovita, turmalina, biotita subordinada, granate, apatita y eventualmente prismas azulados hexagonales de berilo. Sus afloramientos ocurren hacia el sur de las cumbres de Luracatao, entre Tacuñil y el salar de Diablillos, particularmente en las cercanías de los cerros Incahuasi y Blanco, en el paraje Las Juntas y hacia el este del salar mencionado.

A partir de la Fase Oclóyica se produce el cierre de la cuenca ocupada por los sedimentos de la Formación Falda Ciénaga, ocurriendo en la región un largo hiatus que finaliza en el Cretácico inferior, con la fase extensiva que produce una cuenca de tipo *rift* intracontinental que se extiende hasta el Eoceno, en la que se deposita la secuencia sedimentaria del Grupo Salta. Durante la primera etapa (*sinrift*) del relleno sedimentario, se sedimentan acumulaciones clásticas continentales representadas por areniscas y conglomerados rojos del Subgrupo Pirgua. Posteriormente a la subsidencia mecánica se produce la subsidencia térmica, originándose las cuencas *postrift*, donde se depositan los niveles sedimentarios de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, representados por secuencias continentales fluviales, eólicas y lacustres con períodos de ingresiones marinas someras.

En niveles arenosos y pelíticos del Subgrupo Pirgua correspondientes a la subcuenca de Brealito se mencionan depósitos estratoligados y peneconcordantes de Cu y pequeñas vetas con mineralización de Pb y contenidos de Ag. Se trata de manifestaciones de escasa significación que no revisten mayor interés.

En el rincón nordeste de la Carta, en el flanco nororiental del anticlinal del cerro Tin Tin, se localizan manifestaciones estratoligadas de U en calizas arenosas, areniscas calcáreas y lutitas de la Formación Yacoraite. Las mismas se vinculan a los depósitos peneconcordantes de U (Cu-V) ubicados preferentemente en litofacies arenosas y lutíticas de la Formación Yacoraite, que alcanzan su máxima expresión en el distrito uranífero de El Tonco-Amblayo, ubicado hacia el sudeste.

El arco magmático de los Andes Centrales vinculado con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana se manifiesta en la región, en primer término, en territorio chileno, durante el Mesozoico superior-Cenozoico inferior, migrando progresivamente hacia el este, representado en la Puna a partir del Eoceno-Oligoceno, continuando durante el Mioceno-Plioceno y posteriormente. En su conjunto el mismo está representado por gran-

des estratovolcanes formados por lavas dacíticas y andesíticas, por domos y cuerpos subvolcánicos dacíticos y riódacíticos, y por potentes acumulaciones de ignimbritas, culminando con derrames fisurales de lavas basálticas.

En el territorio ocupado por la Carta, en la región correspondiente a la Puna, durante el Mioceno medio, el arco magmático mencionado anteriormente, comienza a manifestarse con la aparición de volcanitas dacíticas y andesíticas de la Formación Tebequincho y también por la intrusión de cuerpos subvolcánicos de pórfiros riolíticos y dacíticos y cuerpos de brechas, todos acompañados por zonas de alteración hidrotermal de mayor o menor magnitud, los que se incluyen dentro de la Formación Inca Viejo. Estos últimos se vinculan a grandes zonas de cizalla, de rumbo norte-sur, con actividad recurrente, cuyo origen se remonta a eventos ocurridos en el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior, localizadas en las márgenes de la depresión donde se ubican los salares de Centenario y Ratones y más hacia el sur.

Los afloramientos referidos a la Formación Inca Viejo conforman una faja, de orientación norte-sur, coincidente con las zonas de cizalla recurrentes mencionadas más arriba, que se extiende por la margen oriental de la cuenca Centenario-Ratones, el borde occidental del salar de Diablillos y el borde oriental de la cuenca de Hombre Muerto y más hacia el sur. Incluye a los prospectos mineros de tipo pórfiro de Cu (Au) como Inca Viejo, a los depósitos epitermales de alta sulfuración con contenidos auríferos como Cerro Blanco de Diablillos y Cerro Bayo de Diablillos, a las brechas intrusivas, también auríferas, como Soroche y Cóndor Yacu, a los depósitos vetiformes con metales de base como la mina Vulcano y a las zonas de alteración hidrotermal como el prospecto Vicuña Muerta, todos vinculados a rocas de la Formación Inca Viejo. Esta zona constituye el área con mayores expectativas mineras dentro de la Carta, apareciendo las descripciones de los depósitos que se incluyen en ella en los apartados correspondientes a cobre y oro.

A fines del Mioceno y comienzos del Plioceno la actividad volcánica en la región se manifiesta con otro pico efusivo representado por las lavas de la Andecita Ratones, localizadas en el cerro homónimo, hacia el nordeste del salar del Hombre Muerto y las dacitas de la Lava Real Grande, vinculada a la ignimbrita Toconquis del cerro Galán.

A fines del Plioceno la mencionada actividad volcánica se intensifica, ocurriendo en el sector centro-sur de la Carta la extrusión de enormes cantida-

des de ignimbritas desde el cerro Galán (se estiman volúmenes del orden de 1.000 km³), que produce el consiguiente colapso del aparato volcánico, originándose una de las calderas más extensas de la cordillera de los Andes, localizada a lo largo de dos fracturas principales de rumbo norte-sur que marcan la continuidad hacia el sur de la zona de cizalla recurrente de rumbo norte-sur mencionada más arriba.

Hacia ambos costados del río de los Patos y en los faldeos de cerro Diamante, vinculadas a los grandes volúmenes de ignimbritas silíceas y tobas originadas durante la formación de la caldera del cerro Galán, a partir de información radimétrica de superficie y de valores anómalos en geoquímica de suelos, se han localizado manifestaciones singenéticas de U con interesantes expectativas mineras.

La evolución tectónica, geomorfológica y climática de la Puna, a partir de la Fase Diaguita ocasionó la formación de cuencas depositacionales intermontanas con drenajes endorreicos, que evolucionaron a ambientes salinos típicamente continentales, representados por salares o menos frecuentemente por lagunas saladas con sus salinas estacionales. En la región puneña de la Carta se localizan por un lado las lagunas Caro, Diamante, Verde y otras, mientras que en las grandes depresiones cerradas se ubican los salares del Hombre Muerto, Ratones, Diablillos, Tolillar y el extremo norte del salar de Antofalla.

Las aguas pertenecientes a los sistemas hidrogeológicos de la Puna generaron salmueras dentro de las cuencas mencionadas, es decir disoluciones acuosas de iones y coloides que en algunos casos alcanzan valores de hasta 300 g por litro. El estudio de la calidad y cantidad de los materiales disueltos recuperables ha permitido conocer la existencia de concentraciones importantes de metales alcalinos (Li, K, Mg, B) en las cuencas salinas. La información obtenida a partir de los distintos exploraciones realizadas particularmente en el ámbito de la Carta indica que en los ambientes de Puna de Salta y Catamarca el salar del Hombre Muerto es una de las cuencas que mejores expectativas presenta en cuanto a los contenidos de metales alcalinos en sus salmueras, alcanzando valores de litio que duplican y triplican los obtenidos en las salmueras de salinas explotadas en Clayton Valley, Nevada, EEUU. Las cuencas cercanas de Diablillos y Ratones también presentan expectativas favorables.

En el capítulo correspondiente a depósitos de litio se describen en detalle las características, entorno geológico, contenidos de litio y potasio y génesis de los salares del Hombre Muerto, Diablillos, Ratones y Antofalla.

5. CONCLUSIONES

Como resultado de toda la información mencionada anteriormente, se sintetizan las conclusiones relacionadas a la metalogénesis y a las posibilidades mineras de la región incluidas dentro de la Carta.

Teniendo en cuenta las características, orígenes, localización, tipos de mineralizaciones, paragénesis, entre otros aspectos, la mayoría de las ocurrencias de minerales metálicos que aparecen en el ámbito de la Carta se han ubicado dentro de los siguientes modelos:

- Pegmatitas complejas con Nb-Ta (3b). Pegmatitas alojadas en metamorfitas de la Formación La Paya, vinculadas a las trondhjemitas de la Formación Cachi, que representan el extremo sur del distrito minero El Quemado, en las sierras de Cachi.
- Vetas de cuarzo aurífero asociadas a turbiditas (14d). Vetas de cuarzo con contenidos de Au alojadas en sedimentitas ordovícicas de la Formación Falda Ciénaga y vinculadas a procesos de metamorfismo dinámico y térmico, relacionados con la Fase Oclóyica.
- Pegmatitas complejas con Be (3a). Pegmatitas portadoras de berilo y mica vinculadas al Complejo Eruptivo Oire, alojadas generalmente en rocas del propio Complejo y también en esquistos sillimaníticos del Complejo Metamórfico Río Blanco.
- Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a). Impregnaciones de minerales oxidados de Cu en sedimentos conglomerádicos, arenosos y pelíticos cretácicos del Subgrupo Pirgua.
- Depósitos asociados a sedimentos. U en areniscas (9b). Mineralización de U en estratos de la Formación Yacoraite, vinculada a depósitos similares ubicados en la región El Tonco-Amblayo.
- Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (Cu) (9a). Sistema de vetillas, impregnaciones, nódulos y guías de minerales oxidados de Cu alojado en sedimentos conglomerádicos paleógenos de la Sedimentita Vizcachera.
- Depósitos tipo pórfiro de Cu (Au-Mo) (4b). Prospecto Inca Viejo. Intrusivo porfírico dacítico mioceno, con marcada alteración hidrotermal y mineralización de Cu (Au-Mo), ubicado hacia el este del salar de Ratones. Depósito tipo pórfiro de Mo (4a). Prospecto Vicuña Muerta .
- Depósitos epitermales de alta sulfuración (Au-Cu-Ag) (7c). Prospectos Diablillos, Cerro Blanco y otros que conforman el distrito minero Diablillos, del Mioceno.
- Vetas y brechas. Brechas intrusivas hidroter-

males (Au) (14g). Prospecto Cóndor Yacu, brecha muy silicificada, con contenidos importantes de Au, alojada en rocas del Complejo Euptivo Oire, en el extremo sur del distrito minero Diablillos. Prospecto Soroche, brecha turmalinífera con anomalías de Au, alojada en rocas del mismo Complejo, que aflora hacia el nordeste del prospecto Inca Viejo. Se vinculan a los pórfiros y depósitos epitermales mencionados anteriormente.

- Depósitos de U volcanogénico (11b). Concentraciones anómalas de U impregnando y cementando ignimbritas dacíticas y riolíticas, aglomerados volcánicos, tobas y brechas y zonas fracturadas y diaclasadas. Ignimbritas del cerro Galán de edad pliocena.
- Depósitos asociados a sedimentos. Evaporitas lacustres (Li-K) (9f). Salmueras de cuencas salinas con altos contenidos de litio, potasio y otros metales alcalinos. Salares del Hombre Muerto, Diablillos, Ratones y Antofalla.

La distribución geográfica de las distintas mineralizaciones, las litologías donde se alojan, las estructuras a las que se vinculan, los procesos involucrados con su génesis, su mineralogía y su morfología, han permitido definir 6 fajas metalogenéticas. Las fajas mencionadas son las siguientes:

- Faja vinculada al magmatismo de retroarco del Ordovícico inferior, representado por las trondhjemitas de la Formación Cachi, al que se atribuye el origen de pegmatitas complejas ricas en Nb-Ta-Bi-Li-Be, alojadas en metamorfitas de la Formación La Paya. Se define como preacrecional, dentro del terreno Pampia (**PRE-PAM2**).
- Faja sinacrecional vinculada a una secuencia sedimentaria marina ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano), reconocida como Formación Falda Ciénaga, donde aparecen vetas de cuarzo con contenidos auríferos, cuyos exponentes más conocidos son los filones de las minas Incahuasi y San Antonito (**SIN-OST**).
- Faja metalogenética relacionada al episodio magmático sintectónico de edad ordovícico-silúrica inferior, representado por el Complejo Eruptivo Oire al que se vinculan pegmatitas portadoras de berilo y mica, alojadas tanto en rocas del propio Complejo, como así también en esquistos sillimaníticos del Complejo Metamórfico Río Blanco, atribuido al Neoproterozoico (**SIN-OS**).
- Faja vinculada al volcanismo neógeno ocurrido en el Mioceno-Plioceno y su actividad tardía poste-

rior, al que se relacionan sistemas geotermales que originaron zonas de alteración hidrotermal vinculadas a intrusivos de tipo pórfiro de Cu (Au-Mo), depósitos epitermales de alta sulfuración (Au - Cu-Ag), brechas intrusivas y depósitos vetiformes. La misma se define como posacrecional en terrenos de Pampia y Antofalla con vinculación a un arco magmático neógeno (**POS-AM-TN1**).

- Faja posacrecional, vinculada al volcanismo mencionado anteriormente, pero en este caso al relacionado con la caldera del cerro Galán, y los grandes volúmenes de ignimbritas que ella produjo y donde se localizan manifestaciones de U volcanogénico (**POS-AM-TN2**).
- Faja posacrecional, ubicada en los terrenos Pampia y Antofalla, vinculada a cuencas evaporíticas endorreicas de retroarco, originadas en el Pleistoceno-Holoceno, en las que se registran acumulaciones de salmueras enriquecidas en litio y potasio (**POS-PAM7**).

La misma información permite la identificación de 2 tipos de metalotectos: litológicos y estructurales, con los que se relacionan los depósitos más importantes reconocidos en la Carta.

En el borde nororiental de la Carta, hacia el oeste de Cachi, se localizan varios cuerpos pegmatíticos con contenidos de Nb, Ta, Li, Be, Bi y otros, mayoritariamente localizados en metamorfitas precámbricas de la Formación La Paya, que representan las manifestaciones más australes conocidas del distrito minero El Quemado.

El distrito mencionado se vincula a un magmatismo de retroarco del Ordovícico inferior, representado por trondhjemitas, granitos, granodioritas de la Formación Cachi.

Según distintos autores el origen de las pegmatitas y de la mineralización que contienen puede atribuirse directamente a las rocas graníticas o a la fusión parcial de las rocas de caja metamórficas. El magma trondhjemitico ha tenido participación importante en el origen de los depósitos de Nb-Ta, y se lo puede considerar un metalotecto litológico trascendente en el origen de esas concentraciones.

En el borde occidental de la Carta, en el ambiente de Puna, se presenta una secuencia sedimentaria marina ordovícica (Llanvirniano-Llandeiliano) (**OI c**), designada Formación Falda Ciénaga. En la misma aflora gran cantidad de vetas y vetillas de cuarzo, que en algunos casos como los de las minas Incahuasi y San Antonito, aparecen concentraciones auríferas de consideración. Las vetas mencionadas se origi-

naron a partir de fenómenos de segregación metamórfica-dilatancia vinculados a la intensa deformación con metamorfismo dinámico producido por efectos de la Fase Oclóyica.

Dentro de la faja metalogenética **POS-AM-TN1**, vinculada al arco magmático del Mioceno, intruyendo a litologías neoproterozoicas y ordovícicas, desde el extremo norte de la sierra de Inca Viejo hacia el sur, se localizan varios cuerpos de pórfiros dacíticos y riodacíticos que se incluyen dentro de la Formación Inca Viejo.

Los sistemas geotermales asociados a cuerpos subvolcánicos que originaron zonas de alteración hidrotermal con presencia de mineralización diseminada, en algunos casos definidos como depósitos tipo pórfiro de Cu (Au), depósitos epitermales de alta sulfuración, brechas intrusivas con contenidos auríferos y depósitos vetiformes, están relacionados al volcanismo orogénico neógeno, particularmente con las rocas porfíricas que se incluyen dentro de la Formación Inca Viejo. Esas rocas se consideran metalotectos litológicos destacados.

En el sector centro-sur de la Carta afloran grandes volúmenes de ignimbritas dacíticas cuyo origen se vincula a la evolución de la caldera del cerro Galán. En algunos sectores se ha determinado la existencia de concentraciones anómalas de U volcanogénico dentro de las ignimbritas. La zona donde se localizan estas manifestaciones se incluye dentro de la faja metalogenética caracterizada como posacresional y vinculada al magmatismo de arco neógeno. Existe una relación marcada entre la presencia de la mineralización uranífera y las ignimbritas dacíticas originadas durante la evolución de la caldera del cerro Galán; se considera a esas rocas como metalotectos litológicos importantes a los que se relacionan las concentraciones anómalas de U.

Distintas estructuras geológicas como zonas de cizalla, fallas, plegamientos y lineamientos regionales de distintas magnitudes y características que se han mencionado anteriormente se constituyen en elementos importantes en la formación y emplazamiento de diferentes depósitos minerales, conformando metalotectos estructurales de consideración en la génesis de esos depósitos y guías destacadas en la prospección de los mismos.

7. BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R., 1999. Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos. Jujuy, Salta y Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argen-

tina (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 1907-1921. Buenos Aires.

Alonso, R. y Viramonte, J., 1985. Provincia Boratífera Centroandina. IV Congreso Geológico Chileno. Actas II, Sec. 3: 45-63. Antofagasta, Chile.

Álvarez, D. y Peroni, J., 2014. Interpretación geofísica de la Hoja Geológica Cachi y modelado de la anomalía magnética de Vicuña Muerta. XIX Congreso Geológico Argentino, Sesiones, Geofísica, T3-P14. Córdoba.

Amor, S, Bloom, L. y Ward, P., 1998. Data Analysis. Cap. V., En: Practical Application of Exploration Geochemistry, Prospectors and Developers Association of Canada

Angelelli, V., Fernández Lima, J. C., Herrera, A. y Aristarain, L., 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales XV. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. CIC. La Plata, Provincia de Buenos Aires.

Cardó, R., Segal, S. y Zubia, M., 2004. Descripción del Mapa Metalogenético del Oro de la República Argentina». IGRM-SEGEMAR. Anales 38, 140 p. Buenos Aires.

Castillo, A., 1978. Geología y petrología de la zona Tacuil-Cerro Blanco, departamento Molinos, provincia de Salta. Seminario I. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 28 p. Inédito. Salta.

Castillo, A. y Suárez, O., 1982. Reconocimiento geológico del área sillimanítica Tacuil-Cerro Blanco, departamento Molinos, provincia de Salta. Dirección de Minería. Secretaría de Estado de Industria y Minería de la provincia de Salta. 22 p. Inédito. Salta.

Castillo, A., Soler, R., Juncosa, C. y Polcella, M., 1986. Informe geológico-agropecuaria de la Finca Jasimaná, provincia de Salta. Secretaría de Estado de Industria y Minería. Inédito. Salta.

Cécere, H., 1975. Área de Reserva N° 25, Vallecito, departamento San Carlos, Salta. Plan de Exploración NOA I, Dirección General de Fabricaciones Militares. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos. Inédito, 32 p. Salta.

Cécere, H., 1980. Área de Reserva N° 23, Inca Viejo, departamento Los Andes, Salta. Centro de Exploración Geológico-Minera II, Dirección General de Fabricaciones Militares. 14 p. Inédito. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos. Salta.

- Chabert, M., 1999. El pórfiro cuprífero Inca Viejo, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 1429-1436. Buenos Aires.
- Chacón, J. C., 1999. Estudio económico minero del prospecto Cerro Blanco (Au-Ag), departamento Los Andes, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta. Facultad de Ciencias Naturales. Escuela de Geología. Tesis profesional. 160 p. Inédito.
- Clark, D. A., 1999. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic survey. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 83-103.
- Cox, M., 1971. Inca Viejo, Salta, Argentina. A copper-bearing porphyry. 62 p. Inédito.
- Daroca, J., 1994. Prospecto minero Vicuña Muerta, Salta. 4 p. Inédito. Salta.
- de los Hoyos, L., 1993. La Situación y la Potencialidad minera en la región puneña de la provincia de Catamarca. Consejo Federal de Inversiones, Dirección Provincial de Minería, Inédito. Catamarca.
- Dobrin, M., 1960. Geophysical Prospecting. 864. New York, MacGraw-Hill.
- Fernández Lima, J. C., Tutorán, A. y de la Iglesia, H., 1960. Informe sobre la mina de oro San Antonito, departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Informe Técnico 9. Dirección Nacional de Geología y Minería. 1-6. Inédito. Buenos Aires.
- Ferpozzi, L., Turel, A., Vargas, D., Valladares, H., Jara, A., Siehankiewicz, D. y Casa, A., 2003. Datos geoquímicos multielemento y ubicación de sitios de muestreo sedimentos de Corriente del Plan NOA I Geológico-Minero. Hoja 2566 III-Cachi. Contribucion Técnica 38. SEGEMAR. JICA. MMAJ.
- Galliski, M., 1981. Estructura, mineralogía y génesis de las pegmatitas de El Quemado, Salta, República Argentina. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis Doctoral. Inédito. Córdoba.
- Galliski, M., 1983. Distrito Minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. II: Geología de sus pegmatitas. Asociación Geológica Argentina, Revista 38 (3-4): 340-380.
- Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico El Quemado, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35, 347-350. Buenos Aires.
- González, O. E., 1973. Estudio Geológico Económico del Área de Reserva N° 7, Don Alberto, Dpto. Antofagasta de la Sierra, Catamarca. Servicio Nacional Geológico Minero. 10 p. Inédito. San Miguel de Tucumán.
- González, O. E., 1985. Estudio del Área de Investigación geológico- minera N° 1, Diablillos. Secretaría de Minería. Dirección Nacional de Minería y Geología. 80 p. Inédito. San Miguel de Tucumán.
- González, O. E., 1991. Geología de mina Incahuasi. Dirección Nacional de Minería y Geología. Subsecretaría de Minería de la Nación. 34 p. Inédito. San Miguel de Tucumán.
- González, O. E., 1999. Mina Incahuasi. Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 515-520. Buenos Aires.
- González, O. E. y Viruel de Ramírez, M. E., 1992. Geología de la mina Incahuasi. Departamento Antofagasta de la Sierra, Catamarca. 4° Congreso Nacional de Geología Económica. 1: 72-79. Huerta Grande.
- Grunsky, E., 2010. The interpretation of geochemical survey data. En: Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 2010, 10: 27-74.
- Guidi, F., 1979. Informe de los resultados de la revisión radimétrica-geológica de las manifestaciones Don Bosco, Martita Inés y Cerro Bayo, Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica. 12 p. Inédito. Salta.
- Herrera, W. y Rosado, F., 1979. Las manifestaciones uraníferas en rocas volcánicas de Macusani, Puno (Perú). Instituto Peruano de Energía Nuclear. Lima, Perú.
- High American Gold Inc. 1997. Oesterroche, 1997, Geological Review. Phase 1. Inédito. 23 p.
- Hong, F., 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.
- Hong, F., 1995. Control de zonas de cizalla Precámbrico-Paleozoicas sobre el emplazamiento de sistemas volcánicos-subvolcánicos cenozoicos de interés económico. Puna de Salta y Catamarca. V Congreso Nacional de Geología Económica. Actas, 264-273. San Juan.
- Hong, F. y Seggiaro, R., 2001. Hoja Geológica 2566_III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Mine-

- rales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248. 87 p. Buenos Aires.
- Hongn, F. D., Tubia, J. M., Esteban, J. J., Aranguren, A., Vegas, N., Sergeev, S., Larionov, A. y Basei, M., 2014. The Sierra de Cachi (Salta, NW Argentina): geological evidence about a Famatinian retro-arc and mid crustal levels. *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 225-240.
- JICA-MMAJ, 2002. Report on Regional Survey for Mineral Resources in the Northwest Area the Argentine Republic. Phase I. Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Neogene Magmatism, Tectonism and Mineral Deposits of the Central Andes (22° to 33° S Latitude). En: *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication, 7: 27- 59.
- Kleine-Hering, 1987. Mina Cóndor Yacu I. Yacimiento de oro y plata. Estudio preliminar y análisis de antecedentes. Provincia de Catamarca. República Argentina. 87 p. Inédito. Catamarca.
- Lork, A. y Bahlburg, H., 1993. Precise U-Pb ages of Monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 4: 1-6.
- Lork, A., Miller, H. y Kramm, U., 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 147-153.
- Méndez, V., Turner, J. C., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, O., 1979. Geología de la Región Noroeste, provincia de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito. Salta.
- Méndez, V., Nullo, F., Pezzutti, N., Otamendi, J., González, R. y Salani, F., 1997. Descripción de la Hoja Geológica 2566-15, La Poma, provincia de Salta, escala 1:100.000. Programa Nacional de las Cartas Geológicas de la República Argentina. SEGEMAR. IGRM. Buenos Aires.
- Méndez, V., Nullo, F. y Otamendi, J., 2006. Geoquímica de la Formaciones Puncoviscana y Cachi-Sierra de Cachi, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (2): 256-268. Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 1-10. Buenos Aires.
- Morello, C., 1973. Informe final mosaico 15A3. Plan NOA I, Dirección General de Fabricaciones Militares. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos. 6 p. Inédito. Salta.
- Monchablon, A., 1947. Las minas de oro de Incahuasi, provincia de Catamarca. Banco de Crédito Industrial Argentino. Inédito. Buenos Aires.
- Morello, C. y Cécere, H., 1975. Informe final Área de Reserva N° 24, Brealito, departamento Molinos, Salta. Centro de Exploración Geológico-Minera II. Dirección General de Fabricaciones Militares. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos. 10 p. Inédito. Salta.
- Navarro García, L. y Rosello, E., 1989. Mineralizaciones auríferas en la comarca del Hombre Muerto. Catamarca y Salta. Argentina. En: Schalamuk I., M. Brodtkorb y H. Leanza. *Procesos Metalogenéticos*. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 3: 51-62. Tucumán.
- Nicolli, H., Suriano, J., Méndez, V. y Gómez, M., 1982. Salmueras ricas en metales alcalinos del salar de Hombre Muerto, Catamarca, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas, III: 187-204. Bs. As.
- Parra, R. y Facio, V., 1986. Mina Vulcano. Proyecto 18. Etapa de evaluación previa. Centro de Exploración Salta. Dirección Nacional de Minería y Geología. 10 p. Inédito. Salta.
- Proyecto MAP, 2002. Proyecto Multinacional Andino. Geodata CD-ROM. Publicación Multinacional 3.
- Sillitoe, R. H., 1971. Informe de la prospección de cobre porfírico en la provincia de Salta. Plan NOA I, Naciones Unidas, Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito. Salta.
- Sillitoe, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentine Andes. *Economic Geology*, 72 (1): 99-103.
- Silver Standard Resources Inc., 2009. Technical Report on the Diablillos Property-Salta and Catamarca Provinces, Argentina. 82 p. Inédito.
- Sgrosso, P. 1946. Las minas de oro de Incahuasi, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Minería. Inédito. Buenos Aires.
- Smith, R. y Perdrix, J., 1983. Pisolitic Laterite Geochemistry in the Golden Grove massive sulphide district, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 18: 131-164.
- Smith, R., Perdrix, J. y Davis, J., 1987. Dispersion into Pisolitic Laterite from the Greenbushes Mineralized Sn-Ta Pegmatite System, Western

- Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 28: 251-265.
- Sureda, R. 2002. Metalogenia Andina Subvolcánica Neógena: Novedades de la exploración minera aurífera en sistemas porfíricos y depósitos epitermales del NOA. *Argentina Mining* 2002. 23 p. Mendoza.
- Sureda, R. y Galliski, M., 1986. La Metalogenia del Noroeste Argentino. Criterios para la elaboración del Mapa Metalogénico de Salta y Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. *Correlación Geológica*, 3: 13-44.
- Sureda, R., Galliski, M., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino. Provincias de Salta y Jujuy. Universidad Nacional de Salta. *Capricornio*, 1-1-96. Salta, 39-95.
- Suzaño, N., 2010. Geología de intrusivos ácidos asociados al prospecto Vicuña Muerta. Puna Austral. Salta. Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Profesional. 74 p. Inédito. Salta.
- Suzaño, N. O., Becchio, R. y Arnosio, M., 2011b. Geología del prospecto minero Vicuña Muerta: Emplazamiento múltiple y control estructural de cuerpos subvolcánicos miocenos en el borde oriental de la Puna Austral, Salta. *Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino*. Actas, S16: 1156-1157. Neuquén.
- Suzaño, N. O., Becchio, R. y Arnosio, M., 2011a. Mapeo Lito-Mineralógico a partir de datos Aster en la zona del prospecto minero Vicuña Muerta. Puna Austral, Salta. *Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino*. Actas, S16: 1158-1159. Neuquén.
- Toselli, A., 1992. El magmatismo del noroeste argentino. *Reseña sistemática e interpretación*. Universidad Nacional de Tucumán. *Serie Correlación Geológica*, 8: 243 p. Tucumán.
- Vinante, D. y Alonso, R., 2006. Evapofacies del salar Hombre Muerto, Puna Argentina: distribución y génesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (2): 286-297. Buenos Aires.
- Viramonte, J., Alonso, R., Gutiérrez, R. y Argañaraz, R., 1984. Génesis del litio en los salares de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 471-481. Buenos Aires.
- Viramonte, J., Becchio, R., Coira, B., Omarini, R. y García Cacho, L., 1993. Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 307-318. Buenos Aires.
- Wealth Minerals LTD., 2006. Diamante-Los Patos Property. Provinces of Catamarca and Salta. Inédito. Salta.
- Zappettini, E. O., 1999a. Clasificación de Depósitos Minerales de Argentina. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35, 75-103. Buenos Aires.
- Zappettini, E. O., 1999b. Evolución geotectónica y Metalogénesis de Argentina. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35, 51-73. Buenos Aires.

6. FICHAS MINA

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS	
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
BERILIO														
30	Cerro Blanco (Tacuill)	Cerro Blanco, Olga	25°29'00"S	66°41'43"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, subparalelo a foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Albz	Complejo Metamórfico Río Blanco	Esquistos y gneises sillimaníticos	Neoproterozoico		
25	La Huerta Luracatao	Berilo I, II, III y IV	25°19'03"S	66°34'15"	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, subparalelo a foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Albz	Complejo Eruptivo Oïre	Granitos y granodioritas de grano grueso	Ordovícico		
14	La Huerta Luracatao	Patricia	25°15'03"S	66°32'38"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, subparalelo a foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Albz	Complejo Eruptivo Oïre	Granitos y granodioritas de grano grueso con megacristales	Ordovícico		

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS	
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
BERILIO														
33	Río Blanco-Las Juntas	El Toldo	25°32'50"S	66°43'30"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos de decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Abz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas. Con metamorfismo	Ordovícico		
38	Río Compuel	Compuel	25°53'00"S	66°28'00"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Abz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano grueso con megacristales	Ordovícico		
23	Salar de Diablillos	Lorena	25°15'18"S	66°41'05"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Abz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas. Con metamorfismo	Ordovícico		
24	Salar de Diablillos	Río Diablillos	25°16'08"S	66°41'38"O	Pegmatitas complejas con Be y moscovita (3a)	Ordovícico-Silúrico	Pegmatitas con rumbo general N-S, foliación de roca de caja, potencias medias: pocos metros-25 m, corridas de afloramientos: decenas de metros hasta varios km	Be, Mos, Tur, Q, Mic, Esp, Lep, Apt, Gm, Bio	Abz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas. Con metamorfismo	Ordovícico		
COBRE														
26	Brealito	Brealito	25°18'13"S	66°20'52"O	Vetas de Cu asociadas a granitoides (6d)		Control estructural. Zona de interés de 00 x 600 m	Cc, Oxcu	Serz, Propz, Cirz	Formación Puncoviscana Complejo Eruptivo Oire	Grauvacas, areniscas y pelitas Granitos y granodioritas	Neoproterozoico Ordovícico		0,5 a 0,6% Cu

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED		DATOS ECONÓMICOS		
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
COBRE														
2	Cortaderas	Antofalita I, II, III y IV	25°02'30"S	67°25'40"O	Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a)	Mioceno	Estratoligado. Vetillas e impregnaciones lentiformes. P: 0.40 m, L: 30 m	Cc, Cv, Cup, Ten, MI, Az, Cris, Dela		Sedimentita Vizcachera	Conglomerados Areniscas y pelitas	Oligoceno - Mioceno inferior		
	Cortaderas	Cortaderas I, II, III y IV	25°07'12"S	67°19'37"O	Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a)	Mioceno	Estratoligado. Vetillas e impregnaciones lentiformes. L: 200 m	Cc, Cv, Cup, Ten, MI, Az, Cris, Dela		Sedimentita Vizcachera	Conglomerados Areniscas y pelitas	Oligoceno-Mioceno inferior	hasta 13% Cu y 13 g/t Ag	
1	Cortaderas	Elena	25°01'45"S	67°25'30"O	Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a)	Mioceno	Estratoligado. Vetillas e impregnaciones lentiformes	Cc, Cv, Cup, Ten, MI, Az, Cris, Dela		Sedimentita Vizcachera	Conglomerados Areniscas y pelitas	Oligoceno-Mioceno inferior		
	Cortaderas	Las Vertientes	25°01'40"S	67°18'25"O	Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a)	Mioceno	Estratoligado. Vetillas e impregnaciones lentiformes	Cc, Cv, Cup, Ten, MI, Az, Cris, Dela		Sedimentita Vizcachera	Conglomerados Areniscas y pelitas	Oligoceno-Mioceno inferior		
3	Cortaderas	Don Alberto	25°35'30"S	67°09'15"O	Vetas simples (Cu) (14c)	Ordovícico	Vetas de cuarzo en fracturas. R: N75°E, B: 50-75°S P: 0,25 m	MI, Cris, Az, Q		Formación Falda Ciénaga	Lutitas, areniscas cuarcíticas y grauwacas	Ordovícico inferior-medio		2,5% Cu
	Falda Ciénaga Quebrada del Medio	Los Cardones	25°56'10"S	66°10'40"O	Vetas simples (Cu) (14c)		Vetas de cuarzo de corridas y potencias reducidas	Oxcu, Q		Formación La Paya	Filitas, esquistos y gneises moteados	Neoproterozoico.		
40	Jasimaná													

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS	
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
COBRE														
39	Jasimaná	Vallecito (minas San Francisco I y II)	25°53'40"S	66°17'14"O	Mineralización secundaria asociada a un sistema tipo pórfiro en profundidad (4b)		Faja con alteración hidrotermal, vinculada a zona de fractura, con orientación NE-SO, con longitud de poco más de 1000 m y ancho no mayor a 200 m	Ml, Az, Dela, Cup, Cris, Cc, Cv, Py, Cp	Silz, Arcz, Serz, Cilz	Formación La Paya Formación Quebrada de los Colorados y Angastaco	Metamorfitas Conglomerados Porfiritas sobresaturada alterada	Neoproterozoico Oligoceno Mioceno		0,1 a 2,2% Cu; 0,16 a 0,22 g/t Au
	Laguna Brealito Abra de la Laguna	El Monte	25°19'55"S	66°23'49"O	Depósitos asociados a sedimentos. Cu sedimentario (9a)		Estratoligado peneconcordante . Impregnaciones en areniscas R: N-S, P: 0,15-0,25 m L: 150 m	Ml		Subgrupo Pírgua	Conglomerados y areniscas rojas	Cretácico superior		0,4% Cu
9	Salar de Ratones	Inca Viejo	25°08'43"S	66°45'40"O	Depósitos tipo pórfiro (4b)	Mioceno medio	Cuerpo intrusivo de 2.200 m de largo por 150-500 m de ancho	Cc, Py, Cp, Mo, Cris, Ml, Az, Tq, Ars, Jar, Hem	Kz, Silz, Arcz, Aluz	Formación Inca Viejo	Pórfiros dacíticos y riolíticos	Mioceno medio		0,1 a 0,25% Cu; 0,1 a 0,2 g/t Au
17	Vallecito	Santa Julia	25°13'14"S	66°16'59"O	Vetas simples (Cu) (14c)		Vetas de cuarzo de corridas y potencias reducidas	Oxcu, Q		Formación La Paya	Cuarzitas, esquistos, gneises, migmatitas	Neoproterozoico.		

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS	
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
LITIO														
19	Salar de Antofalla	Salar de Antofalla	25°16'21"S	67°27'38"O	Depósitos asociados a sedimentos. Evaporitas lacustres. Salmueras (9f)	Pleistoceno Holoceno	Disoluciones acuosas (salmueras) de iones y coloides, de cloruros, sulfatos y boratos, impregnando niveles salinos y detriticos de la cuenca salina	Li, K, Mg, B, Ca, Rb, etc.		Depósitos evaporíticos	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Pleistoceno Holoceno		Valores orientativos máximos en salmueras: 305 ppm Li, 6,006 ppm K Valores orientativos medios en salmueras: (16 muestras) 150 ppm Li, 3.416 ppm K
13	Salar de Diablillos	Salar de Diablillos	25°14'01"	66°44'57"	Depósitos asociados a sedimentos. Evaporitas lacustres. Salmueras (9f)	Pleistoceno Holoceno	Disoluciones acuosas (salmueras) de iones y coloides, de cloruros, sulfatos y boratos, impregnando niveles salinos y detriticos de la cuenca salina	Li, K, Mg, B, Ca, Rb, etc.		Depósitos evaporíticos	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Pleistoceno Holoceno		Hasta 2.297 ppm Li
29	Salar del Hombre Muerto	Proyecto Fénix	25°29'24"S	67°06'29"O	Depósitos asociados a sedimentos. Evaporitas lacustres. Salmueras (9f)	Pleistoceno Holoceno	Disoluciones acuosas (salmueras) de iones y coloides, de cloruros, sulfatos y boratos, impregnando niveles salinos y detriticos de la cuenca salina	Li, K, Mg, B, Ca, Rb, etc.		Depósitos evaporíticos	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Pleistoceno Holoceno		Valores medios en salmueras: 0,7-0,8 g/l Li, 7-8 g/l K

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS		
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes	
LITIO															
12	Salar de Ratones	Salar de Ratones	25°10'14"S	66°48'30"O	Depósitos asociados a sedimentos. Evaporitas lacustres. Salmueras (9f)	Pleistoceno Holoceno	Disoluciones acuosas (salmueras) de iones y coloides, de cloruros, sulfatos y boratos, impregnando niveles salinos y detríticos de la cuenca salina	Li, K, Mg, B, Ca, Rb, etc.		Depósitos evaporíticos	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Pleistoceno Holoceno		Valores orientativos máximos en salmueras: 1.375 ppm Li, 11.200 ppm K Valores orientativos medios en salmueras: 461 ppm Li, 3.890 ppm K	
	MOLIBDENO														
	4	Salar de Centenario	Vicuña Muerta	25°00'01"	66°39'03"	Cuerpos subvolcánicos asociados a un depósito tipo pórfiro (4a)	Mioceno medio	Diseminado, en pátinas, y relleno de fracturas	Py, Mo	Silz, Arcz, Serz		Porfiros riolíticos y dacíticos	Mioceno		
		NIÓBIO - TANTALIO													
	5	El Quemado	María Eugenia, María Isabel	25°04'05"S	66°17'00"O	Depósitos pegmatíticos. Pegmatitas complejas de Nb-Ta (3b)	Eocámbrico	Pegmatitas plumasíticas discordantes.	Clb-Ttl, Q, Plag, Mic, Mos, Tur, Esp, Be, Bi, Bis, Lep	Turz, Silz	Formación La Paya	Cuarcitas, esquists, gneises, migmatitas	Neoproterozoico.		
		ORO													
	20	Diablillos	Cerro Blanco	25°15'40"S	66°46'25"O	Epitermal de alta sulfuración (7c)	Mioceno medio	Zona con alteración hidrotermal intensa de 1.500 x 1.000 m. Cuerpos de brecha	Au, Py, Mar, Cp, Jar, Hem, Gth	Silz, Serz, Clnz, Propz, Turz, Aluz, Kz	Formación Inca Viejo	Porfiros dacíticos y riolíticos	Mioceno medio	18,5 Mt	0,053 g/t Au
		22	Diablillos	Cóndor Yacu	25°19'32"S	66°47'46"O	Cuerpos de brecha hidrotermal (14g)	Mioceno medio	Tres cuerpos de brechas silíceas en un área de 500 x 400 m	Au, Py, Cv, Cc, Pir, Pro, Ml, Az, Cris, Dela, Tq	Silz, Clnz, Serz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas	Ordovícico	14 a 18 g/t Au, 115 a 146 gt Ag en perforaciones

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED			DATOS ECONÓMICOS	
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
ORO														
21	Diablillos	El Oculito (Cerro Bayo de Diablillos)	25°18'21"S	66°48'06"O	Epitermal de alta sulfuración con mineralización de metales preciosos (7c)	Mioceno medio	Cuerpo con alteración hidrotermal ubicado entre fracturas	Au, Ag, Py, Cp, Cv, Oxcu, Jar, Q, Cld	Silz, Serz, Arcz, Aluz, Turz, Clrz	Formación Inca Viejo	Pórfiros dacíticos y riolíticos	Mioceno medio	21,6 Mt	0,992 g/t Au, 111 g/t Ag
8	Inca Viejo	Soroche	25°07'49"S	66°44'39"O	Chimenea de brecha turmalínífera hidrotermal (14g)	Mioceno medio	Cuerpo de brecha de 450 m de largo x 300 m de ancho	El, Py, Cp, Ml, Tq, Tur, Lim	Turz, Silz, Serz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas	Ordovícico		Sobre 25 muestras valores medios de 1,16 g/t Au y 2,46 g/t Ag
36	Los Nacimientos	Los Nacimientos	25°51'30"S	67°22'53"O	Vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d)	Ordovícico	Vetiformes. Vetas de cuarzo-oro alojadas en fracturas y charnelas de pliegues o planos de estratificación en turbiditas	Au, Py	Serz	Falda Ciénega	Grauwacas, pelitas, areniscas, cuarzosas, areniscas volcánoclasticas	Ordovícico		
37	Los Nacimientos	Paicuqui	25°53'13"S	67°20'11"O	Vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d)	Ordovícico	Vetiformes. Vetas de cuarzo-oro alojadas en fracturas y charnelas de pliegues o planos de estratificación en turbiditas	Au, Py	Serz	Falda Ciénega	Grauwacas, pelitas, areniscas, cuarzosas, areniscas volcánoclasticas	Ordovícico		

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED		DATOS ECONÓMICOS		
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
ORO														
32	Sierra de Incahuasi	Falda Ciénega	25°34'25"S	67°12'39"O	Vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d)	Ordovícico	Vetiformes. Vetas de cuarzo-oro alojadas en fracturas y charmelas de pliegues o planos de estratificación en turbiditas	Au, Py	Serz	Formación Falda Ciénega	Grauvacas, pelitas, areniscas, cuarzosas, areniscas volcanioclásticas	Ordovícico		
	Sierra de Incahuasi	Incahuasi	25°25'41"S	67°11'03"O	Vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d)	Ordovícico	Vetiformes. Vetas de cuarzo-oro alojadas en fracturas y charmelas de pliegues o planos de estratificación en turbiditas	Au, Py, Ars, Cp. Sph, Oxcu	Serz, Silz, Clrz	Formación Falda Ciénega	Grauvacas, pelitas, areniscas, cuarzosas, areniscas volcanioclásticas	Ordovícico		Hasta 43 g/t Au
31	Sierra de Incahuasi	San Antonito	25°32'03"S	67°12'00"O	Vetas auríferas asociadas a turbiditas (14d)	Ordovícico	Vetiformes. Vetas de cuarzo-oro alojadas en fracturas y charmelas de pliegues o planos de estratificación en turbiditas	Au, Py, Ars, Cp. Sph, Oxcu	Serz, Silz, Clrz	Formación Falda Ciénega	Grauvacas, pelitas, areniscas, cuarzosas, areniscas volcanioclásticas	Ordovícico		3,41 g/t Au
	PLOMO-CINC													
10	Cerro Incauca	Incauca	25°09'58"S	66°24'00"O	Vetas epitermales (7)		Veta rellenando fractura	Ga, Q		Subgrupo Pirgua	Conglomerados y areniscas	Cretácico superior		

N°	Distrito	Depósito	UBICACIÓN		Modelo de depósito	Edad	Estilo	Mineralogía	Alteración	ROCA HUÉSPED		DATOS ECONÓMICOS		
			Latitud	Longitud						Unidad	Litología	Edad	Reservas	Leyes
PLOMO-CINCO														
7	Inca Viejo	Vulcano	25°07'15"S	66°44'05"O	Depósitos polimetálicos complejos (Pb, Ag, Zn) (7e)	Mioceno medio (vinculado al pórfiro Inca Viejo)	Veta rellenando fractura. R: N60°O P: 0.5 m L: 650 m	Garg, Sph, Cp, Ttr, Py, Q	Clrz, Arcz	Complejo Eruptivo Oire	Granitos y granodioritas de grano grueso, con megacristales.	Ordovícico	Reservas inferidas: 64.000 t	8% Pb, 1,5% Zn, 150 g/t Ag
	La Paya	San Antonio	25°15'03"S	66°24'00"O	Vetas epitermales (7)		Veta rellenando fractura	Ga, Q		Subgrupo Pirgua	Conglomerados y areniscas	Cretácico superior		
18	La Paya	Titi Orko	25°14'25"S	66°14'00"O	Vetas epitermales (7)		Vetiforme	Ga, Q		Formación La Paya	Cuarzitas, esquistos, gneises, migmatitas	Neoproterozoico.		
	Luracatao	Magdalena Amancay	25°11'08"S	66°14'40"O	Vetas epitermales (7)		Vetiforme	Ga, Q		Formación La Paya	Cuarzitas, esquistos, gneises, migmatitas	Neoproterozoico.		
16														
URANIO														
35	Cerro Galán	Diamante- Río Los Patos	25°46'30"S	66°43'20"O	U volcanogénico Uranio en ignimbritas. (11b)	Plioceno Superior	Impregnaciones cementando ignimbritas dacíticas, aglomerados y tobos	Aut, Maut, Trb		Ignimbrita Cerro Galán	Ignimbritas dacíticas	Plioceno superior		Zona Diamante: valores orientativos 110 a 320 ppm U. Valores orientativos máximos: 2.200 ppm U
11	Cerro Tin Tin	Don Bosco	25°06'15"S	66°00'51"O	Depósitos asociados a sedimentos. Uranio (Cu-V) en areniscas. (9b)	Cretácico superior.	Estratoligado, peneconcordante Impregnaciones en niveles lentiformes. P: hasta 1 m L: 300 m	Aut, Maut, Car, Ty, Uran, Scho		Formación Yacoraite	Areniscas calcáreas, calizas arenosas y estromatolíticas. Lutitas verdes	Cretácico superior		

Abreviaturas: Ag: plata; Apat: apatita; Ars: arsenopirita; Au: oro; Aut: autunita; Az: azurita; B: boro; Be: berilo; Bi: bismutina; Bio: biotita; Ca: calcio; Car: carnolita; Cc: calcosina; Cib-Ti: columbita-tantalita; Cld: calcedonia; Cr: calcopirita; Cris: crisocola; Cup: cuprita; Cv: covellina; Dela: delafossita; El: electrum; Esp: espidomeno; Ga: galena; Garg: galena argentífera; Grn: granate; Gth: goethita; Hem: hematita; Jar: jarosita; K: potasio; Lep: lepidolita; Li: litio; Lim: limonita; Mar: marcasita; Maut: metaunita; Mg: magnesio; Mic: microclino; Ml: malaquita; Mo: molidenita; Mos: moscovita; Oxcu: óxidos de cobre; Pir: pirargita; Plag: plagioclasa; Pro: proustita; Py: pirita; Q: cuarzo; Rb: rubidio; Scho: schroëckingerita; Sph: esfalerita; Ten: tenorita; Trb: thorbemita; Tr: tetraedrita; Tur: turmalina; Ty: tyuyamunita; Uran: uranofano

Alteraciones: Alb: albita; Aluz: alunita; Arg: argilica; Cinz: caolinita; Clrz: cloritica; Kz: potásica; Propz: propilitica; Serz: sericitica; Silz: silicea; Turz: turmalínica

