



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE
DOCTOR EN CIENCIAS NATURALES

"Caracterización petrológica y geoquímica
del volcanismo Terciario en la región de
Uspallata y su relación con las mineralizaciones
hidrotermales del distrito minero
Paramillos de Uspallata,
Mendoza, Argentina"

Silvia Irene Carrasquero

Licenciada en Geología

Directora Dra. Nora Alicia Rubinstein (CONICET)

Codirector Dr. Alberto Arrospide (UNLP)

2015

RESUMEN

El distrito minero Paramillos de Uspallata, área de estudio del presente trabajo de tesis doctoral, está ubicado en el Departamento “Las Heras”, provincia de Mendoza, (Argentina), 45 Kilómetros al noroeste de la ciudad de Mendoza formando parte de la provincia geológica de Precordillera.

El área de estudio se caracteriza por la presencia de dos episodios magmáticos, uno mesozoico (Tr-J) que dio lugar a coladas y filones basandesíticos que forman parte del Grupo Uspallata y corresponden a la serie alcalina. Estas rocas presentan un metamorfismo de facies subesquistos verdes que puede vincularse al fenómeno de soterramiento que tiene lugar durante la formación del *rift*. El otro episodio, de edad cenozoica, está representado por la Formación Cerro Redondo que comprende intrusivos y rocas piroclásticas de composición dacítico-andesítica pertenecientes a la serie calco-alcalina.

La zona de estudio está ubicada entre los 28-33°S, en la cual se produjo la horizontalización de la placa subducida aproximadamente a los 20 Ma. Este cambio en el ángulo de subducción tuvo como consecuencia un importante engrosamiento cortical, seguido de la migración del arco hacia el este dando lugar al magmatismo mioceno representado en el área de estudio por la Formación Cerro Redondo que fue datada en $16,9 \pm 0,3$ Ma (LA-ICP-MS). Coincidiendo con este fenómeno de horizontalización, se produjo un cambio en la firma química del magmatismo de calco-alcalino a adakítico. La caracterización petrológica de la Formación Cerro Redondo, indica la presencia de señal adakítica que es muy clara en el pórfiro Paramillos Sur, apenas insinuada en Paramillos Centro y ausente en el pórfiro Paramillos Norte.

En el área se encuentran depósitos diseminados (Paramillos Norte, Paramillos Centro, Paramillos Sur y Cerro Canario), un depósito epitermal (Oro del Sur) y uno de vetas polimetálicas de Pb-Ag-Zn (Paramillos de Uspallata).

El estudio petro-mineralógico llevado a cabo en los depósitos diseminados muestra que sus paragénesis y diseños de alteración son característicos de los sistemas de tipo

pórfiro. Las asociaciones de alteración presentes sugieren un nivel de exposición profundo para Paramillos Norte y Paramillos Centro y somero para Cerro Canario. El nivel de erosión de los pórfiros Paramillos Norte y Centro permite sugerir una menor perspectiva económica para estos dos depósitos. La presencia de la firma adakítica en el magmatismo genéticamente asociado a la mineralización apoya una relación genética entre este tipo de magmatismo y los sistemas de tipo pórfiro.

El yacimiento Oro del Sur tiene características metalogenéticas que permiten clasificarlo como un epitermal de alta sulfuración genéticamente asociado al pórfiro de Cerro Canario en tanto que los estudios isotópicos sumados al control estructural sugieren que el Grupo Minero Paramillos de Uspallata, estaría genéticamente relacionado a la extensión mesozoica.

ABSTRACT

The Paramillos de Uspallata mining district, area of study of this work, is located in “Las Heras” department, province of Mendoza (Argentina), 45 km southwest of Mendoza city; this mining district is included in the geological province of Precordillera.

The study area is characterized by the presence of two magmatic episodes, one Mesozoic (T-J) which resulted basandesitic lava flows and sills that are part of Uspallata Group and correspond from alkaline series. These rocks have metamorphism, greenschist facies, be linked to underground phenomenon that occurs during the formation of the rift. The other episode of Cenozoic age is represented by the Cerro Redondo Formation comprising intrusive and pyroclastic rocks of dacitic-andesitic composition to the calc-alkaline series.

The study area is located between 28-33°S, where occurred the shallowing of the subducted plate at about 20 Ma. This change in the angle of subduction resulted in a significant crustal thickening and the eastward migration of the arc front resulting the Miocene magmatism represented in the study area by the Cerro Redondo Formation was dated at 16.9 ± 0.3 Ma (IA-ICP-MS). Coinciding with this process of shallowing, there was a change in the chemical signature of calc-alkaline to adakitic magmatism. The petrological characterization of the Cerro Redondo Formation indicates the presence of adakitic signal is very clear in the Paramillos Sur porphyry, barely hinted at Paramillos Centro and absent in the Paramillos Norte porphyry.

In the area, are located these disseminated ore deposits (Paramillos Norte, Paramillos Centro, Paramillos Sur and Cerro Canario), an epithermal ore deposit (Oro del Sur) and polymetallic veins group Paramillos de Uspallata (Pb-Ag-Zn).

The petro-mineralogical study realized in the disseminated ore deposits shows that their paragenesis and alteration design are characteristic of porphyry type systems. The alteration associations identified suggest a deeper level of exposure to Paramillos Norte and Paramillos Centro and superficial for Cerro Canario. The level of erosion of porphyries Paramillos Norte and Paramillos Centro suggest a lower economic outlook for these two deposits. The presence of the adakitic signature on the genetically magmatism associated

with mineralization supports a genetic link between this type of magmatism and porphyry-type systems.

Based on the distribution and paragenesis of the hydrothermal alteration and mineralization, the Oro del Sur ore deposit can be classified as high sulfidation epithermal ore deposit associated with porphyry ore deposit Cerro Canario, whereas the isotopic studies added to the structural control suggest that the mining group Paramillos de Uspallata are genetically be related to the Mesozoic extension.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Hipótesis de investigación	2
1.3 Ubicación del área de estudio	3
1.3.1 Clima y vegetación	6
1.3.2 Topografía	7
1.4 Antecedentes de la región	8
1.4.1 Antecedentes geológicos	8
1.4.2 Antecedentes mineros	10
CAPÍTULO 2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	13
2.1 Trabajo de campo	14
2.2 Litogeoquímica	14
2.3 Estudios petro-mineralógicos	15
2.4 Análisis con SEM-EDS	16
2.5 Datación U/Pb en circones	16
2.6 Análisis isotópicos	17
2.6.1 Isótopos de Sr y Nd	17
2.6.2 Isótopos de Pb	18
2.6.3 Isótopos de O y C	18
2.7 Análisis de inclusiones fluidas	19
CAPÍTULO 3 MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO	23
3.1 Marco geológico regional	24
3.2 Marco tectónico regional	28

CAPÍTULO 4 MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO	31
4.1 Antecedentes	32
4.2 Descripción de los afloramientos	32
4.2.1 Descripción petrográfica	36
4.3 Litogeoquímica	39
4.3.1 Elementos mayoritarios	39
4.3.2 Elementos minoritarios	43
4.4 Ambiente tectónico del magmatismo	44
4.5 Consideraciones	47
CAPÍTULO 5 EDAD DEL MAGMATISMO MIOCENO	49
5.1 Introducción	50
5.2 Geocronología previa	50
5.3 Geocronología actual	52
5.3.1 Características de los circones	52
5.4 Consideraciones	55
CAPÍTULO 6 MAGMATISMO MIOCENO	57
6.1 Antecedentes	58
6.2 Descripción de los afloramientos	59
6.2.1 Descripción petrográfica	62
6.3 Litogeoquímica	62
6.3.1 Elementos mayoritarios	66
6.3.2 Elementos traza	68
Diagramas multielementales y de tierras raras	69
6.4 Isótopos de Sr–Nd–Pb	72
6.4.1 Isótopos de Sr–Nd	73

6.4.2 Isótopos de Pb	76
6.5 Consideraciones	78
CAPÍTULO 7 DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO DE Cu-(Au)	83
7.1 Antecedentes	84
7.2 Pórfiro Paramillos Norte	85
7.2.1 Yacencia	85
7.2.2 Alteración	88
7.2.3 Mineralización	90
7.2.3.1 Mineralización de superficie	90
7.2.3.2 Mineralización de profundidad	92
Mineralización hipogénica	92
Mineralización supergénica	92
7.2.4 Perfiles de meteorización	94
7.2.5 Geoquímica de metales	98
7.3 Pórfiro Paramillos Centro	100
7.3.1 Yacencia	100
7.3.2 Alteración	101
7.3.3 Mineralización	103
7.3.3.1 Mineralización de superficie	103
7.3.4 Geoquímica de metales	104
7.3.5 Inclusiones fluidas	105
7.4 Pórfiro Paramillos Sur	106
7.4.1 Yacencia	106
7.4.2 Alteración	107
7.4.3 Mineralización	110

7.4.3.1 Mineralización de superficie	110
7.4.3.2 Mineralización de profundidad	111
Mineralización hipogénica	111
Mineralización supergénica	112
7.4.4 Perfiles de meteorización	113
7.4.5 Geoquímica de metales	116
7.5 Pórfiro Cerro Canario	118
7.5.1 Yacencia	118
7.5.2 Alteración	119
7.5.3 Mineralización	121
7.5.3.1 Mineralización de superficie	121
7.5.3.2 Mineralización de profundidad	121
Mineralización hipogénica	121
Mineralización supergénica	122
7.5.5 Geoquímica de metales	123
CAPÍTULO 8 DEPÓSITOS EPITERMALES	126
8.1 Introducción	127
8.2 Grupo Minero Oro del Sur	127
8.1.1 Antecedentes mineros	128
8.1.2 Yacencia y características de la mineralización	129
8.1.3 Alteración	132
8.1.4 Geoquímica de metales	133
8.1.5 Inclusiones fluidas	134
8.1.6 Isotopos de O	136
8.3 Grupo Minero Paramillos de Uspallata	137

8.3.1 Antecedentes mineros	137
8.3.2 Yacencia	139
8.3.3 Mineralización	142
8.3.3.1 Estudio de dos vetas	144
Veta Santa Rita	144
Veta Tajo	146
Química mineral	148
Geoquímica de metales	150
8.3.4 Estudios isotopicos de O-C-Pb	151
8.3.4.1 Isótopos de O y C	151
8.3.4.2 Isótopos de Pb	157
CAPÍTULO 9 MODELOS GENÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS	158
9.1. Marco tectónico	159
9.2 Firma adakítica del magmatismo	160
9.3 Caracterización litogeoquímica del magmatismo mioceno (Formación Cerro Redondo)	163
9.4 Caracterización metalogenética del distrito	167
9. 4.1 Depósitos porfíricos	167
Paramillos Norte	168
Paramillos Centro	169
Paramillos Sur	169
Cerro Canario	170
9.4.2 Depósitos epitermales	171
Grupo Minero Oro del Sur	171
Grupo Minero Paramillos de Uspallata	172

9.5 Firma adakítica y su vinculación con las mineralizaciones del distrito	175
CAPÍTULO 10 CONCLUSIONES	178
BIBLIOGRAFÍA	183
AGRADECIMIENTOS	207
ÍNDICE DE FIGURAS	209
ÍNDICE DE TABLAS	220
ANEXO 1 VOLCANISMO TRIÁSICO-JURÁSICO	224
ANEXO 2 VOLCANISMO MIOCENO	226

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 OBJETIVOS

El presente trabajo tiene como objetivos:

- ♣ Caracterizar, desde un punto de vista metalogenético, los depósitos hidrotermales comprendidos en el distrito minero de Paramillos de Uspallata y establecer los controles de la mineralización.
- ♣ Caracterizar petrogenéticamente el magmatismo terciario del área.
- ♣ Establecer la vinculación genética entre el magmatismo y la mineralización.

1.2 HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN

Los trabajos previos realizados a escala regional permiten establecer el marco tectónico para el volcanismo de esta parte de la Precordillera que es objeto de estudio del presente plan de tesis. En este sector, el cambio en los parámetros de convergencia dio lugar a la horizontalización de la placa de Nazca en el Mioceno medio. Como consecuencia de esto se produjeron dos fenómenos muy importantes:

- ♣ Un importante engrosamiento cortical, hacia el Mioceno inferior, la corteza presentaba 35-40 Km de espesor en tanto que para el Mioceno superior habría alcanzado 55-65 Km de espesor **(Kay et al. 1991)**.
- ♣ La migración del arco volcánico hacia el Este.

Coincidiendo con este fenómeno de horizontalización, se produjo un cambio en el régimen de deformación de transpresional a compresional el cual estuvo acompañado por un cambio en la firma geoquímica del magmatismo de calco-alcalino a adakítico.

Diferentes autores **(Thieblémont et al. 1997; Oyarzún et al. 2001; Bissig et al. 2003; Reich et al. 2003)** han vinculado la mineralización Terciaria de este segmento de la Cordillera (depósitos de tipo pórfiro y

epitermales) con el magmatismo adakítico, en el cual los fluidos mineralizantes provienen de la deshidratación de la corteza inferior donde se destruye el anfíbol y se genera una corteza más “seca” rica en granate en equilibrio a profundidades mayores a los 50 Kilómetros **(Kay y Mpodozis 2001)**.

Este modelo tecto-magmático y su vinculación genética con las mineralizaciones hidrotermales especialmente conocidas para la Cordillera de Chile a esas latitudes, sirve de hipótesis de trabajo en la caracterización del magmatismo, de las mineralizaciones y sus metalotectos para el área de Paramillos donde no existen trabajos de detalle referidos a estas temáticas.

Sobre la base de esta hipótesis y con el fin de cumplir los objetivos previamente planteados, se llevó a cabo la caracterización petrológica del magmatismo para lo cual se realizaron estudios geoquímicos e isotópicos, así como también la caracterización metalogenética de las mineralizaciones del área para lo cual se llevaron a cabo estudios geoquímicos, petro-mineralógicos (de menas y alteraciones), isotópicos y de inclusiones fluidas que permitieron establecer su génesis y la evolución de los sistemas mineralizantes que le dieron origen.

1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se halla ubicada en el Departamento “Las Heras”, provincia de Mendoza, (Argentina), a 45 Km al NE de la ciudad de Mendoza **(Figuras 1.1 y 1.2)**; los vértices del área estudiada son:

- ♣ 69°05' Longitud Oeste
- ♣ 69°07' Longitud Oeste
- ♣ -32°24' Latitud Sur
- ♣ -32°31' Latitud Sur

Abarca una superficie aproximada de 11 Km de ancho por 12 Km de longitud y está situada al sur de la Precordillera de Mendoza.

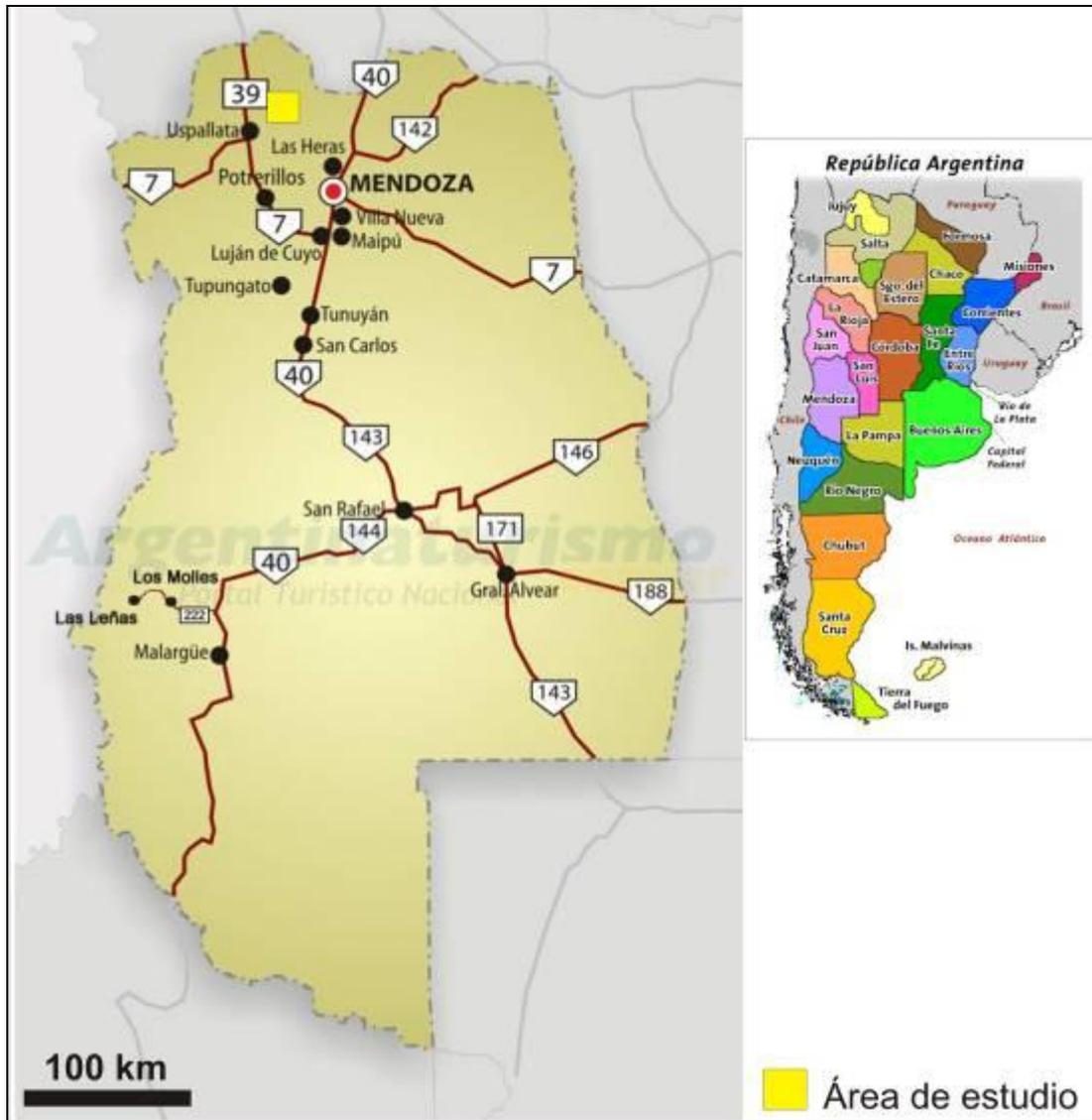


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio con la referencia de las rutas provinciales y nacionales que comunican la localidad de Uspallata, provincia de Mendoza. Tomado de <http://www.liveargentina.com/mendozaprovincia/MapadeRutas.php>.

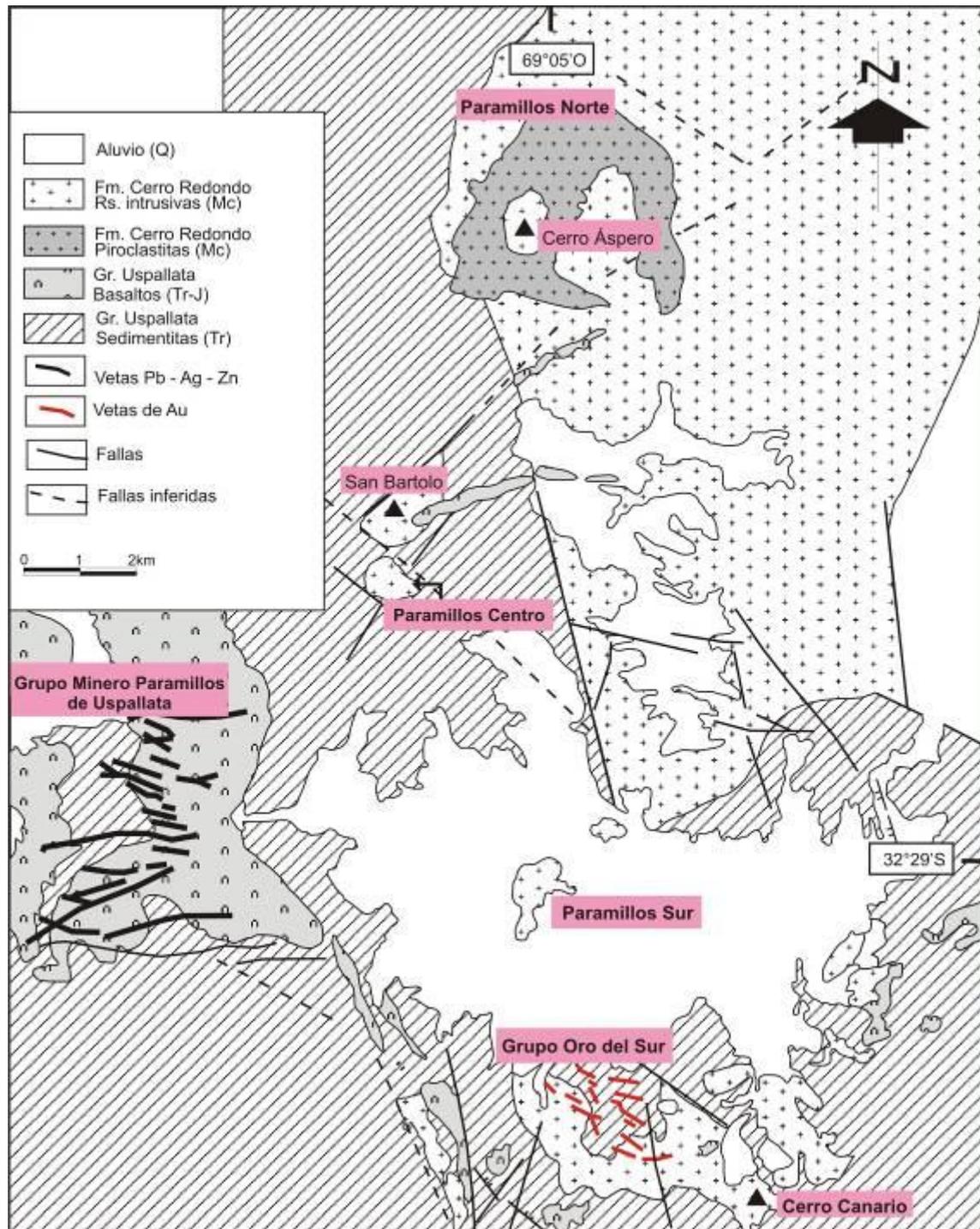


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio. Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986).

La localidad más cercana es el pueblo de Uspallata, que dista a 40 Km de la región estudiada. El acceso desde esta localidad al área de estudio es por la ex-Ruta Nacional 7; un camino de ripio la conecta a la zona conocida como Hotel Villavicencio y con la ciudad de Mendoza. Así mismo, en la región hay varios caminos que comunican la ex ruta 7 con

los depósitos minerales, muchos de los cuales son antiguas huellas mineras en mal estado de conservación.

1.3.1 CLIMA Y VEGETACIÓN

La región presenta un clima de tipo semidesértico. La estación climatológica más cercana está ubicada en la estación de tren Uspallata (1891 msnm) en la cual la toma de datos climatológicos se realizó entre los años 1961-1970, 1971-1980 y 1981-1990 (**Tabla 1.1**). Las precipitaciones son bajas, resultando casi la mitad de lo registrado en otras estaciones meteorológicas cercanas como Puente del Inca y Villavicencio.

	1961-1970		1971-1980		1981-1990	
	Enero	Julio	Enero	Julio	Enero	Julio
Temperatura máxima media	28,4	15,5	28,2	14,2	19,9	6,5
Temperatura mínima media	-	-	9,7	-3,1	17,6	1,9
Humedad en %	50	57	51	58	52	61
Precipitaciones mm	18	0	28	22	14	2
Temperatura termómetro seco	12,0		11,6		11,6	
Σ Precipitaciones	88		147		135,2	

Tabla 1.1. Datos climáticos de la zona de Uspallata (1891 msnm). La temperatura de termómetro seco es la temperatura del aire en la atmósfera sin tomar en cuenta la humedad. Datos tomados de las publicaciones del **Servicio Meteorológico Nacional (1985; 1986; 1992)**.

La zona de Uspallata presenta un clima frío y seco, con heladas casi todo el año y nevadas en invierno, aunque como puntualizara **Aparicio (1958)** es “Árido de sierras y bolsones”, cuya principal característica es la especial importancia del relieve, que va a determinar microclimas áridos en las diferentes subregiones.

En cuanto a la vegetación, tomando en cuenta la división fitogeográfica de **Cabrera (1953; 1971)**, la zona está incluida en el Dominio Andino-Patagónico que se caracteriza

por presentar una vegetación dominante de tipo arbustiva con formas extremas de adaptación a viento y sequía; en algunos lugares con manantiales se forman pequeñas praderas o vegas. Este dominio se presenta en la región en estudio con la Provincia Fitogeográfica Altoandina que para la región de Mendoza se ubica por encima de los 3.000 m de altura y conforma el Distrito Altoandino Cuyano. Ocupa las laderas de los cerros, tanto aquellas de suave pendiente como las escarpadas y se caracteriza por la presencia de suelos inmaduros, a veces rocosos y arenosos.

1.3.2 TOPOGRAFÍA

La zona de estudio tiene una altitud que varía entre 2700 y 3800 msnm. El relieve está compuesto por una serie de lomadas bajas (**Figura 1.3**). Debido a una erosión continua y bastante importante, se ha conformado un paisaje recortado por numerosas quebradas que se encuentran ocupadas por rodados de tamaño variable. El agua superficial es muy escasa en la región, salvo en las zonas de Agua de la Zorra o en Pampa de Jagüel donde se forman vegas producto de la acumulación de agua.



Figura 1.3. Vista general del área de estudio mostrando el relieve del Cordón de San Bartolo.

1.4 ANTECEDENTES DE LA REGIÓN

1.4.1 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

La primera mención de la región desde el punto de vista geológico la realizó **Darwin (1846)** cuando describió en su “*Geological observations on South America*” la geología y los fósiles de araucaria (**Figura 1.4**), sitio que forma parte del “Yacimiento fósil de Darwin” o “Parque Darwin”, al oeste del Grupo Minero Paramillos de Uspallata.



Figura 1.4. Tronco de araucaria en posición vertical, cerca del socavón El Sauce, Grupo Minero Paramillos de Uspallata.

Posteriormente, en 1871 **Stelzner (1922)** recorrió la zona, entre Uspallata y Villavicencio y describió sucesiones de areniscas coloradas, amarillentas y blancas con intercalaciones de estratos negros, grises y pardo-amarillentos con restos de *Estheria* y *Semionotus* y que actualmente constituyen la Formación Cacheuta. También identificó los fósiles vegetales encontrados en estas sedimentitas, como troncos de *Araucarioxylon sp*, *Pecopteris*, *Fucoides*, *Hymenophyllites*, etc. Así mismo, describió los afloramientos de diabasas olivínicas que afloraban al este de las sedimentitas y esquistos bituminosos, en los alrededores de la vieja fundición de metales (a pocos metros de la ruta) y asignó todos estos terrenos al Rético. Stelzner remitió los especímenes fósiles recolectados a **Geinitz**

(1925) quien en base a la presencia de escamas de *Semionotus*, *Estheria* y *Hymenophillites* confirmó la edad rética de estos terrenos.

Stappenbeck (1910) publicó una monografía muy completa sobre la geología de la región, en especial el Rético del Paramillo de Uspallata y sus restos fósiles. Describió las sedimentitas y volcanitas supatriásicas, donde distinguió dos grupos litológicos de diferente edad, separados por fracturas. El grupo litológico más antiguo fue descrito como sedimentitas de diferente granulometría intruidas por volcanitas en la sección superior. En cuanto al segundo conjunto, lo caracterizó por la presencia además de mantos de esquistos bituminosos y restos fósiles.

Du Toit (1927) denominó al conjunto de troncos de araucarias, *Pecopteris*, *Fucoides*, *Hymenophillites* como Flora de *Thinnfeldia* (actual Flora de *Dicroidium*) por comparación con elementos florísticos de Sudáfrica y Australia y consideró el conjunto de *Semionotus* sp.+ *Estheria* + Flora de *Dicroidium* como Pérmico superior alto a Triásico, en tanto que **Walkom (1919)** y **Seward (1931)** adjudicaron edad triásica medio a superior a estos restos vegetales.

En referencia al Terciario, **Harrington (1941)** expresó en un boletín de la Dirección de Minería de la Nación:

“Frente al cuadro imponente del vulcanismo triásico con sus rocas básicas, mesosilícicas y ácidas, el vulcanismo terciario de las sierras de Villavicencio y de Mal País tiene mucho menor importancia”.

En dicho trabajo también describió los filones-capa como rocas de composición dacíticas hornblendíferas a augíticas, así como los diques en la zona de la estancia Canota, atribuyendo al conjunto una edad SupraTriásica - PostTriásica. Estableció también la división estratigráfica entre las sedimentitas paleozoicas y volcanitas triásicas donde quedó registrada la primer mención en la literatura geológica del Conglomerado Las Pircas al que le asignó una edad pre-Rética y describió las rocas volcánicas triásicas como mantos porfíricos hornblendíferos y tobas, asignando al conjunto una edad Triásica media.

Posteriormente **Harrington (1971)** publicó la hoja geológica “Ramblón” que sólo comprende una parte del área de estudio y describió extensamente al Paleozoico superior, en especial los sectores con fósiles y en menor medida se refirió a las andesitas y dacitas del Terciario (actual Formación Cerro Redondo)

Un antecedente importante fue el aporte de **Massabie (1986)**, quien describió y realizó dataciones de los filones-capa del Grupo Uspallata. **Cortés (1992)** definió la Formación Cerro Redondo como rocas intrusivas de edad Mioceno inferior-Oligoceno superior donde afloran al norte de la hoja Uspallata. Posteriormente, **Cortés et al. (1997)** realizaron una descripción muy detallada en la Memoria de la Hoja Uspallata.

A nivel regional se publicaron diversos trabajos sobre la petrología y la geoquímica de Precordillera, entre los que se destacan **Ramos y Kay (1991)** donde definen a los basaltos del Grupo Uspallata como basaltos de *rif* y el de **Kay et al (1991)**, en el que se lleva a cabo la caracterización petrogenética del magmatismo de los Andes Centrales (28-32°LS). **Carrasquero et al. (2011b)** publicaron un trabajo donde se analiza la relación del depósito epitermal Oro del Sur con volcanitas miocenas con firma adakítica en base a datos geoquímicos e isotópicos.

1.4.2 ANTECEDENTES MINEROS

“La mina de Uspallata se extiende pues sobre las faldas de los montes orientales del llano de su mismo nombre, desde los 33 grados de latitud, prolongándose directamente hacia el septentrión, sin que sepa el término donde concluye; pues algunas personas que la han seguido hasta 30 leguas, afirman que prosigue avanzando con la misma abundancia, no faltando quien crea que llegue hasta el Potosí, y que sea una ramificación de aquella célebre mina de Perú...”

Así relata el abate **Molina (1788)**, dando cuenta de tal vez la cita bibliográfica más antigua sobre la minería del Paramillo. **Rickard (1869)** recorrió la región (por encargo del Ministro Vélez Sarsfield) y describió los trabajos de minería del actual Grupo Minero Paramillos de Uspallata. También realizó una reseña superficial del depósito epitermal Oro del Sur y de los depósitos diseminados de cobre del distrito minero Paramillos de Uspallata. Otra descripción interesante es la realizada por **Stelzner (1922)** que dedicó un capítulo especial a los depósitos minerales de la región. Se suman a los previamente mencionados los estudios llevados a cabo por **Avé-Lallement (1885; 1890a; 1890b; 1892)** que publicó varios trabajos muy detallados de la geología de la Sierra de Uspallata y del Grupo Minero Paramillos de Uspallata, describiendo exhaustivamente unas 37 vetas en total y los depósitos auríferos de Boques (actual Grupo Minero Oro del Sur).

Rayces (1949) presentó un completo informe a la Dirección General de Fabricaciones Militares sobre el Grupo Minero Paramillos de Uspallata, para lo cual tomó más de 200 muestras de las vetas más importantes para ese momento.

Recién con la instrumentación de Plan Cordillerano en la década del 60 fue reconocida la importancia de las manifestaciones de cobre de la región; el Plan Cordillerano comprendió la realización de estudios geoquímicos de suelos y plantas, mapeos de superficie, geofísica y un programa de perforaciones con recuperación de testigos, comenzando así una nueva etapa del conocimiento yacimentológico de la región (**United Nations 1968; Navarro 1972**).

Angelelli (1983) publicó una reseña muy completa sobre los depósitos metalíferos del distrito minero Paramillos de Uspallata. Las investigaciones continuaron en el Distrito Minero Paramillos de Uspallata con los trabajos de **Fusari y Lavandaio (1986)** y en el Grupo Minero Oro del Sur con el informe de **Fusari et al. (1993)** (Cooperación Minera argentino-alemana) que incluyó algunas perforaciones.

Brodtkorb (1997) realizó la recopilación y actualización de la información referida a los depósitos minerales del área de Uspallata, enmarcada dentro de la Hoja geológica Uspallata 1:250.000.

Posteriormente los trabajos de revisión de **Romani (1999)** y **Lavandaio y Fusari (1999)** presentaron una actualización de la información disponible sobre el pórfiro cuprífero de Paramillos Sur y el distrito polimetálico Mendoza Norte respectivamente.

Wiechowski et al. (1996) publicaron uno de los pocos estudios de detalle efectuados en la mineralización de la región, en el cual llevaron a cabo el análisis mineralógico de muestras de los testigos de perforación del depósito Oro del Sur.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA DE TRABAJO

TRABAJOS REALIZADOS

Los trabajos de investigación realizados en el marco de la presente tesis doctoral comprendieron tareas de campo y de laboratorio.

2.1 TRABAJO DE CAMPO

Se realizaron cinco viajes a la zona de tesis, cumpliéndose un total de 50 días de campo, durante los cuales se revisaron las áreas del Grupo Minero Paramillos de Uspallata y de los depósitos Oro del Sur (incluyendo el área de Cerro Canario), Paramillos Norte, Paramillos Centro y Paramillos Sur.

Durante los trabajos de campo se tomaron muestras y se llevó a cabo el mapeo de detalle de las unidades litológicas aflorantes, el mapeo de la alteración hidrotermal y un exhaustivo muestreo petro-mineralógico de cada una de las zonas de alteración, de las vetas y sus respectivas rocas de caja. En total se tomaron unas 200 muestras de roca incluyendo el muestreo de superficie (180 muestras georreferenciadas con equipos Garmin modelos e-Trex y e-Trex Vista HCx).

Parte de los viajes de campo fueron financiados por el INREMI (Universidad Nacional de La Plata) y el proyecto UBACyT X-485 (Universidad de Buenos Aires) dirigido por la Dra. Nora Rubinstein. La última campaña contó con el apoyo logístico del SEGEMAR en el marco de la ejecución de la hoja minero-metalogenética 1:250.000 Aconcagua.

2.2 LITOGEOQUÍMICA

El muestreo geoquímico de superficie estuvo dirigido principalmente al estudio petrogenético, tanto del magmatismo Triásico - Jurásico que constituye la roca de caja del Grupo Minero Paramillos de Uspallata como del magmatismo Mioceno íntimamente relacionado a la mineralización de tipo pórfiro.

Se seleccionaron 37 muestras que fueron analizadas por elementos mayoritarios y trazas (Ba-Rb-Sr-Pb-Th-U-Nb-La-Ce-Nd-Y-Zr-V-Cr-Ni-Co-Cu-Zn-Ga-Hf-S-Ga-S-Sc-As) con el método de Fluorescencia de rayos X (FRX) en el *Centre d'Analyse Minérale* de la Université de Lausanne (Suiza).

Los análisis fueron llevados a cabo con un Espectrómetro de rayos X Philips PW 2400, con un cargador para 102 muestras, que analiza todos los elementos de la tabla periódica comprendidos entre el F y el U. Se trabajó con un tubo RX con ánodo de Rodio (Rh) que es un buen receptor para los óxidos mayoritarios y los elementos pesados (Trazas). Los límites de detección se sitúan aproximadamente en 0,01% para los mayoritarios y de 1 a 5 ppm para los elementos traza.

Estos análisis fueron ejecutados durante la realización de una beca federal otorgada por Suiza para estudios de investigación en el *Département de Minéralogie* (a cargo del Dr. Lluís Fontboté) de la Université de Genève.

Se completaron los análisis de 21 de estas muestras en el Laboratorio *Activation Actlabs* donde se analizaron para Au y otros elementos traza (Cs-Mo-Ta-W-Sm-Eu-Tb-Yb-Lu) por activación neutrónica INAA; otras 29 muestras fueron enviadas para completar su estudio al laboratorio *Intertek Testing Service Bondar Clegg* de Canadá para conocer los contenidos en Au y algunos elementos traza (Ag-Cu-Pb-Zn-Mo-Co-As-W) y analizados por Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS). Se analizaron siete muestras de Oro del Sur por Au y otros elementos metálicos en los laboratorios Bondar Clegg & C^o. por el método de ICP.

Para el cálculo de las Normas CIPW se utilizó una página Excel de la página web http://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/norms.htm, creada por el *Geology Department, Union College* de Schenectady (New York, Estados Unidos de América).

2.3 ESTUDIOS PETRO-MINERALÓGICOS

Se realizaron 100 secciones delgadas para llevar a cabo estudios petro-mineralógicos de rocas volcánicas. Las mismas fueron preparadas en el *Atelier de Lames*

Minces del Département de Minéralogie de l'Université de Genève, Suiza, en los laboratorios del INREMI y en laboratorios particulares externos.

Se realizaron además 20 secciones pulidas, las cuales fueron preparadas en el laboratorio de cortes del INREMI, en el *Atelier de Lames Minces* del Département de Minéralogie de l'Université de Genève, Suiza y en laboratorios particulares externos.

Las secciones delgadas y pulidas fueron estudiadas con un microscopio petrocalcográfico Nikon en el laboratorio de microscopía del INREMI.

2.4 ANÁLISIS CON SEM-EDS

Se realizaron estudios de química mineral con SEM-EDS -microscopio electrónico de barrido provisto de equipo de energía dispersiva- en la Universidad de Cardiff, UK, en tres muestras de minerales de mena utilizando un microscopio electrónico de Barrido Zeiss SMT S360 con detector de electrones retrodispersados de cuatro cuadrantes (4QBSD) provisto de un sistema de análisis de energía dispersiva de rayos X Oxford *INCA ENERGY* (EDX) con un voltaje de aceleración de 20 kV, una sonda de corriente de ~ 1 nA y una distancia de trabajo de 25 mm.

2.5 DATACIÓN U/Pb EN CIRCONES

Para determinar la edad del pórfiro Paramillos Norte se analizaron circones provenientes del pórfiro andesítico. En primer lugar, se realizó la separación mineralógica por líquidos pesados utilizando Bromoformo (CHBr_3) y luego de un cuidadoso *picking* se logró separar los cristales de circón de otros minerales pesados. El separado mineralógico fue enviado al *Geo-Analytical Lab* de la *Washington State University* (USA) en donde se realizó la datación utilizando ablación con láser (LA-ICP-MS).

Los cristales de circón fueron montados en un vidrio con resina *epoxi* junto con estándares conocidos para realizar estudios de catodoluminiscencia y tomar fotomicrografías. Las imágenes se utilizaron para distinguir las características internas de

los circones así como las zonas de crecimiento e inclusiones y para generar un mapa de base con la localización de los puntos medidos con el láser.

El análisis fue llevado a cabo con un sistema de ablación láser *New Wave UP-213* conjuntamente con un sistema colector simple de doble enfoque magnético *ThermoFinnigan Element2*. El láser tiene una frecuencia de 10Hz con un *spot* fijo en 30 ó 40 milímetros. Cuando el material es nebulizado se entrega a la antorcha de He y Ar gaseoso. La intensidad de la señal para ^{238}U es cercana a los 40.000 cps/ppm sobre el vidrio estándar NIST 612 con una concentración de U de 37 ppm.

2.6 ANÁLISIS ISOTÓPICOS

2.6.1 ISÓTOPOS DE Sr y Nd

Las composiciones isotópicas de 11 muestras seleccionadas fueron obtenidas con un espectrómetro de ionización termal colector 7 (Finnigan MAT 262) del Département de Minéralogie de l'Université de Genève (Suiza), a cargo de los Dres. Denis Fontignie y Massimo Chiaradia.

Se utilizaron 0,2 g de cada muestra que fueron disueltos en 4 ml de concentrado de HF y 0,5 ml de concentrado de HNO_3 y evaporado por secado. Cuando la disolución es segura y el HF es eliminado por evaporación, las muestras son disueltas en 1 ml de HCl 2,5 M y la solución es colocada en una columna para la separación de Sr y Nd.

Los datos fueron recalculados usando el coeficiente estándar Eimer y Amend (valor medio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708001 \pm 0,6$). Las relaciones isotópicas de Sr fueron corregidos en el fraccionamiento de masa asumiendo $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ y luego los valores iniciales de las relaciones isotópicas fueron recalculados para una edad de 16,9 Ma.

Para el cálculo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHURinicial}}$ y el $\epsilon\text{Nd}_{\text{inicial}}$ se utilizó el valor de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ (**Faure 1986**), tomando como valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ 0,512638.

2.6.2 ISÓTOPOS DE Pb

Los análisis de isótopos de Pb se realizaron en once muestras sobre roca total y tres muestras sobre galena en el *Département de Minéralogie* de l'Université de Genève (Suiza), a cargo de los Dres. Denis Fontignie y Massimo Chiaradia.

Se utilizaron 0,2 g de cada muestra de roca total que fueron disueltos en 4ml de concentrado de HF y 1ml de HNO₃ 15M; el plomo extraído fue purificado con una resina de intercambio aniónico AG-MP1-M en un medio hidrobromico. Las relaciones isotópicas fueron medidas con un espectrómetro de masas ThermoTRITON en modo estático. El plomo fue cargado en los filamentos de Re usando la técnica de sílica-gel y todas las muestras (y estándares) fueron medidos en condiciones pirométricas controladas de 1220°C. Las relaciones isotópicas fueron corregidas por fraccionamiento instrumental con un factor de 0,07% por a.m.u. basado en no menos de 90 mediciones del estándar SRM981 y usando los valores estándar de **Todt et al. (1984)**. La reproducción externa de las relaciones isotópicas es 0,11% para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb; 0,12% para ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y 0,20% para ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb.

2.6.3 ISÓTOPOS DE O Y C

Se realizaron 27 analisis de isótopos de oxígeno sobre roca total (Ver Anexo 2, descripciones de las muestras seleccionadas) y concentrados puros de cuarzo de veta que fueron separados con piqueta y lupa binocular.

El oxígeno fue extraído usando BrF₅ y convertido en CO₂ por reacción con grafito caliente en el Laboratorio de Isótopos Estables de la *Université* de Laval, Quebec, Canadá, a cargo del Dr. Georges Beaudoin. Los datos isotópicos están expresados en δ (‰) relacionados al *VSMOW* y la precisión analítica es 0,2 ‰ para el oxígeno.

También se analizaron los isotopos de C y O en carbonato de una muestra de veta en el laboratorio Actlabs (Canadá). Para esta técnica se digirieron 2-5 miligramos de la muestra de polvo de carbonatos con ácido fosfórico anhidro en un recipiente de reacción a 25°C. El CO₂ generado fue criogénicamente destilado del recipiente de reacción en un

tubo Pyrex de 6 milímetros. El gas CO₂ fue pasado a la fuente de iones de un espectrómetro de masas VG-SIRA-10 en el que se analizó la relación entre la proporción ¹³C/¹²C y ¹⁸O/¹⁶O. Al inicio y al final de cada serie de muestras (normalmente 20) se ejecutaron normas internas del laboratorio (“Lublin” carbonate) para normalizar los datos y corregir la desviación del instrumento. El estándar de laboratorio interno fue calibrado periódicamente contra el estándar Internacional NBS 19 (calcita).

Los resultados de δ¹³C y δ¹⁸O se presentan en relación con el estándar internacional PDB (*Pee Dee Belemnite*). La precisión y reproducibilidad de esta técnica suele ser mejor que el 0,2 por mil (n = 10 estándares internos del laboratorio).

El resultado de δ¹³C medido en la muestra UP140 fue expresado en PDB y posteriormente calculado como VSMOW, mediante la fórmula de **Coplen et al. (1983)**

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = 0,97002\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})} - 29,98$$

Los resultados de laboratorio de δ¹⁸O (qtz)_{SMOW} ‰ fueron llevados a δ¹⁸O (Agua) mediante el Programa online *AlphaDelta* Calculador de Fraccionamiento de Isótopos Estables de la página web <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>, (Temperatura usada 200°C según **Garrido et al. 2001**), utilizándose la fórmula **Clayton et al. (1972)** y un Factor de fraccionamiento calculado de 11,70. También se calculó el δ¹⁸O agua (Siderita) mediante la fórmula de **Zheng (1999)** cuyo resultado es 10,94.

2.7 ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas fue llevado a cabo en el *Department für Geo-und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München* (Departamento de la Tierra y Ciencias del Ambiente, Universidad de Munich) bajo la dirección del Profesor Robert Marschik. Para realizar los análisis se utilizó una platina Linkam THMS 600 de calentamiento-enfriamiento montada en un microscopio de luz transmitida Leitz Ortholux equipado con objetivos de 50× y 100× y una cámara digital

conectada al equipo. El estadio calentamiento-enfriamiento tiene un rango de temperatura entre -196°C a 600°C ; la precisión estimada fue de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. Los porcentajes de volumen de fluido, vapor o fases sólidas fueron estimados a temperatura ambiente.

Las salinidades fueron determinadas basándose en las temperaturas de fusión del hielo o de la disolución de la halita usando el programa HOKIEFLINCS_{H₂O-NaCl} que toma en cuenta las propiedades P-V-T-X del sistema H₂O–NaCl (**Steele-MacInnis et al. 2012**).

El crecimiento de cristales a partir de un fluido hidrotermal puede llegar a atrapar gases o líquidos dentro de imperfecciones de la estructura cristalina, al formarse cavidades que se cierran y quedan selladas a medida que el cristal sigue creciendo. Las inclusiones fluidas entonces ocupan cavidades microscópicas que quedan dentro de minerales depositados a partir de una solución hidrotermal, las que pueden contener distintas fases como ser líquidos, sólidos y/o gases.

En inclusiones primarias el contenido corresponde al fluido hidrotermal atrapado durante la cristalización del mineral y representa una pequeña muestra de la solución hidrotermal original. Las inclusiones fluidas se producen tanto en minerales traslúcidos (Ej. cuarzo, calcita, esfalerita, etc.), como en minerales opacos (Ej. calcopirita, piritita, magnetita, etc.). Para estudiar inclusiones fluidas se realizan secciones finas bipulidas, las que pueden observarse en un microscopio y calentadas o enfriadas en una platina especialmente diseñada para este propósito.

La importancia de las inclusiones fluidas reside en que permiten obtener datos del sistema hidrotermal en el que se formó el mineral: la Temperatura (geotermometría), la Presión (geobarometría), la Composición general del fluido y en algunos casos la Densidad del fluido.

Si la inclusión fluida que se estudia presenta líquido + vapor, en el laboratorio se puede revertir el proceso calentando la inclusión fluida hasta el punto en que desaparece la burbuja y registrar esta temperatura que es la **temperatura de homogeneización (Th)**. La temperatura de homogeneización es una temperatura mínima del entrapamiento del fluido hidrotermal (menor que la temperatura verdadera) ya que no se conoce la presión a la que fue entrapada:

$$^{\circ}\text{T de entrapamiento} - ^{\circ}\text{T de homogeneización (Th)} = \text{corrección por presión}$$

La corrección de presión no es significativa en depósitos formados a bajas temperaturas y poca profundidad con fluidos salinos y densos, habitualmente en estos casos la corrección no excede de 25°C. También es importante la medición de la temperatura de comienzo de disolución (**T_m**) del hielo y de la halita.

Las inclusiones fluidas fueron clasificadas en base a las fases observables microscópicamente a temperatura ambiente (**Figura 2.1**).

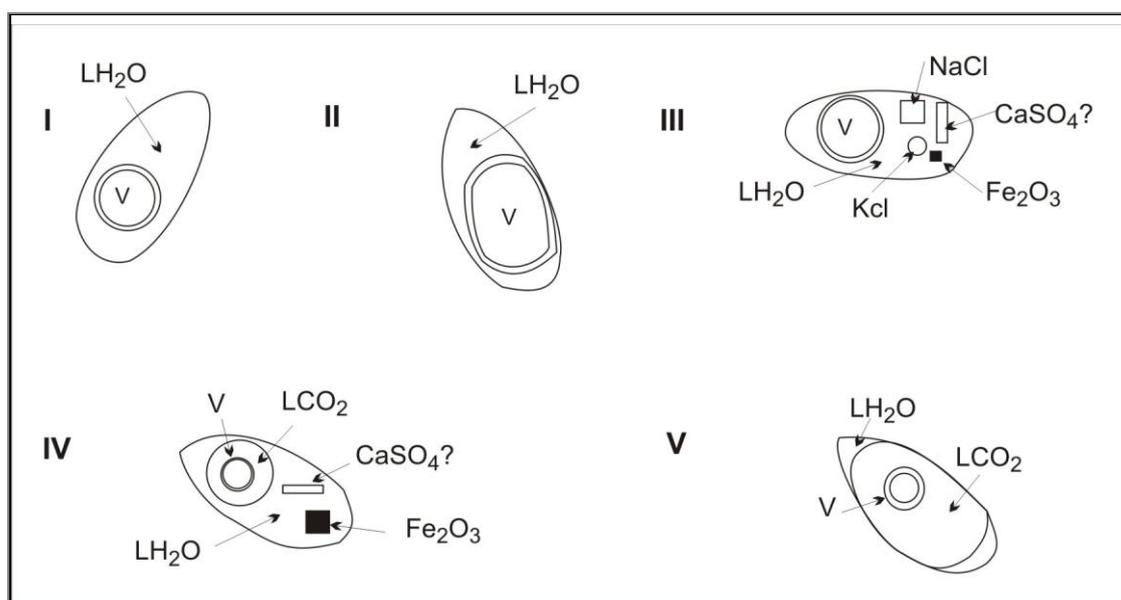


Figura 2.1. Esquema de los tipos de inclusiones fluidas; L: líquido; S: sólido; V, vapor. Adaptado de Nash y Theodore (1971).

Tipo I: Líquido con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos. Se originan por un fluido subsaturado y rico en H₂O (líquido) y con <26% en peso de NaCl eq. Homogeneizan a líquido al calentarlas.

Tipo II: Líquido con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos. El fluido original es rico en vapor y al calentarlas la burbuja se expande y homogeneizan a vapor.

Tipo III: son polifásicas (líquido + vapor + sólidos) y contienen uno o más minerales hijos. El fluido original está saturado, con >26% NaCl Eq. y contienen fases sólidas de halita o silvita a temperatura ambiente. Existen dos subtipos, el subtipo 1 formado por un fluido subsaturado al momento del entrapamiento, en las cuales, al calentar las fases, desaparece primero la sal y luego la burbuja; el subtipo 2 formadas por un fluido saturado al momento del entrapamiento, en las cuales, al calentar las fases, desaparece primero la burbuja y luego la sal.

Tipo IV: presentan dos líquidos y minerales hijos; son inclusiones con CO₂. Presentan doble burbuja, porque incluyen líquido rico en H₂O y líquido rico en CO₂ y vapor + CO₂ gaseoso, además de fases sólidas.

Tipo V: se caracterizan por presentar CO₂ líquido con vapor y sin minerales hijos. Contienen agua líquida, CO₂ líquido y una burbuja pequeña de vapor. Corresponden a un fluido subsaturado en sales y rico en CO₂.

CAPÍTULO 3

MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO

3.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las rocas más antiguas de la región (**Figura 3.1**) fueron reconocidas por **Darwin (1846)** y denominadas “*Clay Slate Formation*”. Posteriormente Harrington propuso el nombre de Grupo Villavicencio conformado por las Formaciones Alojamiento, Villavicencio y Cortaderas (**Harrington 1971; Cortés et al. 1997**).

La Formación Alojamiento, con biofacies de trilobites de edad Cámbrico medio (**Bordonaro y Baschig 2007**), comprende calizas y metacalizas dolomíticas de color gris y esquistos bandeados que alternan con pelitas grises azuladas con metamorfismo de bajo grado. La Formación Villavicencio, de edad devónica (**Rubinstein y Steeman 2007**), consiste en areniscas verde oliva, de grano mediano a grueso que alternan con pelitas gris oscuro a verde oliva. En base a la presencia de turboglifos, **Harrington (1971)** sugiere que se formaron en ambiente de abanicos submarinos. La Formación Cortaderas, (Devónico inferior según dataciones de **Davis et al. 1999**), se caracteriza por cuerpos lenticulares de rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas y alojadas en metasedimentitas (**Harrington 1971**).

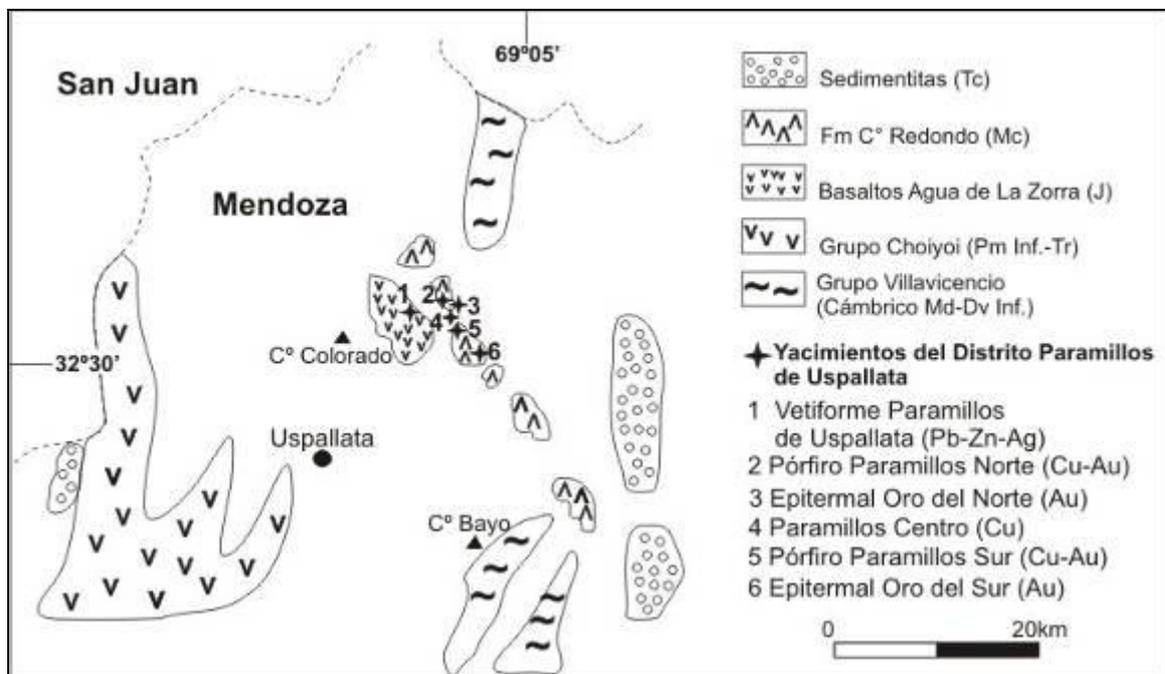


Figura 3.1. Esquema regional del área de estudio.

Este conjunto de rocas del Paleozoico inferior, además de metamorfismo, presenta una fuerte deformación (en especial las pizarras) y un plegamiento muy marcado con pliegues isoclinales asociados a la esquistosidad e imbricación tectónica por cizallamiento. El espesor del conjunto está calculado en varios kilómetros dado que no se observa el contacto con la base.

Le sucede el Conglomerado Pircas (**Figura 3.2**) (Devónico superior) que aflora en la quebrada del mismo nombre, disponiéndose en discordancia angular sobre el Grupo Villavicencio. La unidad, de aproximadamente 35m de espesor, está formada por clastos angulosos de pizarras y areniscas que posiblemente procedan del conjunto antes mencionado. Estos depósitos son de origen continental y corresponden al relleno de un antiguo valle (**Harrington 1941**).

En discordancia erosiva sobre el Grupo Villavicencio, aflora un grupo de rocas volcánicas que conforman el Grupo Choiyoi (Pérmico inferior-Triásico) cuyos afloramientos han sido reconocidos en la Cordillera Frontal, desde el norte de San Juan hasta Mendoza. Este grupo se desarrolla en discordancia sobre depósitos sedimentarios que rellenaron depresiones remanentes de la superficie San Rafael (**Llambías et al. 1993; Llambías 1999**).

El Grupo Choiyoi está conformado por dos secciones, una inferior, la Formación Tambillos y una superior, la Formación Horcajo (**Llambías 1999**). La sección inferior está compuesta por ignimbritas, brechas y aglomerados volcánicos, todos los cuales tienen composición andesítico-dacítica, y algunas lentes sedimentarias. El espesor varía desde algunas decenas de metros hasta 800 metros. Las dataciones realizadas en esta sección arrojan edades entre 276 y 256 Ma, es decir Pérmico medio a superior (**Llambías 1999**). La sección superior (**Llambías et al. 1993; Llambías 1999**) es de composición silíceo y se asienta en discordancia sobre la sección inferior; está constituida por mantos ignimbríticos e intercalaciones de aglomerados y brechas y en menor proporción coladas y diques. La composición principal de los clastos de las brechas es andesítico-dacítica indicando contemporaneidad con los centros volcánicos que comenzaban a desarrollarse. El aumento de la actividad volcánica se manifiesta por la intercalación en la sección superior de la secuencia sedimentaria de bancos de brechas y aglomerados volcánicos andesíticos-dacíticos, que pasan transicionalmente a una secuencia dominante de flujos

ignimbríticos. La edad del conjunto varía entre 272 y 192 Ma (Pérmico inferior a Jurásico inferior) (Cortés *et al.* 1997).

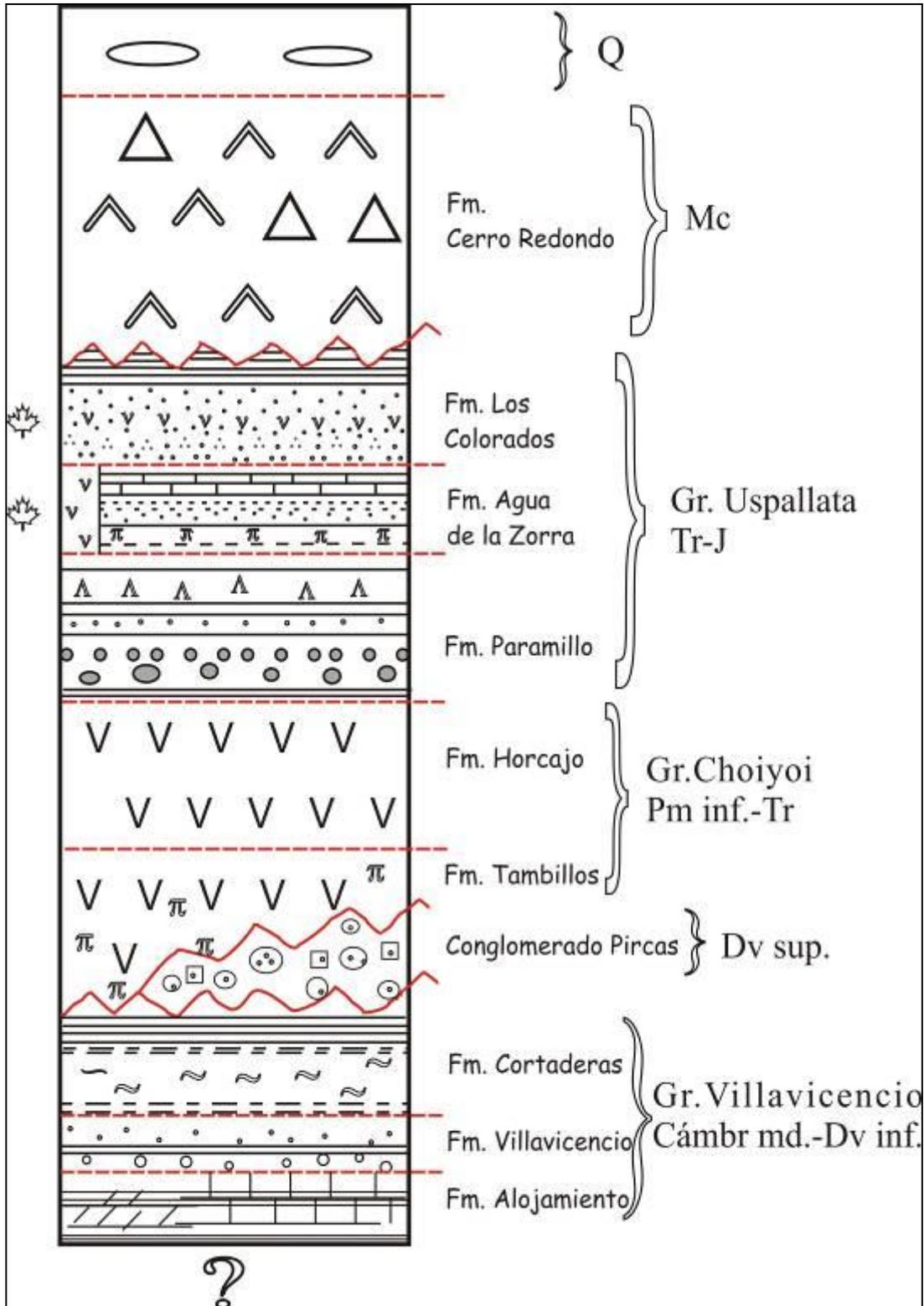


Figura 3.2. Columna estratigráfica del área de estudio.

En la región de Uspallata el Grupo Choiyoi se encuentra representado por las Formaciones Tambillos (sección inferior) y Horcajo (sección superior). La Formación Tambillos comprende piroclastitas, volcanitas ácidas y depósitos lacustres formados por areniscas gris claro de grano grueso hasta conglomerádicas, areniscas gris claras de grano fino y tufitas gris verdosas en sucesión estrato y grano decreciente (**Cortés et al. 1997**).

En concordancia se dispone la Formación Horcajo formada por lavas, brechas y tobas fenodácicas-riolíticas que alcanzan hasta 250 metros de espesor. Esta formación fue datada mediante K/Ar dando valores de 254 ± 22 y 269 ± 40 Ma, es decir Pérmico medio a superior (**Cortés et al. 1997**).

Las sucesiones triásicas fueron denominadas Grupo Cacheuta por **Harrington (1971)** y posteriormente Grupo Uspallata por **Stipanivic (1979)** y **Strelkov y Alvarez (1984)** que para el sector en estudio comprende las Formaciones Paramillo, Agua de la Zorra y Los Colorados.

La Formación Paramillo está formada por un conjunto de sedimentitas y rocas ígneas del Triásico, que se depositó en discordancia erosiva sobre el Grupo Choiyoi (**Strelkov y Alvarez 1984**). Las rocas sedimentarias presentan dos litofacies: una de pelitas negras con delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino, atribuida a depósitos lacustres, y una de areniscas conglomerádicas (diamictitas) de color gris verdoso que se interpreta como depósitos de lahares (**Cortés et al. 1997**). Las rocas ígneas comprenden bancos de tobas ácidas que se intercalan con las sedimentitas en bancos masivos o con una fina laminación planar y lavas y diques de composición basáltica, de tipo olivínicos y afíricos (**Cortés et al. 1997**).

Luego sigue la Formación Agua de la Zorra que se presenta en concordancia sobre la Formación Paramillo. Está formada por tobas y tufitas blanquecinas (con troncos de araucaria en posición vertical), areniscas y areniscas conglomerádicas blanco amarillentas y lutitas esquistosas, margosas y bituminosas (conocidas como “Esquistos de Cacheuta”) con restos de *Estheria sp.* y *Semionotus sp.* y algunas intercalaciones de limolitas blanco amarillentas que presentan flora de *Dicroidium*. En cuanto al ambiente, se lo interpreta como fluvial y lacustre en una cuenca intermontana (**Harrington 1971**). Estas rocas

sedimentarias se encuentran intruidas por basaltos y filones-capa de diabasas de composición alcalina **(Strelkov y Álvarez 1984)**.

La Formación Los Colorados, de edad triásica, está formada por potentes bancos de areniscas y areniscas conglomerádicas de color rojo oscuro, castaño y blanco con ocasionales troncos de araucaria; areniscas finas que alternan con pelitas rojas y bancos de areniscas de color pardo de grano medio a grueso; todo el conjunto alcanza un espesor aproximado de 230m **(Cortés et al. 1997)**.

Para el Terciario se reconoce la Formación Cerro Redondo que comprende rocas ígneas, cuyo afloramiento tipo está en el Cerro Redondo **(Cortés 1992)** y cuyos afloramientos se extienden en toda la región. **Cortés et al. (1997)** la define como intrusivos andesíticos de tipo filoniano que serían contemporáneos con la Formación Puesto Uno que se compone de rocas ígneas y brechas volcánicas (Massabie 1986).

Finalmente se encuentran depósitos aluviales y coluviales cenozoicos en la zona de Paramillos, compuestos de grava y arena, dispuestos de manera aterrazada.

3.2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La tectónica de Precordillera está relacionada a la larga historia de convergencia del supercontinente Gondwana que comprende varios episodios de deformación de extensión y acortamiento. La tectónica del Paleozoico inferior estuvo controlada por procesos de subducción en el margen occidental de Gondwana que estaba localizado al este de los Andes (actual borde oeste de Precordillera). El fallamiento, plegamiento y metamorfismo es el resultado de un proceso compresional cortical con direcciones O-E y NO-SE producidos durante el Silúrico-Devónico, procesos de deformación que estuvieron relacionados a la colisión entre Gondwana y Chilenia aunque la subducción de Chilenia habría comenzado en el Ordovícico superior **(Giambiagi et al. 2008)**.

Para la zona de estudio, el Grupo Villavicencio muestra una tectónica compleja con metamorfismo regional de grado bajo así como plegamiento asociado a esquistosidad e imbricación tectónica por cizallamiento **(Cortés et al. 1997)**.

Durante el Carbonífero inferior-Pérmico inferior se presenta en las áreas de Precordillera y Cordillera Frontal un magmatismo con varios eventos, de los cuales los primeros están relacionados a un ambiente de subducción con alguna componente de orden extensional que fue creciendo en importancia; en el último evento predominan las condiciones extensionales que dio lugar a cuencas continentales como la de Cacheuta y la cuenca Cuyana (**Strazzere et al. 2006**)

La cuenca Cuyana, dentro de la cual se encuentra Paramillos de Uspallata, está ligada a una tectónica de tipo cizalla simple, encontrándose ubicada cerca del cratón y controlada por suturas de los terrenos acrecionados (Chilenia) durante el Paleozoico. El paleoambiente predominante de la cuenca para el Triásico inferior a medio era fluvial a lacustre con facies meandriiformes (**Kokogián et al. 1999**).

Durante el Triásico medio a superior, dominó en el área una subsidencia generalizada relacionada a una menor anomalía térmica y al aumento de la carga sedimentaria (**Ramos y Kay 1991**); al finalizar la subsidencia se emplazaron los filones-capa y coladas basálticas en asociación con los depósitos sedimentarios de *rift* ya citados. Durante el Jurásico se produjo una reactivación del *rift* con el emplazamiento de nuevas coladas basálticas en la cuenca Cuyana que constituyen la Formación Punta de las Bardas.

Durante la deformación cenozoica, el *rift* fue reactivado como una cuenca de antepaís que correspondería a la sección distal de la cuenca de antepaís generada en la Cordillera Principal por la faja plegada y corrida del Aconcagua entre los 20 y 8,6 Ma (**Ramos et al. 1996**). De esta cuenca original, quedan algunos relictos en los depósitos de la depresión de Uspallata ya descriptos por **Cortés (1993)**.

El cambio de los parámetros de convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana tuvo como consecuencia que el régimen pasó de una deformación transpresional a compresional durante el Mioceno medio lo que estaría indicando el comienzo de la horizontalización de la placa (**Kay et al. 1991**). La horizontalización de la placa, entre los 28 y los 33°S, produjo un importante decrecimiento en el espesor de la cuña astenosférica y un espesamiento cortical (**Kay et al. 1988 y 1991; Kay y Mpodozis 2002**).

Durante el Mioceno superior, finalizó la actividad magmática en sector argentino, con excepción de las Sierras Pampeanas de San Luis (**Ramos y Nullo 1993**). La última deformación de tipo frágil asociada con los movimientos ándicos reactivó estructuras dúctiles y modificó los contactos entre unidades, pero no cambió fundamentalmente la distribución de las unidades resultantes de la deformación paleozoica (**Cortés *et al.* 1997**).

CAPÍTULO 4

MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO

4.1 ANTECEDENTES

El magmatismo triásico-jurásico, que forma parte del Grupo Uspallata, fue descrito desde mediados del siglo XIX por **Darwin (1846)**, **Stelzner (1922)**, **Stappenbeck (1910)** y **Harrington (1941; 1971)**. **Massabie (1986)** y **Massabie et al. (1986)** presentaron el primer trabajo geoquímico y geocronológico de este magmatismo y **Ramos y Kay (1991)** caracterizaron la cuenca cuyana y estudiaron la geoquímica de los basaltos triásico-jurásicos de Paramillos de Uspallata.

El volcanismo ha sido datado por **Massabie (1986)** y **Massabie et al. (1986)** quienes obtuvieron valores de 235 ± 5 Ma y 240 ± 10 Ma (se dataron volcanitas, método K/Ar) que concuerdan con las edades paleontológicas del Triásico medio de la Formación Agua de la Zorra según **Harrington (1971)** y **Kokogian et al. (1999)**. Posteriormente estas volcanitas fueron datadas por **Linares y González (1990)** quienes obtuvieron edades de 160 ± 10 Ma, 161 ± 9 Ma, 204 ± 3 Ma y 214 ± 11 Ma (se dataron volcanitas, método K/Ar), abarcando un lapso entre el Triásico superior y el Jurásico.

4.2 DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Las volcanitas conforman coladas y filones-capas cuyos afloramientos principales se encuentran en los alrededores de la zona del Grupo Minero Paramillos de Uspallata, en especial en la ex Ruta 7 que une Uspallata con Villavicencio y en la zona de Parque Darwin (aguada Agua de la Zorra) y la Cruz del Paramillos (**Figura 4.1**).

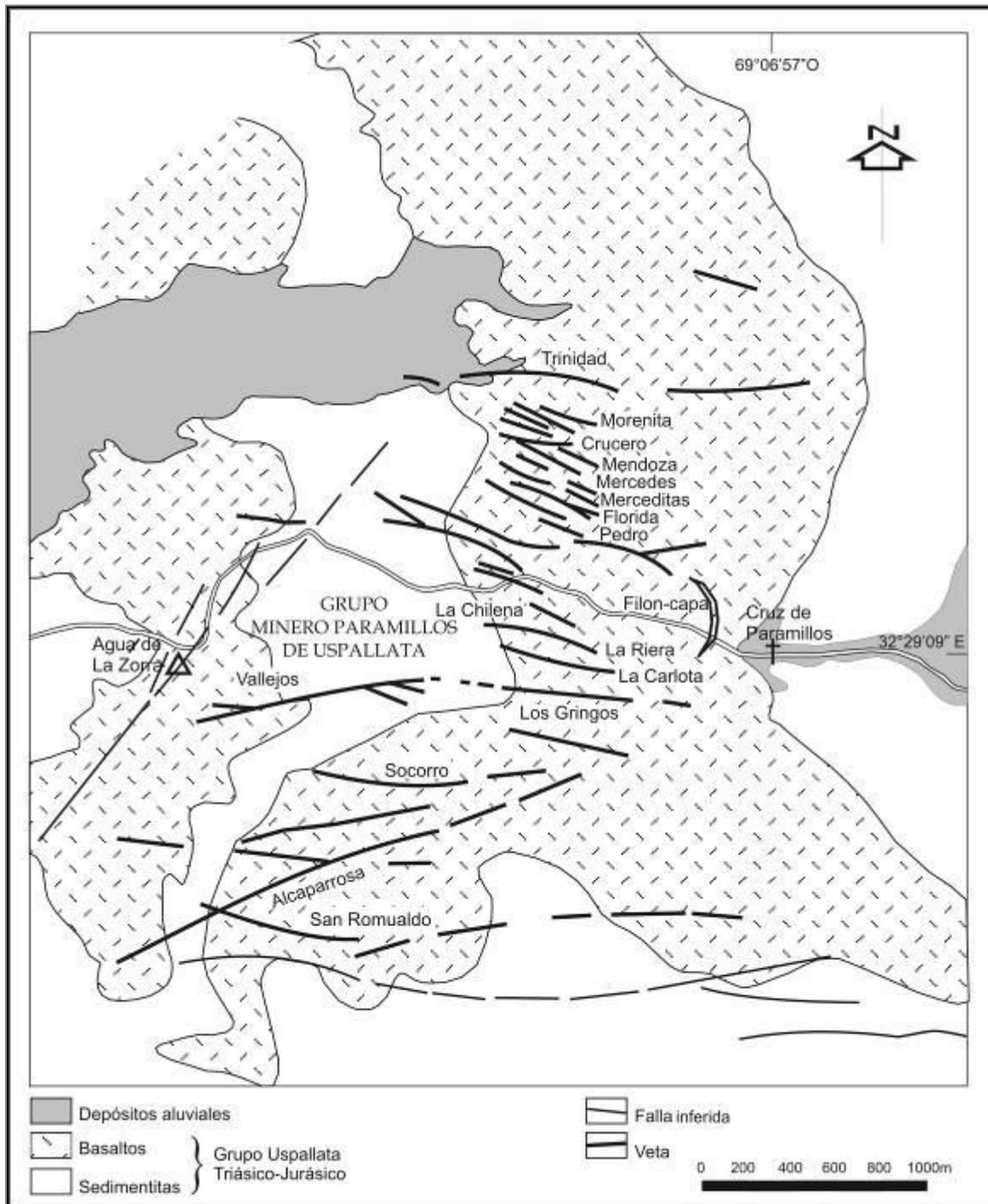


Figura 4.1. Mapa geológico del área del Grupo Minero Paramillos de Uspallata donde aflora parte de los basaltos del Grupo Uspallata. Según Lavandaio y Fusari (1986).

Las coladas presentan color negro a gris oscuro con pátina de color gris verdoso, aspecto macizo, disyunción columnar y textura porfírica destacándose fenocristales de plagioclasa. Presentan estructura amigdaloides con amígdalas entre 3 y 4 milímetros de diámetro promedio, pudiendo alcanzar hasta 2 centímetros. Localmente, están rellenas

con calcita (**Figura 4.2**) y ópalo en tanto que en las proximidades de las vetas del Grupo Minero Paramillos de Uspallata se presentan con galena y minerales oxidados de cobre.



Figura 4.2. Detalle de una amígdala rellena con calcita en la colada.

En la **figura 4.3** se puede ver la mejor exposición de estos cuerpos, al oeste del Grupo Minero Paramillos de Uspallata donde alcanzan una potencia calculada de 50 m (**Massabie 1986**). Intercalados en las coladas, se reconocen niveles de piroclastitas de grano muy fino (**Harrington 1971; Cortés et al. 1997**).



Figura 4.3. Vista del afloramiento principal de los basaltos alcalinos, sobre la ex ruta 7 ($32^{\circ}28'E$; $69^{\circ}07'O$) donde se observa la disyunción columnar.



Figura 4.4a. Vista general de los filones-capa, sobre la ex-ruta 7, al este del socavón Chile. **b.** Vista en detalle de la sección superior de un filón-capa mostrando la estructura vesicular.

Los filones-capa (**Figura 4.4a.b**) tienen rumbo N-S y se disponen ligeramente discordantes con las estructuras sedimentarias. Son cuerpos tabulares con espesores que varían entre 20 a 30 metros (**Harrington 1971**), observándose diaclasamiento paralelo a los bordes. Presentan color gris verdoso a gris oscuro, textura afírica, aspecto macizo en la parte inferior y estructuras vesicular y amigdaloides en la parte superior, con amígdalas rellenas por ópalo rojo (**Figura 4.5**). En la base se reconocen niveles piroclásticos que también han sido descritos por **Massabie (1986)** como delgadas capas de material tobáceo de color verde oscuro y sectores serpentinizados por la alteración de la olivina (**Carrasquero 2001**).



Figura 4.5. Detalle de amígdala rellena de ópalo rojo en un filón capa.

4.2.1 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Las rocas magmáticas del ciclo triásico-jurásico presentan textura microporfírica, glomeroporfírica y subofítica. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa y Ti-augita (de color rosado pálido) con ocasional presencia de olivina (**Figura 4.6a**) (alterada a actinolita); presentan moderada cantidad de opacos frecuentemente con hábito cúbico

que permiten identificarlos al menos en parte como magnetita; como accesorios se encuentra apatita y titanita. La pasta, que presenta textura intersertal, está conformada por microlitos de plagioclasas, piroxeno y gránulos de magnetita (**Figura 4.6b**) con formas triangulares y cúbicas.

Estas rocas muestran una alteración generalizada suave a moderada que alcanza a ser intensa en los filones-capa. La asociación de alteración está compuesta por clorita-carbonato-titanita-tremolita-epidoto-prehnita-sericita - (albita-ceolitas-pumpellyita). La clorita es el mineral más abundante de la asociación, se presenta en moderada cantidad con distribución intersticial, rellenando vesículas, como reemplazo de minerales máficos y en forma subordinada reemplazando los fenocristales de plagioclasa. Los carbonatos aparecen rellenando vesículas y en forma subordinada en venillas, presentando en algunos sectores hábito radiado. La titanita se encuentra en moderada cantidad en forma de gránulos o bien en orlas alrededor de los minerales opacos. La actinolita se encuentra en moderada a escasa cantidad como reemplazo de los fenocristales de olivino; el epidoto y la prehnita son escasos y se presentan con distribución intersticial o como reemplazo de fenocristales de plagioclasa. La sericita es escasa y aparece alterando a los fenocristales de plagioclasa. Por último se observa muy escasa pumpellyita reemplazando a microlitos de plagioclasas; albita como máculas en los fenocristales de plagioclasa y ceolitas como rellenos de vesículas.

Las piroclastitas corresponden a tobas cristaloclásticas (**Figura 4.7**) soldadas compuestas por cristaloclastos (40%) de cuarzo con engolfamientos, biotita (**Figura 4.6c**) y en menor cantidad plagioclasa con macla de albita y ocasionalmente de periclino. Los litoclastos (10%) son principalmente de composición andesítica y en forma subordinada se reconocen volcanitas de textura esferulítica. La pasta tiene textura vitroclástica, y está constituida por un agregado felsítico de grano medio a fino reconociéndose fantasmas de trizas totalmente cristalizadas (**Figura 4.6d**).

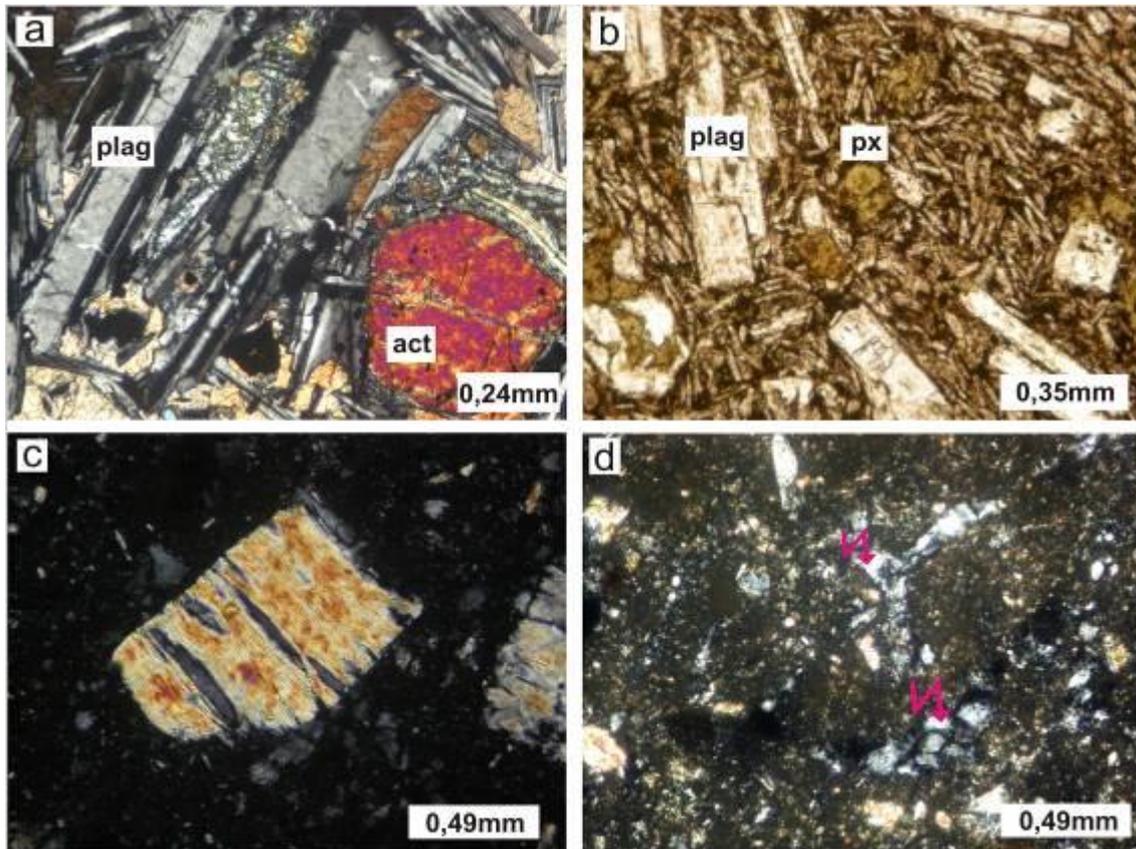


Figura 4.6a. Fotomicrografía de colada mostrando fenocristales de plagioclasa y olivino (alterados a actinolita); **b.** Fotomicrografía de colada mostrando fenocristales de plagioclasa y piroxenos; **c.** Fotomicrografía de piroclastita donde se observa un fenocristal deformado de biotita; **d.** Fotomicrografía de piroclastita, las flechas señalan trizas volcánicas.

Estas rocas muestran suave a moderada alteración con una asociación compuesta por carbonato-illita-rutilo-clorita-titanita. El carbonato es el mineral más abundante y aparece como agregados en forma de motas y rodeando las plagioclasas; la illita y la clorita se encuentran con distribución intersticial; el rutilo y la titanita se presentan como agregados grumosos.

Una síntesis de la mineralogía primaria y secundaria de las piroclastitas se presenta en la tabla anexa **A1**.

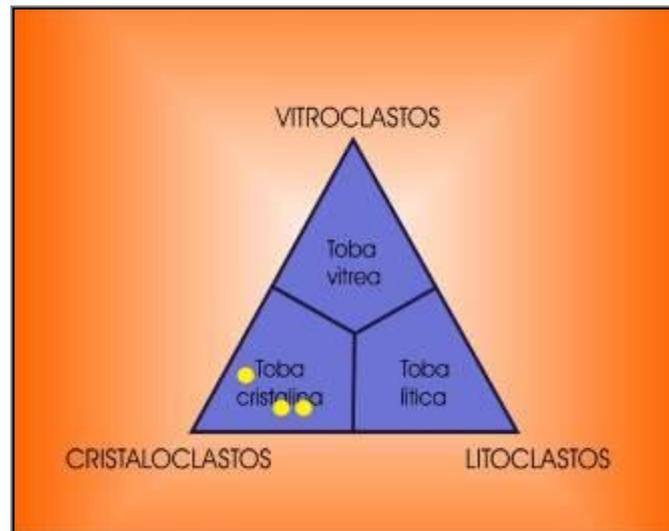


Figura 4.7. Clasificación de tobas según Schmid (1981) en la cual las muestras se ubican en el campo de las tobas cristalinas.

4.3 LITOGEOQUÍMICA

Con el fin de realizar la caracterización petrológica de las rocas volcánicas mesozoicas se analizaron muestras que fueron recolectadas siguiendo el recorrido de la ex ruta 7, en el sector denominado Agua de la Zorra y en las cercanías del socavón Chile, donde se encuentran las mejores exposiciones de estas rocas.

Los datos geoquímicos fueron trabajados con el programa informático GCDKit, específico para petrología ígnea (Janoušek *et al.* (2011) de libre acceso en internet (<http://www.gcdkit.org/>).

En la **tabla 4.1** se presentan los resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas para las muestras analizadas.

4.3.1 ELEMENTOS MAYORITARIOS

Los resultados obtenidos indican que se trata de rocas de composición básica (48,28-57,23 % SiO₂) con valores de Al₂O₃ que varían entre 16,62 y 18,95 % y de MgO que varían entre 1,2 y 2,79 %. De acuerdo a la clasificación que se observa en el diagrama Tas

(Le Bas *et al.* 1986) de la **Figura 4.8a**, estas rocas grafican en los campos tefrita-basanita, traquibasalto y traquiandesita.

Una parte de las muestras graficadas se caracteriza por la presencia de Nefelina normativa (Gn8-UP23; PA7 corresponde a Ramos y Kay 1991) en tanto otras dos muestras (Gn3 y UP24) no presentan Nefelina normativa; se clasifican (**Figura 4.8b**) siguiendo las recomendaciones de la IUGS (Streckeisen *et al.* (2002).

La muestra Gn8 corresponde a una hawaiiita ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,39$) es más rica en álcalis que las hawaiiitas de Cerdeña ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,08$) y Egipto ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,50$), pero más pobre en CaO que dichas rocas (**Tabla 4.1**).

La muestra UP23 es una latita (**Figura 4.8b**) cuyo contenido en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,59$) es alto, considerándose una variedad potásica de las traquiandesitas.

La muestra Gn3 corresponde a una tefrita-basanita cuyo contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,84$) se encuentra dentro del rango del de las mugearitas de Egipto ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,44-9,33$) y Cerdeña ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,39$), aunque los contenidos de CaO son mucho más bajos (**Tabla 4.1**).

La muestra UP24 es homóloga, en su contenido en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,17$), a las benmoreitas de Egipto ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,59-10,96$) y Mt. Kenia, ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,45-10,85$) pero su contenido de CaO es considerablemente mayor (**Tabla 4.1**).

El Mg# de estas rocas es bajo (24,1-34,6) lo cual indica que son magmas algo evolucionados.

NM	Uspallata				Usp.	Cerdeña		Egipto			Mt. Kenia	
	Gn3	Gn8	UP23	UP24	PA7	MGV 95	MVG 54	3A	62	39	Benm	Muge
	T-B	Hawa	Latita	Benm	Hawa	Hawa	Muge	Hawa	Muge	Benm	Benm	Muge
SiO ₂	48,96	48,28	55,44	57,23	49,99	50,82	50,66	45,87	51,07	57,52	58,28	50,07
TiO ₂	2,22	2,51	0,75	0,73	2,95	1,95	1,93	3,27	3,38	0,51	0,81	2,23
Al ₂ O ₃	18,25	16,62	18,72	18,95	18,88	16,02	16,59	13,53	13,87	16,60	15,99	16,37
Fe ₂ O ₃	10,75	8,32	5,85	5,09	1,46	9,07	10,13				1,69	1,63
FeO	7,92	6,02	4,37	3,79	12,99	3,60	3,50	15,25	13,20	9,32	7,11	9,32
MnO	0,2	0,17	0,21	0,19	0,35	0,13	0,15	0,19	0,25	0,22	0,31	0,25
MgO	2,3	2,79	1,2	1,29	1,82	6,95	5,80	6,65	2,06	1,12	0,74	2,93
CaO	2,13	4,84	3,79	4,48	4,47	6,62	7,25	7,02	7,08	2,55	2,79	5,96
Na ₂ O	6,43	5,24	5,18	5,94	5,81	4,55	3,54	3,72	4,24	6,41	6,69	5,71
K ₂ O	0,41	2,15	4,41	3,23	1,05	1,53	1,85	1,78	1,47	3,57	4,16	2,74
P ₂ O ₅	0,42	0,64	0,23	0,23	0,00	0,53	0,46	0,84	1,53	0,22	0,51	1,18
LOI	4,36	4,18	4,3	2,5		2,23	2,02	0,89	1,41	1,41		
total	96,47	95,75	100,07	99,87	98,31	100,0	100,0	99,01	99,56	99,45	100	100
Mg#	25	34,6	24,1	25,7		63	56	46,3	23,6	19,2	14,5	34,3
Rb	11	40	172	83		22	34	27	12	58	88	56
Sr	442	701	869	1361		1119	761	975	561	441	481	1375
Y	16	28	36	34		17	22	29	43	62	44	29
Zr	208	346	294	273		286	176	371	307	652	545	283
Nb	5	10	11	10		59	32	79	54	117	127	86
Ba	133	1084	1242	1431	441	1143	842	1800	478	1099	1337	1028
Hf	2	4	9	8	14,7							
Th	0,9	0,9	3	2	3,9						13	5
Pb	1,9	1	7	18							11	8
U	1,9	1	1	1	1,2						2	1
Sc			4	6	15,9						7	9
V	259	176	75	69		158	188				14	113
Cr	221	29	25	23	3	325	276	192	8	1		
Ni	110	3	1	1	9	229	205	159	3	1	0,9	2
Cu	3	3	37	16		38	45				14	
Co	49	33	13	12		39	49					
Zn	176	161	69	112		101	101				111	113
La	36	46	72	63	55	62	33				96	81
Ce	56	89	115	100	135,6	119	68				161	149
Ga	15	9	19	20								
Nd	31	43	57	49	69,5	51	33					
S	9	35	124	208								
As			11	11								
La/Nb	7,2	4,6	6,54	6,3		1,05	1,03				0,76	0,94

Tabla 4.1. Análisis químicos de roca total para elementos mayoritarios, minoritarios y trazas correspondientes a las muestras seleccionadas del área de estudio. PA7 (Ramos y Kay 1991); hawaiiitas, mugearitas y benmoreitas de Cerdeña (Lustrino *et al.* 2002), Egipto (Mohamed 2001), Kenia (Wilson 1989). **Abreviaturas utilizadas:** TB= tefrita-basanita. Hawa= hawaiiita. Benm= benmoreita. Muge= mugearita. Las casillas vacías indican que no fue analizado el elemento.

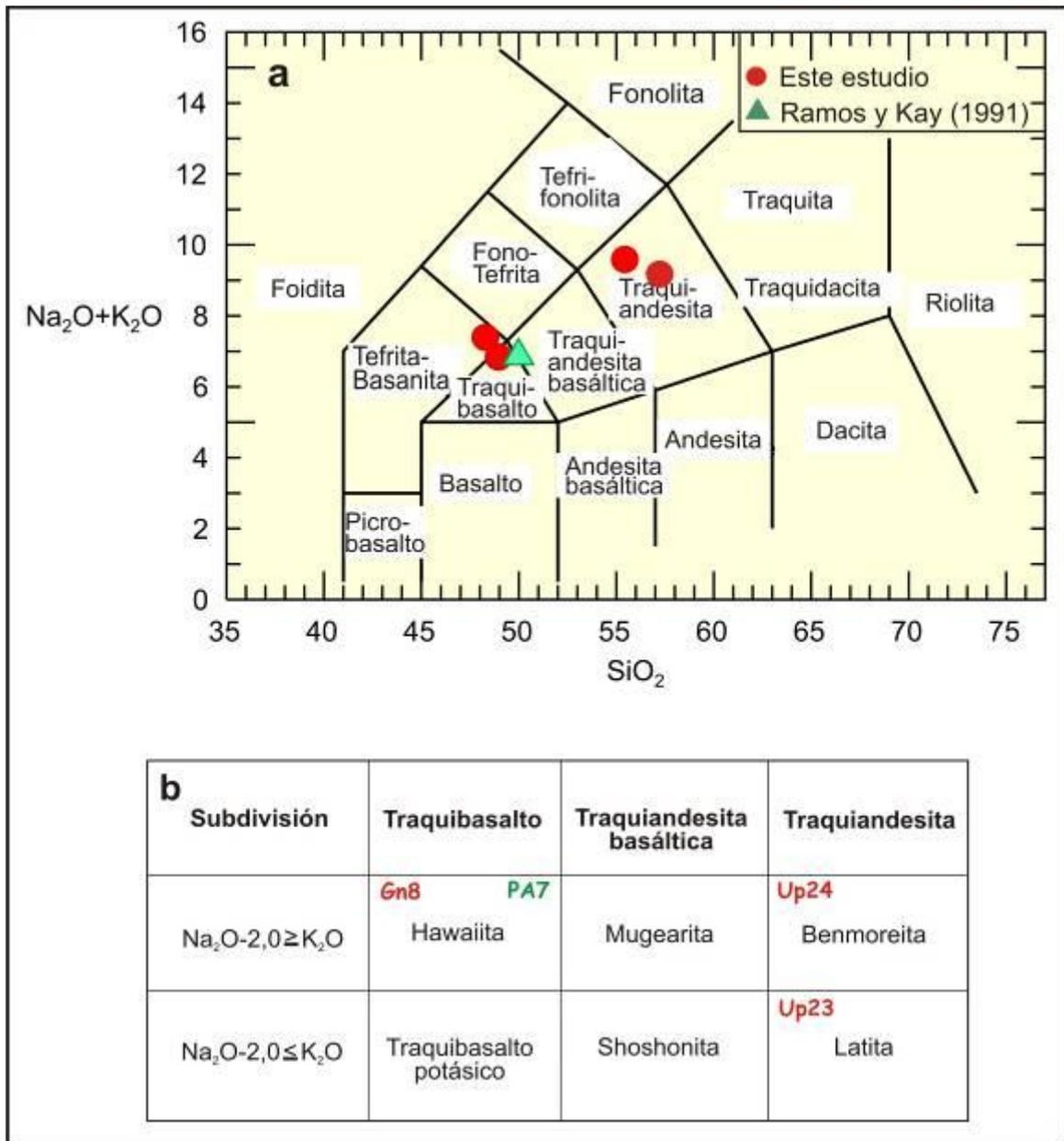


Figura 4.8a. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas TAS (total álcalis versus SiO₂) de **Le Bas et al. (1986)**. **b.** En la tabla se discriminan las rocas que grafican en los campos Traquibasalto-Traquiandesita basáltica-Traquiandesita según **Streckeisen et al. (2002)**. El triángulo verde corresponde a la muestra PA7 de **Ramos y Kay (1991)**. Los valores de los óxidos fueron recalculados a base anhidra.

4.3.2 ELEMENTOS MINORITARIOS

El estudio de los elementos minoritarios es de gran importancia en petrología aplicándose a los sistemas ígneos debido a que son muy sensibles a los procesos de fraccionamiento, además de proporcionar información sobre procesos geológicos y la evolución de magmas. En tanto los elementos compatibles se concentran en la fase mineral, los elementos incompatibles permanecen en el fundido. El comportamiento de estos dos grupos se ve reflejado en los diseños de los diagramas multielementales como valles, picos, pendientes e inflexiones que indican procesos de equilibrio líquido-cristal; así, los diseños observados pueden ser considerados como indicadores de las condiciones de presión y temperatura del fluido (**Rollinson 1995**).

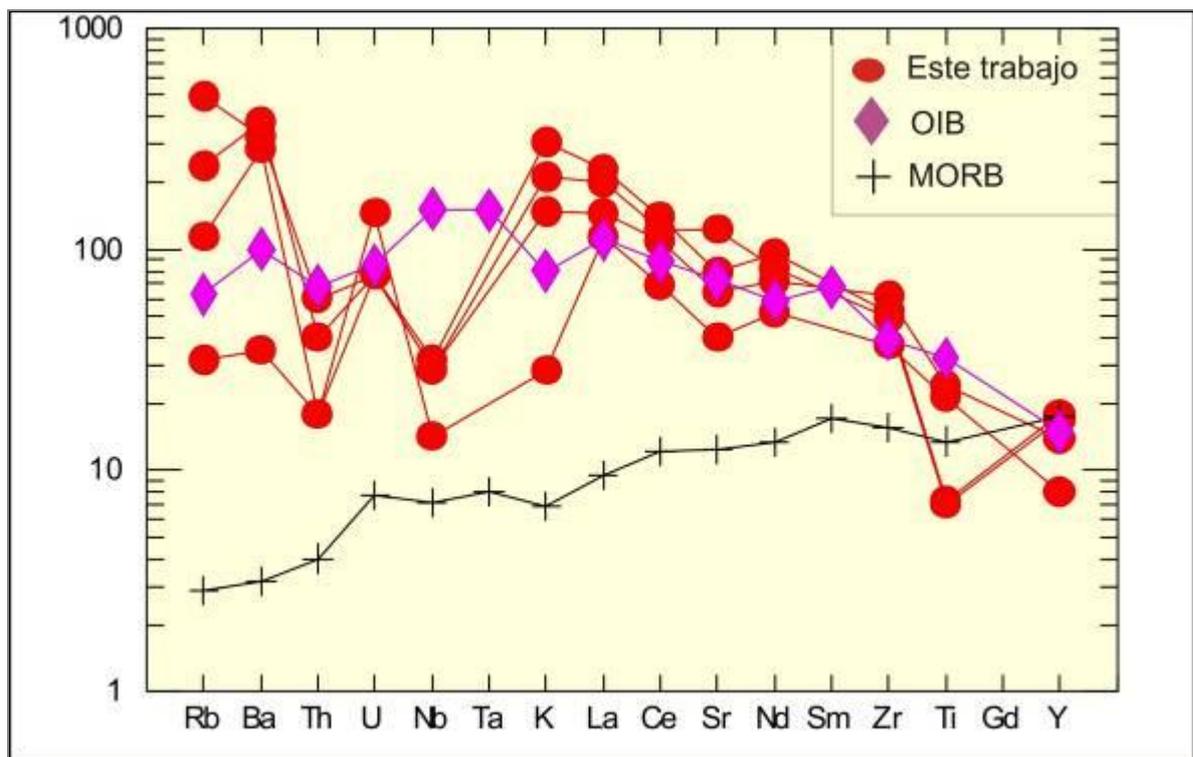


Figura 4.9. Diagrama de multielementos de las volcánitas del área de estudio y de basaltos de tipo OIB y MORB (valores extraídos de **Rollinson 1995**) normalizados según **Sun (1980)**.

Los contenidos de los elementos traza se graficaron en un diagrama multielemento normalizado a **Sun (1980)** según el orden y los factores de normalización de **Pearce (1983)**. Como puede observarse en el diagrama de multielementos (**Figura 4.9**), el patrón obtenido es comparable al de los OIB (Basaltos de islas oceánicas) excepto por un mayor enriquecimiento en LILE (Ba y Rb) y anomalías negativas en Nb a excepción de la muestra GN3 que muestra menores valores en Ba, Rb y K respecto de las otras.

4.4 AMBIENTE TECTÓNICO DEL MAGMATISMO

El magmatismo triásico-jurásico está genética y espacialmente asociado con el sistema de *rift* desarrollado en la cuenca Cuyana (**Ramos y Kay 1991**). La cuenca Cuyana presenta un modelo tectónico de cizalla simple implantado en un área cercana al cratón y controlado por suturas de los terrenos acrecionados durante el Paleozoico (**Ramos y Kay 1991; Kokogian et al. 1993; Franzese y Spalleti 2001**). Estos sistemas de *riffts* se habrían generado durante la extensión generalizada del margen sudoeste de Gondwana que tuvo lugar en el Pérmico medio, en especial en los sectores recientemente acrecionados (**Ramos y Kay 1991; Ramos 1993; Spalleti 1999; Franzese y Spalleti 2001**) y que resultó en la formación de la cuenca Cuyana, una cuenca marginal compleja (**Figura 4.10**).

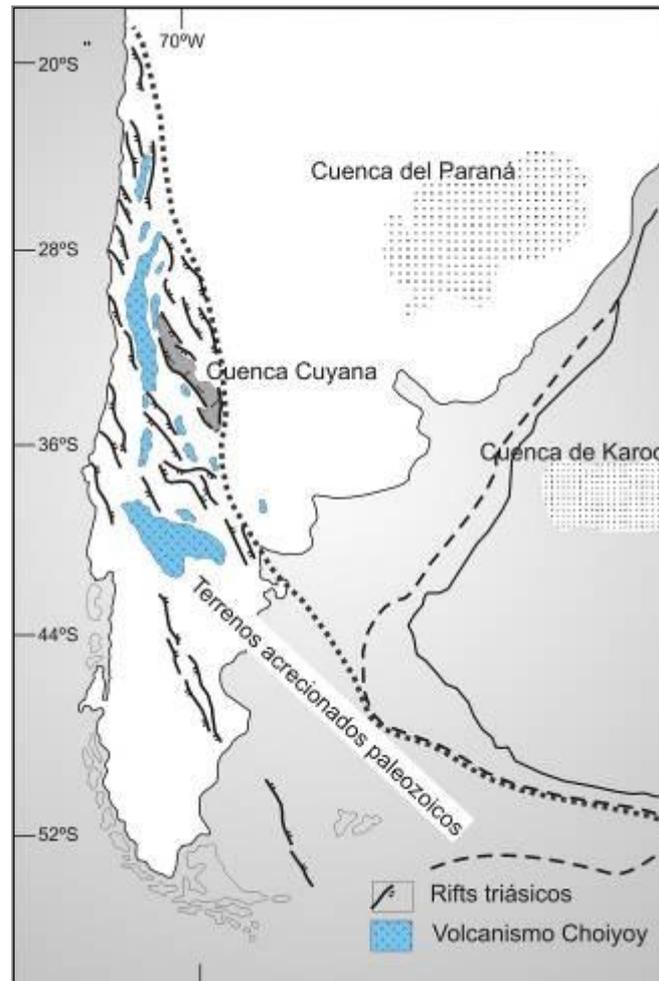


Figura 4.10. Distribución de cuencas durante el ciclo Gondwánico. Adaptado de **Ramos y Kay (1991)**.

La extensión dio lugar a un importante magmatismo que generó basaltos alcalinos asociados a depósitos piroclásticos de composición dacítica; este volcanismo, que comenzó en el Triásico superior, representaría la última etapa durante la fusión del manto y corteza de Gondwana, produciéndose una generalizada subsidencia relacionada a una disminución del gradiente térmico y una plataforma sedimentaria, característica de las fases de *sag* y que se extendió hasta el Jurásico inferior (**Ramos y Kay 1991; Franzese y Spalleti 2001**).

Los estudios petrológicos realizados por **Ramos y Kay (1991)** establecieron un carácter tholeítico a ligeramente alcalino para este magmatismo basáltico con una alta relación FeO/MgO que sugiere un cierto grado de cristalización fraccionada. Según **Ramos**

y Kay (1991) su geoquímica sugiere que son producto de un bajo porcentaje de fusión del manto (4-5%).

En relación al metamorfismo que afecta a estas volcanitas, correspondería a la facies prehnita - pumpellyita en transición de esquistos verdes de acuerdo a la paragénesis de minerales secundarios. Este metamorfismo puede vincularse al fenómeno de soterramiento que tiene lugar durante la formación del *rift*. En este ambiente tectónico, el metamorfismo es atribuido al aumento en el flujo calórico producido por el *upwelling* mantélico, de modo análogo a lo que ocurre en ambientes extensionales de retroarco (Aguirre *et al.* 1989). Este fenómeno está limitado al período durante el cual opera la extensión, luego del cual la anomalía térmica decae a medida que el manto se enfría y vuelve a su estado de equilibrio. En este escenario el metamorfismo tiene lugar como respuesta a la caída de la temperatura y es sincrónico con la formación de la cuenca (Aguirre *et al.* 1989). Paragénesis de muy bajo grado en ambiente de *rift* también han sido reconocidas en volcanitas del Precuyano asociadas al *rift* de edad jurásica de Cuenca Neuquina (Rubinstein *et al.* 2005; 2007). Por otra parte, la paragénesis hallada permite establecer en forma teórica el rango de presión y temperatura en el que tuvo lugar el proceso metamórfico. Utilizando el diagrama petrogenético (Figura 4.11) se puede establecer un rango de temperaturas muy estrecho de $\sim 275^{\circ}\text{C}$ y de presiones de $\sim 2-4$ kbar.

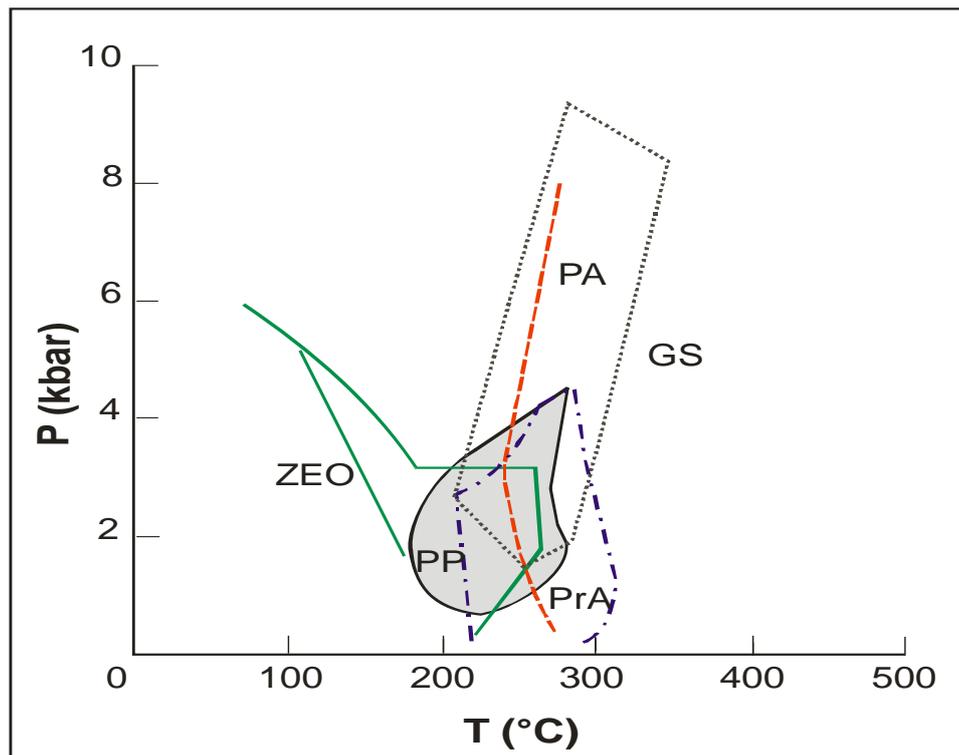


Figura 4.11. Gráfico petrogenético mostrando las facies de muy bajo grado para metabasita (Frey *et al.* 1991). PP: prehnita-pumpellyita (en gris). GS: esquistos verdes. PA: pumpellyita-actinolita. PrA: prehnita-actinolita. Zeo: Ceolitas.

4.5 CONSIDERACIONES

Los estudios petrológicos llevados a cabo en las volcanitas mesozoicas del área, permiten establecer la presencia de coladas y filones con composiciones de tipo alcalino y subalcalino, formadas en un ambiente de *rift* continental, a las que se asocian en forma subordinada tobas dacíticas. Las volcanitas están compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasa, olivino y Ti-augita con moderada cantidad de opacos (magnetita) y como minerales accesorios, apatita y titanita en una pasta intersertal conformada por microlitos de plagioclasa y moderada cantidad de opacos primarios.

En el diagrama multielemento normalizado a Sun (1980) (Fig. 4.9) se observa a similitud en líneas generales con el diseño de los OIB, que sugiere que la fuente de las

volcanitas mesozoicas del área de estudio tiene un componente del manto astenosférico, como ocurre en los basaltos de la cuenca del Paraná (**Comin-Chiaramonti et al. 2007; Lagorio y Vizán 2011**). Anomalías negativas de Nb también han sido descritas para el volcanismo alcalino potásico y las tholeitas de dicha cuenca (**Comin-Chiaramonti et al. 2007**). El valle en Nb podría reflejar la existencia de una fase residual portadora de dicho elemento durante el proceso de fusión parcial o bien el efecto de contaminación cortical (Cox y Hawkesworth en **Wilson 1989**). De acuerdo a **Kay y Ramos (1991)** la fuente mantélica que dio origen a estos magmas puede estar modificada por un volcanismo de arco previo, lo cual también explicaría los elevados valores de los elementos alcalinos (Ba y Rb) observado en estas rocas (**Tabla 4.1**).

De acuerdo a **Thompson et al. (1984)** la relación La/Nb (**Tabla 4.1**) es un índice que puede utilizarse para evaluar el grado de contaminación cortical en los magmas. Las relaciones La/Nb para los OIB y los basaltos alcalinos continentales es siempre menor a 1, en tanto que en los basaltos continentales (CFB) la relación varía entre 0,5 y 7, lo que sugiere diferentes grados de contaminación. Para el sector en estudio, las relaciones son de 4,6 a 7,2 lo que indicaría un importante grado de contaminación cortical.

Las rocas presentan una paragénesis de alteración compuesta por clorita-carbonato-titanita-tremolita-epidoto-prehnita-sericita-(albita-ceolitas-pumpellyita) como producto del metamorfismo de bajo grado de facies prehnita-pumpellyita en transición a facies de esquistos verdes, con temperaturas de $\sim 275^{\circ}\text{C}$ y de presiones de $\sim 2\text{-}4$ kbar vinculado al soterramiento que tiene lugar durante la formación del *rifft*. La presencia de actinolita resulta anómala en esta facies en rocas con bajo valor del número de magnesio (**Bevins y Robinson 1993**) como en este caso por lo cual puede interpretarse como una transición a facies de esquistos verdes.

La geoquímica muestra que se trata de rocas alcalinas de la serie sódica; el diagrama de multielementos es comparable al de los OIB, pero con un mayor enriquecimiento en LILE (Ba y Rb) y anomalías negativas en Nb. La elevada relación La/Nb sugiere un importante grado de contaminación cortical lo cual también explicaría la anomalía negativa en Nb.

CAPÍTULO 5

EDAD DEL

MAGMATISMO MIOCENO

5.1 INTRODUCCIÓN

El primer trabajo geológico en la zona fue el de **Darwin (1846)** que consideró este magmatismo como parte de la Serie Supratriásica. **Stelzner** en 1871 emprendió tres años de viajes de exploración en territorio argentino, donde tuvo ocasión de recorrer *in extenso* la cordillera argentina; al estudiar la ubicación estratigráfica del magmatismo, lo consideró más moderno que los terrenos cretácicos lindantes (**Stelzner 1922**). El trabajo fue avalado por **Avé-Lallemant (1890b)** que describió en detalle las relaciones estratigráficas de estas rocas.

5.2 GEOCROLOGÍA PREVIA

La datación radimétrica más antigua fue realizada por **Sillitoe (1977)** como parte del Plan Cordillerano, donde lo que se muestreó fue un pórfiro de tipo latita (**Tabla 5.1**) de la que separó mica hidrotermal para su posterior datación siendo la roca de caja de edad devónico-permo-triásica.

Posteriormente **Linares (1979)** publicó dos edades de $19,0 \pm 2$ y $24,6 \pm 2$ en roca total (K/Ar) para andesitas de la región.

Massabie et al. (1986) dataron la Formación Puesto Uno (fuera del área de estudio) utilizando roca total (K/Ar) en volcanitas a la que consideraron estratigráficamente como equivalente a la Formación Cerro Redondo obteniendo edades de 24 ± 2 y 19 ± 2 Ma.

Localidad	Material usado	Edad (Ma)	Referencia
Paramillos Norte Pórfiro Iacítico	Muscovita hidrotermal	16,0 ± 0,3	Sillitoe (1977)
Paramillos de Uspallata Andesita	Roca total	24,6 ± 2	Linares (1979)
Paramillos de Uspallata Andesita	Roca total	19,0 ± 2	
Paramillos Sur	Roca total	16	Méndez y Zappettini (1984)
Cerro Los Colorados Formación Puesto Uno	Roca total	24 ± 2 19 ± 2	Massabie <i>et al.</i> (1986)
Cruz del Paramillo de Uspallata Andesita	Roca total	21 ± 5	Linares y González (1990)
Cerro San Bartolo	Roca total	16,0 ± 0,8	Kay <i>et al.</i> (1991)
Los Hornillos (fuera del área de estudio)		18,9 ± 0,7	
Cerro Bayo (fuera del área de estudio)		18,2 ± 0,8	
Cerro Los Colorados Formación Puesto Uno (fuera del área de estudio)		18,4 ± 0,5	
Paramillos Norte Sondeo 8 Pórfiro traquiandesítico alteración fílica y silicificación escasa	Roca total	17,3 ± 0,7	Koukharsky <i>et al.</i> (1998)
Paramillos Sur Sondeo 25 Monzodiorita alteración fílica intensa		17,8 ± 0,9	
Paramillos Sur Sondeo 14 Monzodiorita alteración potásica		15,8 ± 1,0	
Paramillos Sur Sondeo 7 Traquiandesita cuarzosa alteración fílica moderada		15,2 ± 0,5	
Paramillos Sur Sondeo 7-785-787 pies Traquiandesita alteración propilítica moderada		17,3 ± 0,7	

Tabla 5.1. Edades radimétricas de las rocas miocenas del área de estudio. Todas las dataciones fueron realizadas con el método K/Ar.

Linares y González (1990) publicaron una datación de 21 ± 5 Ma. obtenida en roca total en una andesita, del área de la Cruz del Paramillo.

Poco después, **Kay et al. (1991)** publicaron nuevos datos que permitieron ajustar la edad de este magmatismo al rango comprendido entre $16 \pm 0,8$ - 18,9 Ma.

El último trabajo sobre la edad del magmatismo fue presentado por **Koukharsky et al. (1998)**, cuyos resultados se presentan en la **tabla 5.1**.

5.3 GEOCRONOLOGÍA ACTUAL

La muestra estudiada pertenece al intrusivo Paramillos Norte (Muestra 87190) núcleo del área de alteración ($32^{\circ}25'48,4''S$ - $69^{\circ}6'3,3''O$).

5.3.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS CIRCONES

Los circones analizados (41 cristales) (**Figura 5.1**) tienen tamaño variable con el eje longitudinal de entre 150 y 400 μm y el eje transversal de entre 80 y 190 μm y relaciones $U/Th < 3$ (**Tabla 5.2**) consistentes con el origen magmático según **Rubato (2002)**, reconociéndose fragmentos de cristales y algunos pocos cristales redondeados.

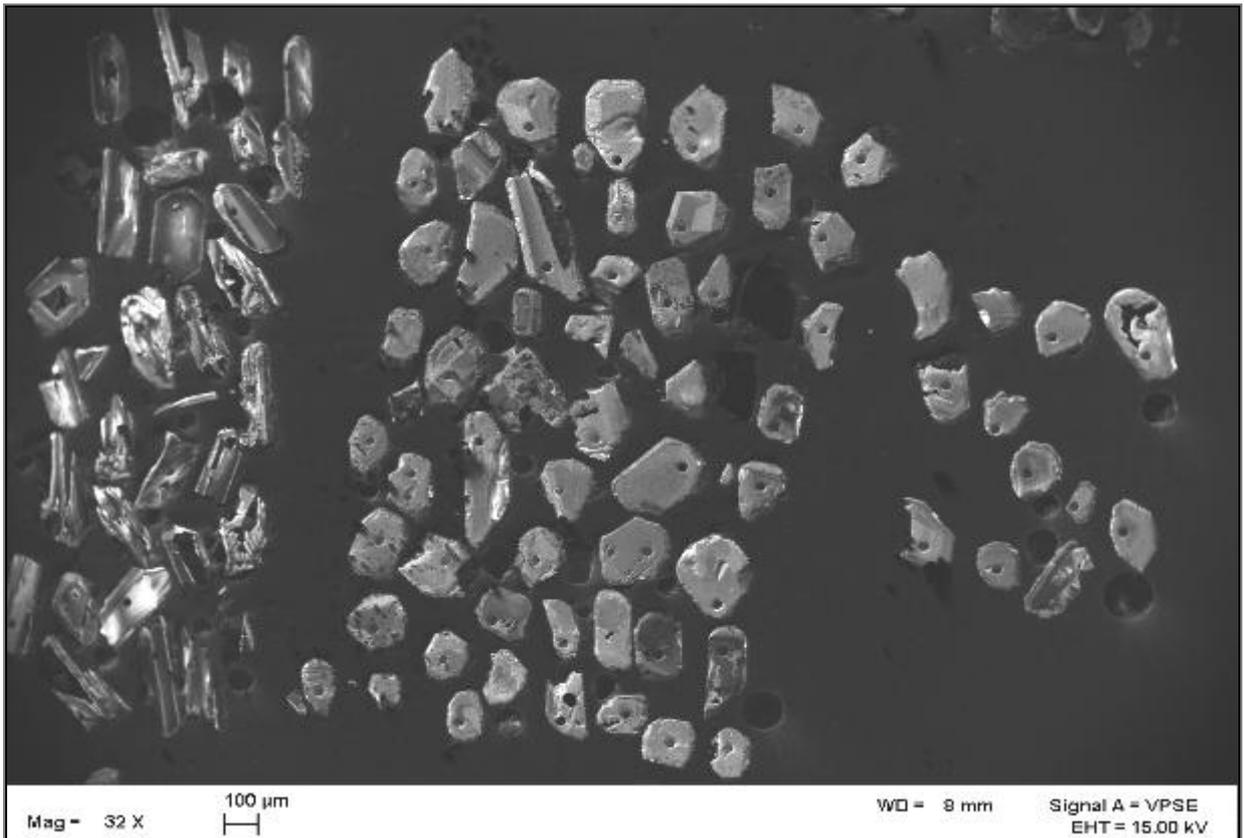


Figura 5.1. Imágenes CL-SEM (Imagen de catodoluminiscencia con microscopio electrónico de barrido) de los circones en los que se observan los puntos analizados.

Los resultados de los análisis realizados se presentan en la **tabla 5.2**. En el diagrama de Tera-Wasserburg (**Figura 5.2**) se observa que a partir de la intersección de los microanálisis con la curva de la concordia, se calcula una edad de $16,9 \pm 0,3$ Ma (MSWD=0,43) que puede ser considerada como la edad de cristalización. Por otra parte 6 análisis arrojaron edades entre $240,4 \pm 2,8$ y $155,6 \pm 4,2$ Ma.

M N°	U ppm	U/Th	^{238}U / ^{206}Pb	1 sigma error %	^{207}Pb / ^{206}Pb	1 Sigma error %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ edad	1 sigma error abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ edad	1 sigma error abs	Mejor edad	1 sigma error abs Ma
Z_58	277	1,1904	385,5555	2,59	0,0476	3,73	16,7	0,4	79,4	86,2	16,7	0,4
Z_57	237	1,2345	388,3576	2,72	0,0520	3,65	16,6	0,5	286,7	81,3	16,6	0,5
Z_56	317	1,25	392,3876	2,41	0,0492	3,73	16,4	0,4	156,6	85,1	16,4	0,4
Z_55	373	2,2727	376,7915	2,32	0,0509	3,44	17,1	0,4	236,7	77,4	17,1	0,4
Z_54	485	1,0309	385,4178	2,07	0,0465	3,15	16,7	0,3	21,4	74,0	16,7	0,3
Z_53	1785	0,5882	387,1356	3,95	0,0520	5,69	16,6	0,7	287,3	125,2	16,6	0,7
Z_4	176	2,1739	371,0453	2,61	0,0470	4,33	17,4	0,5	47,9	100,3	17,4	0,5
Z_52	123	2,1739	380,8477	3,69	0,0535	5,12	16,9	0,6	350,1	111,9	16,9	0,6
Z_50	136	1,3333	393,7187	3,60	0,0512	4,18	16,4	0,6	248,4	93,4	16,4	0,6
Z_49	121	1,4925	379,7621	3,81	0,0576	4,66	17,0	0,6	515,5	99,2	17,0	0,6
Z_47	132	2,0408	376,2556	3,34	0,0531	4,46	17,1	0,6	334,1	98,0	17,1	0,6
Z_46	242	0,9708	388,7004	2,72	0,0475	3,69	16,6	0,5	74,4	85,4	16,6	0,5
Z_45	136	1,6949	386,5538	3,46	0,0487	4,72	16,7	0,6	131,1	107,4	16,7	0,6
Z_44	1625	0,5714	27,0792	2,25	0,0510	0,63	233,8	5,2	239,2	14,5	233,8	5,2
Z_43	89	1,9607	392,3670	5,07	0,0536	5,62	16,4	0,8	352,9	122,2	16,4	0,8
Z_42	88	1,3888	384,6847	4,50	0,0714	4,82	16,7	0,8	968,6	95,4	16,7	0,8
Z_41	108	1,7857	388,5341	4,22	0,0530	4,58	16,6	0,7	330,3	100,7	16,6	0,7
Z_40	128	2,1739	374,7058	3,72	0,0438	4,42	17,2	0,6	0,0	0,0	17,2	0,6
Z_39	82	1,7857	376,1209	4,62	0,0532	5,60	17,1	0,8	335,9	122,2	17,1	0,8
Z_38	118	2	366,9291	3,23	0,0590	4,54	17,5	0,6	568,1	95,8	17,5	0,6
Z_34	538	2,2222	26,6729	1,90	0,0510	0,74	237,3	4,4	240,8	16,9	237,3	4,4
Z_32	189	1,25	374,6185	2,84	0,0501	4,47	17,2	0,5	200,0	100,6	17,2	0,5
Z_27	342	1,0752	379,0173	2,90	0,0535	3,50	17,0	0,5	349,9	77,3	17,0	0,5
Z_20	110	2,0408	368,9618	3,57	0,0532	5,01	17,4	0,6	336,7	109,6	17,4	0,6
Z_26	116	1,2821	388,2251	3,71	0,0658	4,36	16,6	0,6	801,0	88,8	16,6	0,6
Z_25	119	2	380,6593	4,19	0,0570	5,04	16,9	0,7	489,7	107,4	16,9	0,7
Z_24	166	1,1236	380,3495	3,60	0,0589	4,08	16,9	0,6	565,0	86,5	16,9	0,6
Z_23	587	1,2821	40,9357	2,76	0,0521	1,62	155,6	4,2	289,7	36,6	155,6	4,2
Z_22	301	1,3333	382,9069	3,06	0,0467	3,68	16,8	0,5	33,8	85,9	16,8	0,5
Z_21	125	1,8181	375,1998	3,33	0,0554	4,43	17,2	0,6	427,4	95,9	17,2	0,6
Z_19	286	1,2195	371,4840	2,72	0,0496	3,40	17,3	0,5	174,1	77,5	17,3	0,5
Z_18	253	1,1111	382,4825	2,10	0,0507	3,66	16,8	0,4	226,8	82,5	16,8	0,4
Z_17	160	1,4706	394,4127	3,26	0,0520	4,04	16,3	0,5	286,4	89,9	16,3	0,5
Z_16	81	1,5625	378,1152	4,13%	0,0619	5,87	17,0	0,7	670,0	120,9	17,0	0,7
Z_15	1065	0,5747	26,6861	1,14	0,0513	0,98	237,1	2,7	253,8	22,4	237,1	2,7
Z_14	932	0,7462	26,3182	1,17	0,0522	1,01	240,4	2,8	292,2	22,9	240,4	2,8
Z_11	155	1,1627	380,8373	3,10	0,0492	4,51	16,9	0,5	158,4	102,3	16,9	0,5
Z_10	477	0,5681	368,6695	2,87	0,0524	3,02	17,5	0,5	304,9	67,5	17,5	0,5
Z_9	404	1,7543	26,6577	1,40	0,0507	1,17	237,4	3,3	225,8	26,8	237,4	3,3
Z_8	122	1,1904	368,9383	3,46	0,0457	4,72	17,4	0,6	0,0	92,8	17,4	0,6
Z_1	144	1,1904	380,3805	3,30	0,0468	4,59	16,9	0,6	36,8	106,4	16,9	0,6

Tabla 5.2. Determinaciones de U/Pb por ablación láser en circones de la muestra 87190.

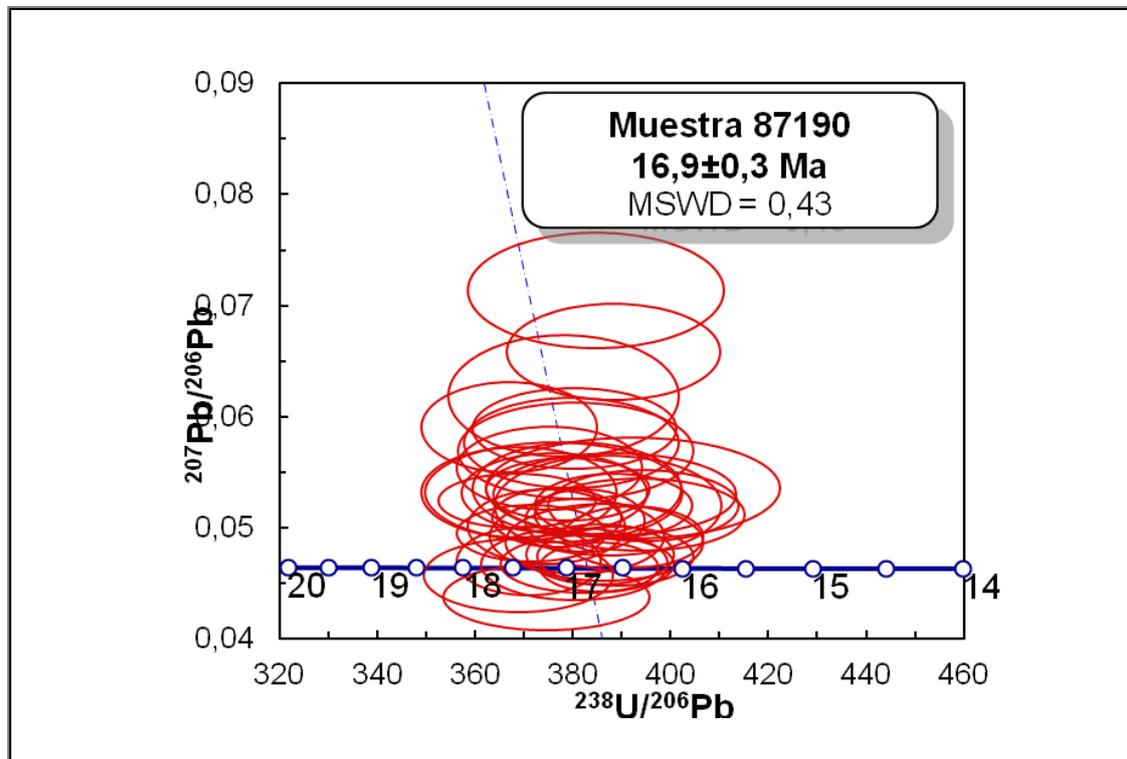


Figura 5.2. Diagrama de Tera-Wasserburg de los datos obtenidos sobre los circones analizados (2 sigma).

5.4 CONSIDERACIONES

El análisis estadístico de los resultados obtenidos indica la presencia de dos modas de edades sobre el pórfiro de Paramillos Norte (**Figura 5.3**). La moda principal (35 mediciones sobre 41 datos) indica una edad aproximada de 17 Ma ($16,9 \pm 0,3$ Ma) que permite acotar al Mioceno inferior a medio el magmatismo relacionado a la mineralización (Capítulo 7). La segunda moda (muy subordinada) corresponde a edades más antiguas en un rango que va del Triásico medio al Jurásico superior que podría explicarse si se considera que los circones presentan un núcleo heredado o corresponden

a xenocristales. Estas edades son coincidentes con las obtenidas para el magmatismo mesozoico del área (ver apartado 4.1).

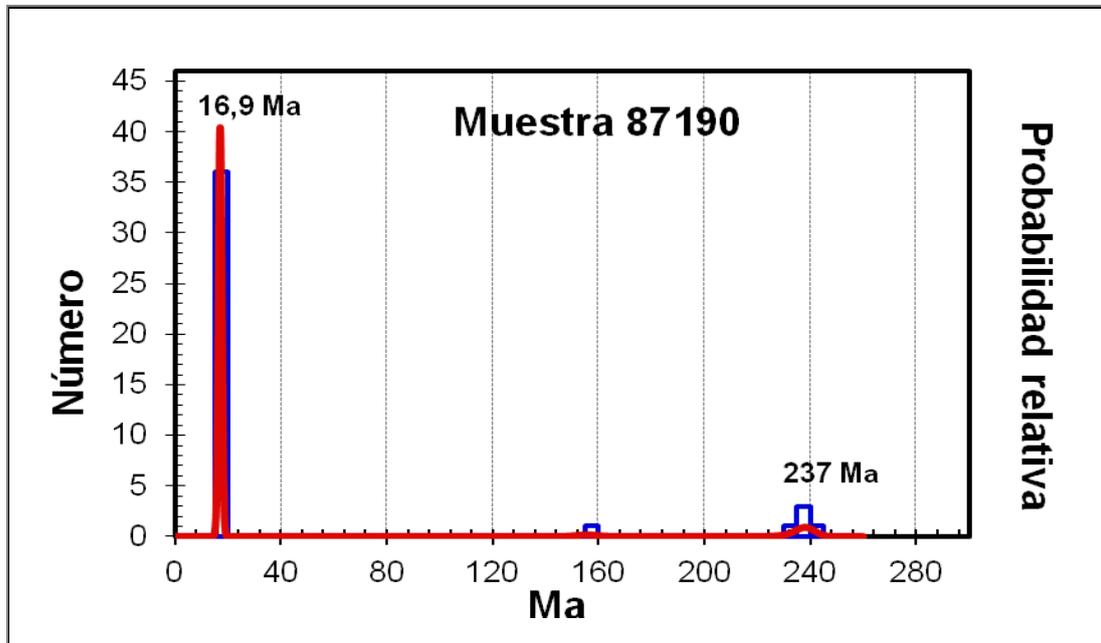


Figura 5.3. Histograma de edades de la muestra 87190. Se observa que la moda principal corresponde a edades entre Mioceno inferior a medio y la subordinada al Triásico superior – Jurásico inferior.

CAPÍTULO 6

MAGMATISMO MIOCENO

6.1 ANTECEDENTES

El magmatismo de edad miocena de la región corresponde a la Formación Cerro Redondo (**Cortés 1992**) cuya localidad tipo está en el cerro homónimo ubicado al norte y fuera del área de estudio.

La primera mención de estas rocas como Terciario fue realizada por **Stelzner (1922)** que las describió como andesitas anfibólicas y basaltos con variados colores en un conjunto muy alterado. **Harrington (1941)**, cuando publicó su trabajo denominado “*Villavicencio y Mal País*” denominó al conjunto “Volcanismo terciario de las sierras de Villavicencio y Mal País”, caracterizándolas como dacitas y andesitas.

Durante el desarrollo del Plan Cordillerano en la década del '60 se realizó el relevamiento geológico y geoquímico del magmatismo cenozoico del área el cual fue descrito en detalle por **Navarro (1972)** quién lo relacionó genéticamente con los depósitos porfídicos de la región.

Más tarde, **Massabie et al. (1986)** definieron la Formación Puesto Uno de edad oligoceno-miocena inferior, en base a estudios petrológicos y radiométricos del magmatismo cenozoico en la zona del cerro Los Colorados (al oeste de la zona estudiada).

Posteriormente, **Kay et al. (1991)** llevaron a cabo un estudio geoquímico a escala regional del magmatismo del área de subducción horizontal (*flat slab*) entre los 28 y 33°S, que les permitió realizar la caracterización petrogenética de este magmatismo y compararlo con rocas volcánicas equivalentes de la Zona Volcánica Sur (SVZ) y la Zona Volcánica Central (CVZ).

Finalmente, **Cortés (1992)** y **Cortés et al. (1997)** realizaron una caracterización petrológica a escala regional del magmatismo del área sobre cuya base se define la Formación Cerro Redondo.

6.2 DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

En el área de estudio, la Formación Cerro Redondo está representada por rocas intrusivas y piroclásticas que aflora en todo el sector oriental, desde el norte de Paramillos Norte hasta el Cerro Canario donde en algunos sectores está cubierto parcialmente por aluvio (**Figura 6.1**).

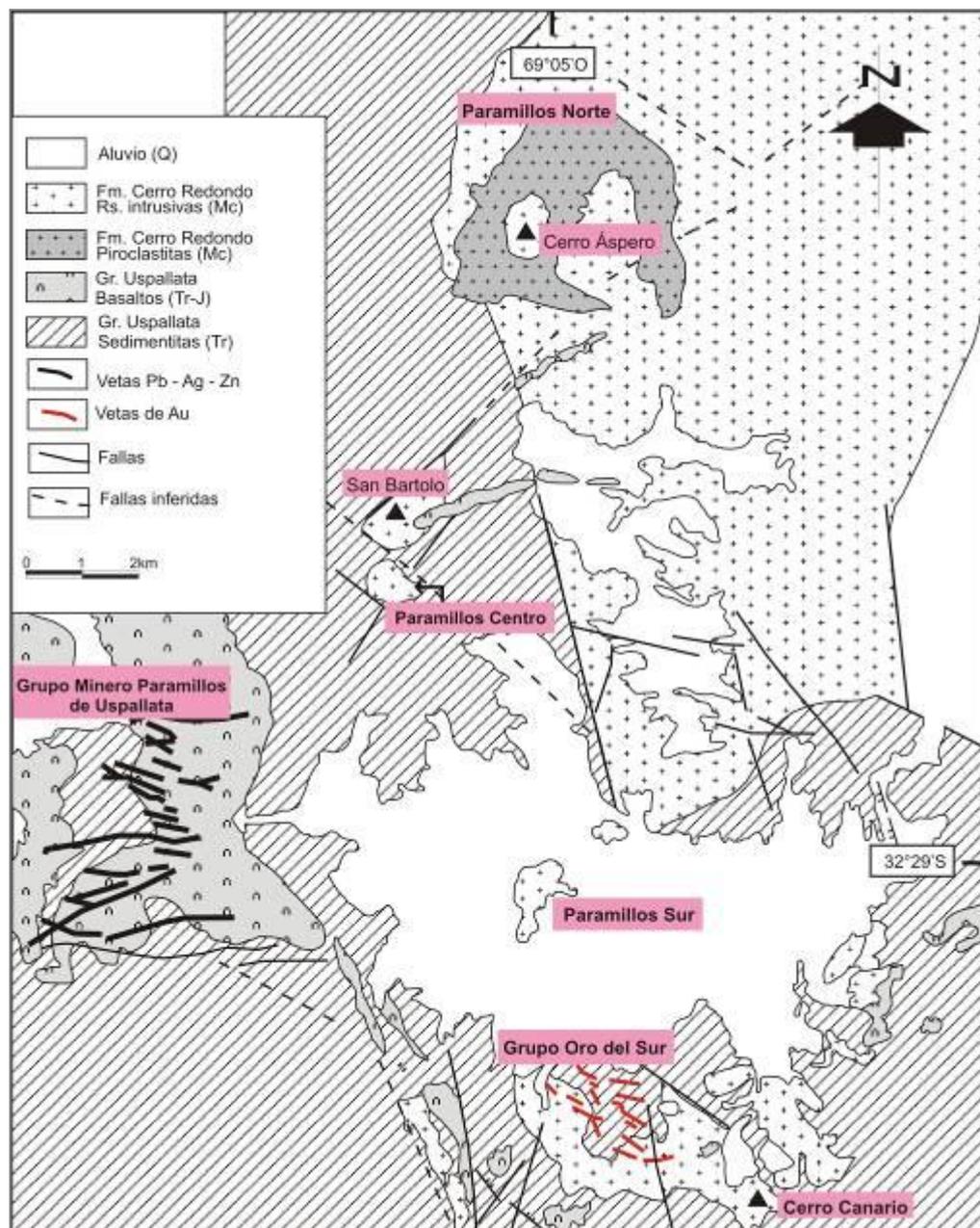


Figura 6.1. Mapa geológico de la región con la distribución de los principales afloramientos de la Formación Cerro Redondo. Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986).

Las rocas intrusivas conforman stocks que pasan lateralmente a filones-capa y en menor medida a diques (**Figura 6.2a-b**).

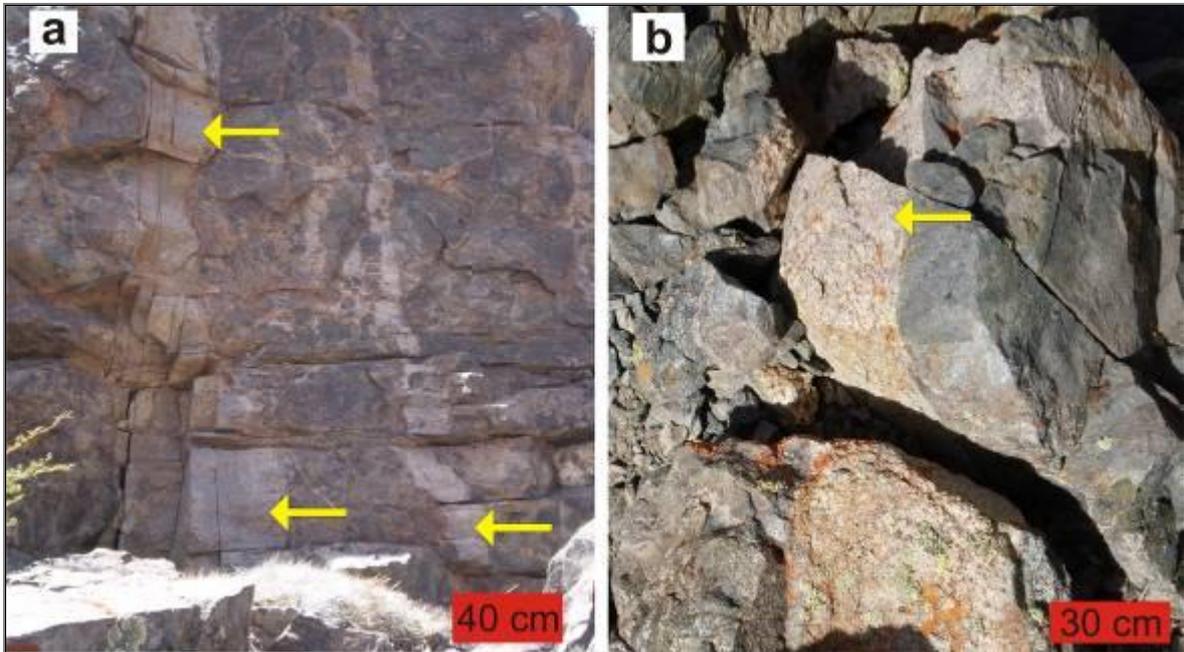


Figura 6.2a. Vista de un dique de edad Mioceno del área de Crestón Amarillo, Paramillos Norte; **b.** Vista de otro dique Mioceno intruyendo volcánitas miocenas.

En el área de Paramillos Norte se reconocen brechas magmáticas compuestas por clastos angulosos-subangulosos de volcánitas de grano muy fino, que pueden alcanzar hasta 80 centímetros en su dimensión mayor. El cemento es de color gris con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, epidoto diseminado y escaso cuarzo en una pasta afanítica (**Figura 6.3a-b**) así como diques centimétricos emplazados en los stocks mayores lo que sugiere la existencia de al menos dos pulsos magmáticos.



Figura 6.3a. Afloramiento de la Formación Cerro Redondo. **b.** Se puede observar un detalle de las brechas magmáticas.

Las volcanitas son de color gris y en ocasiones desarrollan una grosera disyunción columnar. Presentan textura porfírica y composición fenoandesítica con fenocristales milimétricos de plagioclasa y en menor proporción de anfíbol inmersos en una pasta afanítica.

Las piroclastitas afloran principalmente en el área de Paramillos Norte. Éstas constituyen por lo general la roca de caja de los cuerpos intrusivos y conforman planchones de aspecto masivo que localmente desarrollan lajosidad. Se reconocen cristaloclastos de plagioclasa de hasta 5 cm y anfíboles que alcanzan los 2-3 cm de longitud, en una matriz afanítica de color blanco, en la que se observan fragmentos pumíceos (*fiammes*) de color blanco, aplastados de hasta 2 cm de longitud, en ocasiones orientados; escasos líticos angulosos de hasta ocho centímetros de volcanitas afíricas de color gris y piroclastitas blanco grisáceas y en forma muy subordinada de pizarras.

6.2.1 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Las rocas intrusivas corresponden a andesitas con textura porfírica compuestas por abundantes fenocristales de plagioclasa maclada y con zonación y anfíbol de color verde muy claro; también se puede reconocer piroxeno incoloro a verde pálido y fenocristales de biotita en cantidad subordinada; como minerales accesorios se observa apatita; titanita con formas romboidales, magnetita y en forma subordinada circón. La pasta es microgranuda y está conformada por tablillas de plagioclasa y minerales opacos.

Las piroclastitas presentan textura porfiroclástica y están compuestas por abundantes cristaloclastos de plagioclasa con zonación, restos de cristaloclastos de piroxenos (muy alterados) y como accesorios cristaloclastos de titanita y escasos opacos. También se identificaron litoclastos de composición andesítica con fenocristales de plagioclasa. La matriz está compuesta por plagioclasa y cuarzo en una textura felsítica pseudofluidal en algunos sectores.

Una síntesis de la mineralogía primaria y secundaria de las rocas se presenta en la tabla anexa **A2**.

6.3 LITOGEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis químicos de roca total de muestras provenientes de las áreas de Paramillos Norte (PN), Centro (PC) y Sur (PS) se presentan en la **tabla 6.1**. Los datos han sido tratados mediante los programas GCDkit *for Win* 2.3, Microsoft Office Excel 2007, MinPet 2.02 y PetroGraph versión 2 beta.

PN	UP79	UP82	UP84	UP85	UP86	87154
	Intrusiva	Piroclastita	Piroclastita	Piroclastita	Piroclastita	Intrusiva
SiO ₂	61,76	59,63	60,10	59,28	62,59	59,83
TiO ₂	0,65	0,66	0,63	0,50	0,36	0,548
Al ₂ O ₃	18,00	17,13	19,69	17,04	18,56	18,3
Fe ₂ O _{3t}	3,33	5,54	3,21	1,26	2,11	4,33
MnO	0,01	0,00	0,01	0,07	0,05	0,11
MgO	0,27	0,39	0,57	0,13	0,15	0,68
CaO	0,30	0,75	0,45	5,55	1,60	3,85
Na ₂ O	2,97	6,57	3,66	6,75	4,55	4,84
K ₂ O	9,81	3,13	8,09	4,49	8,16	5,48
P ₂ O ₅	0,11	0,24	0,14	0,11	0,08	0,20
LOI	2,59	5,94	2,81	4,79	2,18	1,51
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
total	99,81	99,98	99,36	99,98	100,40	99,68
Rb	393	154	422	142	293	170
Sr	611	561	550	360	407	1214
Y	21	24	15	26	15	24
Zr	342	207	334	302	273	208
Nb	15	11	14	15	7	9
Cs		2	4	0,9		1,1
Ba	1782	720	1142	864	1230	1024
Hf	9	7	10	10	13	5
Ta						0,6
Th	10	9	7	12	6	5,7
U	3	3	4	3	4	2,7
Sc	3	5	2	9	1,9	3
V	84	109	66	40	38	74
Cr	30	29	18	54	40	
Ni	1,9	1,9	3	3	1,9	
Co	1,9	3	1,9	6	1,9	16
La	68	12	49	26	52	37,2
Ce	60	32	81	36	66	76,9
Ga	21	23	22	19	22	21
Nd	31	21	40	21	29	36,3
Sm		6,3	4,1	3,3	3,8	7,7
Eu		1,8	1,4	1,0	0,9	2,7
Tb		0,9	0,6	0,49	0,3	
Yb		2,4	4,0	3,3	0,9	2,8
Lu		0,33	0,6	0,48	0,1	0,47
Eu/Eu*		0,93	1,18	1,04	0,94	0,95
La/Sm		6,6	11,95	7,87	14,74	4,83
Sm/Yb		3	1	1	4,2	2,75
Ba/La	26,2	60	23,3	33,23	23,65	27,5
La/Yb		5	12,25	7,87	57,78	13,2

Tabla 6.1. Geoquímica de la Formación Cerro Redondo. Las casillas vacías indican que no fue analizado el elemento.

PC	UP17	UP52	UP54	UP69	UP70	UP71	UP72	UP73	UP74
	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Volcánico	Volcánico	Volcánico	Intrusivo
SiO ₂	57,43	56,73	57,19	64,30	63,80	58,84	63,94	63,35	63,72
TiO ₂	0,56	0,76	0,83	0,53	0,51	0,53	0,52	0,52	0,58
Al ₂ O ₃	15,60	19,04	20,75	17,72	17,41	15,84	17,47	17,69	17,48
Fe ₂ O _{3t}	10,89	6,14	2,38	3,85	4,44	8,01	4,11	4,47	2,98
MnO	0,88	0,17	0,07	0,01	0,12	0,19	0,13	0,12	0,08
MgO	0,83	1,37	1,16	0,94	0,79	1,79	0,81	0,83	1,31
CaO	0,32	7,28	8,96	5,39	4,61	6,92	4,84	4,75	6,03
Na ₂ O	1,43	4,50	6,06	5,28	4,70	4,70	4,75	4,75	6,19
K ₂ O	8,96	3,64	0,39	2,37	3,38	1,98	3,16	3,27	1,06
P ₂ O ₅	0,25	0,30	0,41	0,20	0,16	0,28	0,16	0,16	0,24
LOI	2,94	0,23	1,47	0,64	0,48	1,27	0,46	0,45	0,96
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
total	100,11	100,15	99,69	100,65	100,40	100,35	100,33	100,36	100,52
Rb	320	112	16	81	128	78	112	118	51
Sr	339	1560	1688	1031	963	877	915	996	1218
Y	34	40	37	25	25	20	27	25	24
Zr	187	151	127	194	211	176	205	207	169
Nb	5	3	0,9	5	6	7	7	6	7
Cs				1	2		2	2	0,9
Ba	2648	1170	229	656	896	575	946	901	342
Hf	7	6	5	4	5	5	4	6	4
Ta		9			0,4				
Th	10					4	5		
U	10	1,9	1,9	1,9	1,9	2	1,9	1,9	1,9
Sc	5	7	12	9	4	12	10	6	7
V	69	85	98	41	32	85	32	32	55
Cr	49	54	72	72	68	53	29	77	67
Ni	3	1,7	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Co	39	10	4	1,9	3	6	34	1,9	3
La	49	47	37	23	27	23	35	29	15
Ce	73	78	85	65	63	49	42	57	34
Ga	23	17	20	17	17	19	18	18	19
Nd	37	50	55	30	29	23	25	27	17
Sm				5,7	6,1	5,5	6,0	5,8	5,2
Eu				1,8	2,1	1,7	2,0	1,9	1,6
Tb				0,49	0,4	0,3	0,7	0,7	0,6
Yb				2,6	2,4	2,4	2,5	2,5	2,1
Lu				0,37	0,37	0,3	0,36	0,37	0,29
Eu/Eu*				1,26	1,46	1,37	1,19	1,16	1,104
La/Sm				4,04	4,43	4,18	5,83	5	2,88
Sm/Yb				2,19	2,54	2,29	2,4	2,32	2,48
Ba/La	54	24,89	6,19	28,52	33,18	25	27,02	31,06	22,8
La/Yb				8,85	11,25	9,58	14	11,6	7,14

Continuación

PS	Gn28	Gn14	Gn15	Gn21	UP19	UP67	UP75	UP77
	Intrusivo							
SiO ₂	69,05	59,95	60,07	59,77	66,53	62,21	64,09	67,43
TiO ₂	0,52	1,09	1,19	0,36	0,34	0,69	0,41	0,32
Al ₂ O ₃	15,74	20,62	20,56	17,08	18,48	19,82	17,89	13,34
Fe ₂ O _{3t}	2,36	2,31	1,73	2,54	1,82	2,85	2,92	2,60
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	0,45	0,53	0,96	0,04	0,11	0,22	0,21	0,15
CaO	0,38	1,00	1,08	0,30	1,83	0,31	0,32	0,55
Na ₂ O	3,52	5,31	5,11	0,40	3,82	0,80	1,35	0,29
K ₂ O	3,37	4,33	4,92	13,65	5,41	8,35	7,51	4,70
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,12	0,10	0,07	0,12	0,19	3,94
LOI	2,78	3,33	2,38	3,76	1,43	4,61	4,36	5,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,0	0,0	0,01	0,01	0,01	0,02
total	98,23	98,59	98,13	98,00	99,87	100,00	99,25	98,54
Rb	178	173	193	427	110	208	166	98
Sr	314	740	884	229	1251	695	594	1261
Y	9	6	12	12	21	13	4	28
Zr	165	166	180	135	196	213	199	62
Nb					8	4	11	6
Cs								2
Ba	326	404	501	1303	1461	1128	1079	858
Hf	3	3	3	1,9	8	5	2	69
Ta			9					
Th	0,9	0,9	0,9	0,9	2	1,4	1,9	14
U	1,9	1,9	3	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Sc	4,9	4,9	13	4,9	3	1,8	1,9	49
V	45	84	79	47	58	92	63	67
Cr	2,9	2,9	2,9	2,9	69	55	36	171
Ni	1,9	1,9	1,9	2	1,9	1,6	1,9	1,9
La	23	39	65	18	32	58	33	269
Ce	40	64	126	55	54	103	56	325
Ga	14	19	20	13	21	19	22	9
Nd	15	29	69	12	28	63	30	171
Sm		6,4	7,5	5,5	5,3	5,9		16,2
Eu		1,6	1,7	1,4	1,7	1,3		3,7
Tb		0,9	0,9	0,9	0,9	0,9		1,0
Yb		1	1,9	1,9	1,9	1		2,2
Lu		0,2	0,3	0,3	0,3	0,2		0,33
Co	42	12	11	79	3	3	1,9	1,9
Eu/Eu*		0,77	0,77	0,77	2,17			0,94
La/Sm		6,09	8,67	3,27	6,04	9,83		16,6
Sm/Yb		6,4	3,95	2,89	2,79	5,9		7,36
Ba/La	14,18	10,36	7,7	72,38	45,65	19,44	32,69	3,19
La/Yb		39	34,21	9,47	16,84	58		122,27

Continuación

6.3.1 Elementos mayoritarios

Los resultados obtenidos (**Tabla 6.1**) muestran que las muestras analizadas tienen composiciones intermedia a ácida (56,73-67,43 % SiO_2) y carecen de Nefelina normativa; en comparación con andesitas de Andes (**Wilson 1989**), los análisis muestran contenidos moderadamente altos de Al_2O_3 (15,60-20,62 %), contenidos bajos de MgO (0,04-1,79 %) y valores variables de CaO (0,30-8,96 %) y de K_2O , (1,06-8,96 %) variaciones que podrían explicarse por la alteración hidrotermal que afecta a estas rocas (**Anthony y Titley 1994**).

En los diagramas binarios de elementos mayoritarios *versus* sílice (**Figura 6.4**), en general no se observan tendencias excepto en Fe_2O_3 y TiO_2 para las muestras de Paramillos Norte (PN) en las que se observa una insinuada tendencia negativa; en el caso del alúmina, las muestras de Paramillos Sur (PS) definen una suave tendencia negativa; en cuanto al P_2O_5 , en los dos sectores (PN y PS) se define una tendencia negativa.

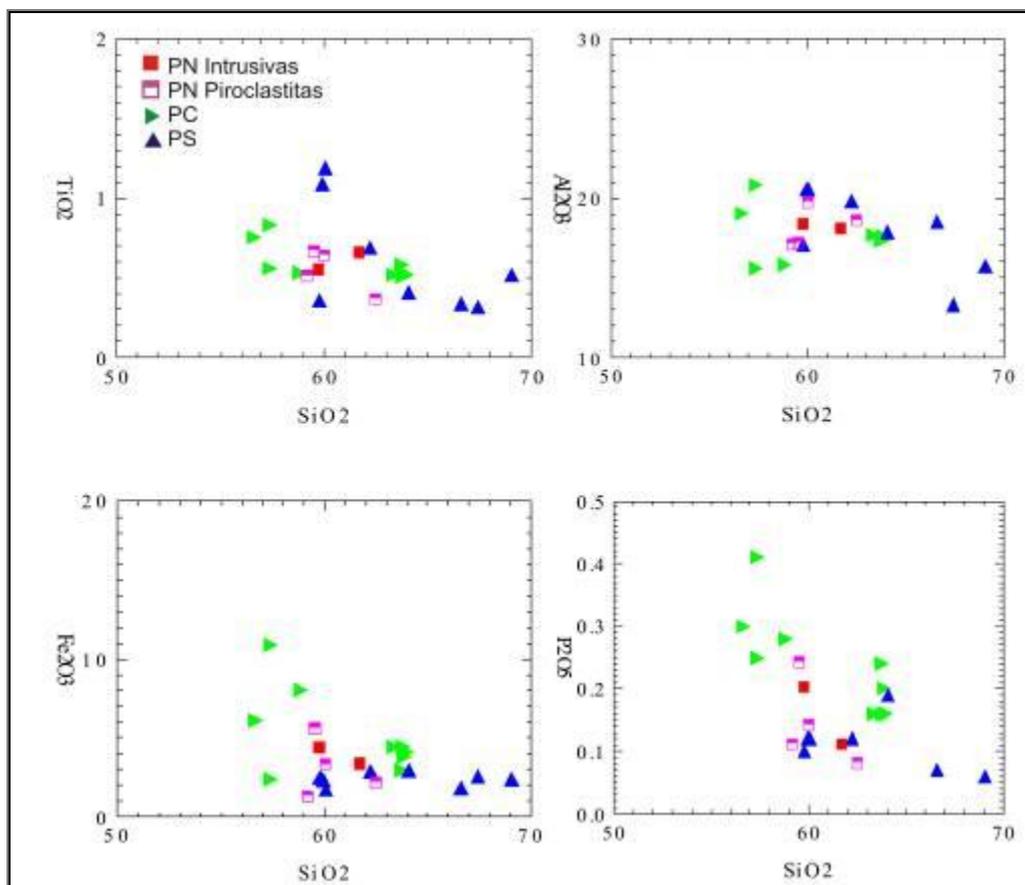


Figura 6.4. Diagramas binarios tipo Harker.

En el diagrama de clasificación TAS (**Figura 6.5**) se observa que las muestras de PN (tanto las rocas intrusivas como las piroclásticas) plotean en el campo de las traquitas-traquidacitas; las muestras de PC en los campos de las traquitas-traquidacitas/traquiandesitas y las de PS en los campos de las traquitas-traquidacitas.

Por otra parte, se observa que las muestras de PN se encuentran en el campo de las rocas alcalinas en tanto las de Paramillos Centro (PC) y PS se ubican tanto en el campo de las rocas alcalinas como en el de las subalcalinas (**Figura 6.5**).

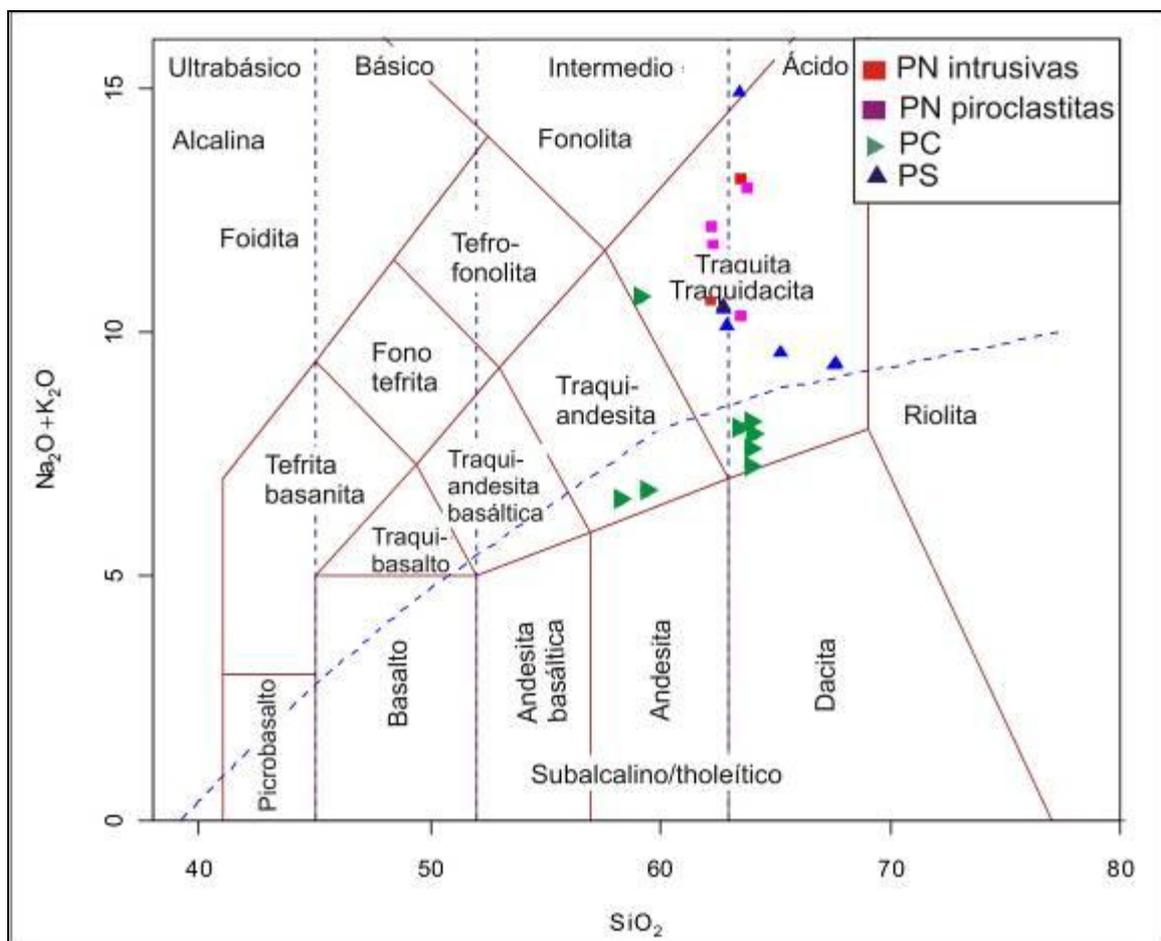


Figura 6.5. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas TAS (total álcalis *versus* SiO_2); la línea punteada divide los campos correspondientes a las rocas alcalinas y subalcalinas (**Le Bas et al. 1986**).

El Índice de saturación de alúmina o Índice de Shand (**Figura 6.6**), indica que las rocas varían entre metaluminosas y peraluminosas. En el sector de PN, el índice varía entre 0,65 y 1,26 disponiéndose las muestras en los campos meta y peraluminoso; en

Paramillos Centro (0,71-1,23) las muestras se ubican en el campo metaluminoso y en el caso de Paramillos Sur, las muestras plotean en el campo peraluminoso (1,07-2,03).

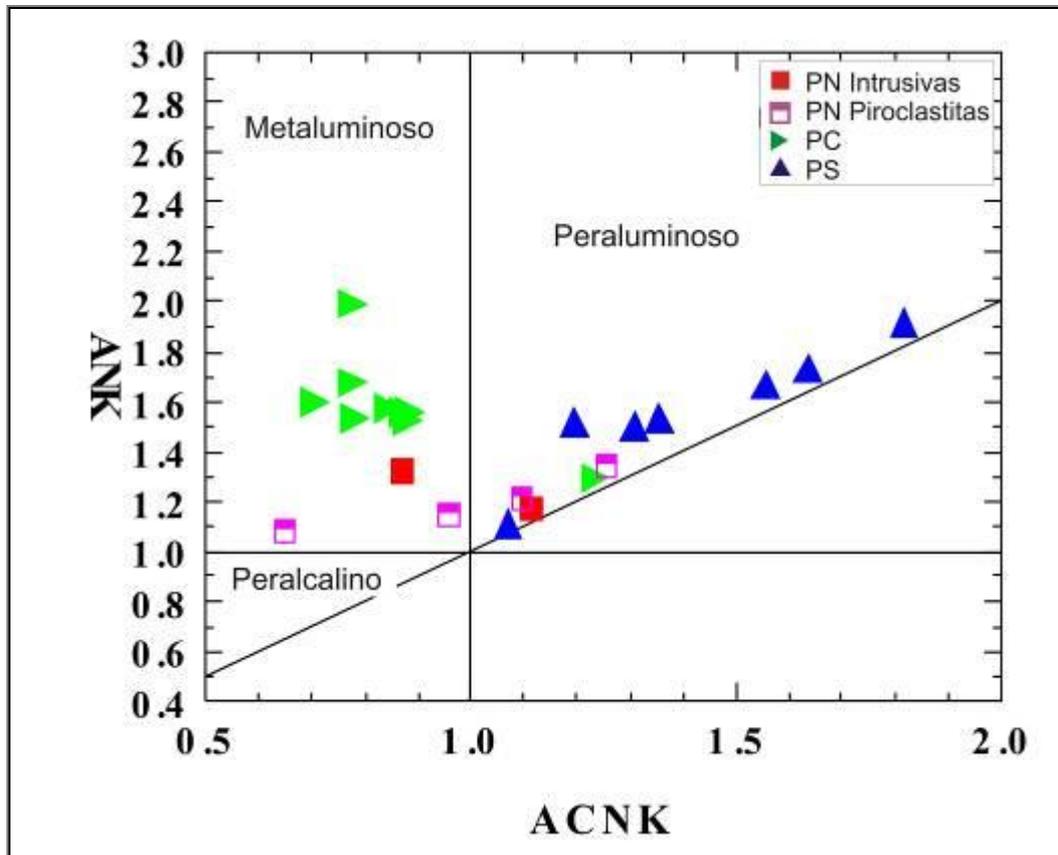


Figura 6.6. Diagrama que discrimina rocas de composición metaaluminosa, peraluminosa y peralcalina (Shand 1943).

6.3.2 ELEMENTOS TRAZA

Debido a que las áreas analizadas se caracterizan por un variable grado de alteración hidrotermal y teniendo en cuenta que durante los procesos hidrotermales algunos elementos mayores (particularmente los alcalinos) pueden sufrir pérdidas o ganancias, se aplicó el diagrama de **Winchester y Floyd (1977)** que clasifica las rocas en base a su composición química y utiliza elementos considerados inmóviles (Zr y TiO_2) en base a los tenores de SiO_2 . El uso de diagramas de los elementos traza considerados inmóviles es particularmente útil cuando se trabaja en zonas con alteración hidrotermal

ya que muchos elementos comúnmente utilizados en los diagramas geoquímicos se comportan como móviles frente a los procesos de alteración.

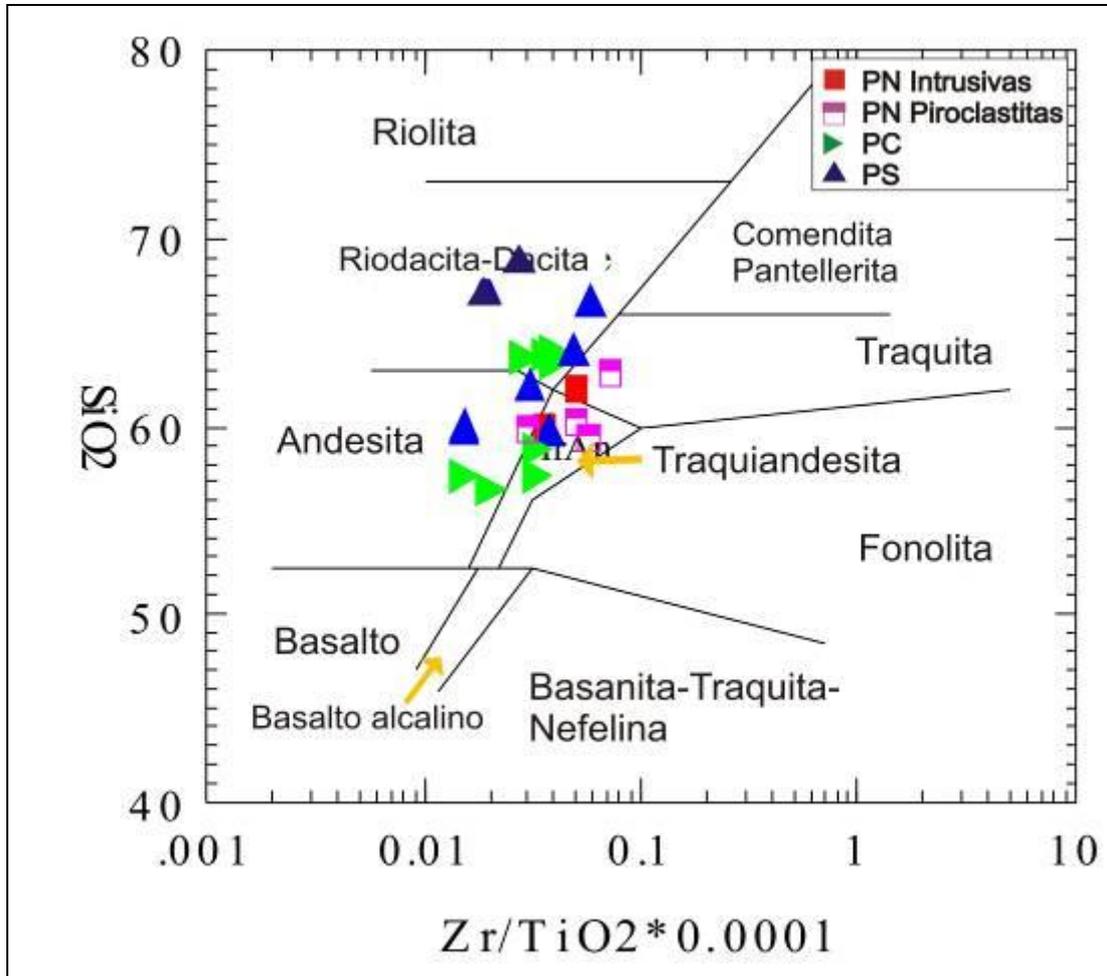


Figura 6.7. Diagrama Zr/TiO_2 versus SiO_2 de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd 1977).

Se puede decir que en general todas las rocas analizadas se agrupan en los límites entre las andesitas-riodacitas-dacitas-traquitas-traquiandesitas (Figura 6.7).

Diagramas multielementales y de tierras raras

Los contenidos de los elementos traza se graficaron en un diagrama multielemental (Figura 6.8) normalizado según Pearce (1983). Todas las rocas tienen un patrón similar,

con curvas de diseño aserrado, fuerte pendiente negativa y marcadas anomalías negativas de Nb-Y-Hf-Zr y anomalías positivas en Rb-Ba y Ce (Figuras 6.8 a-b-c).

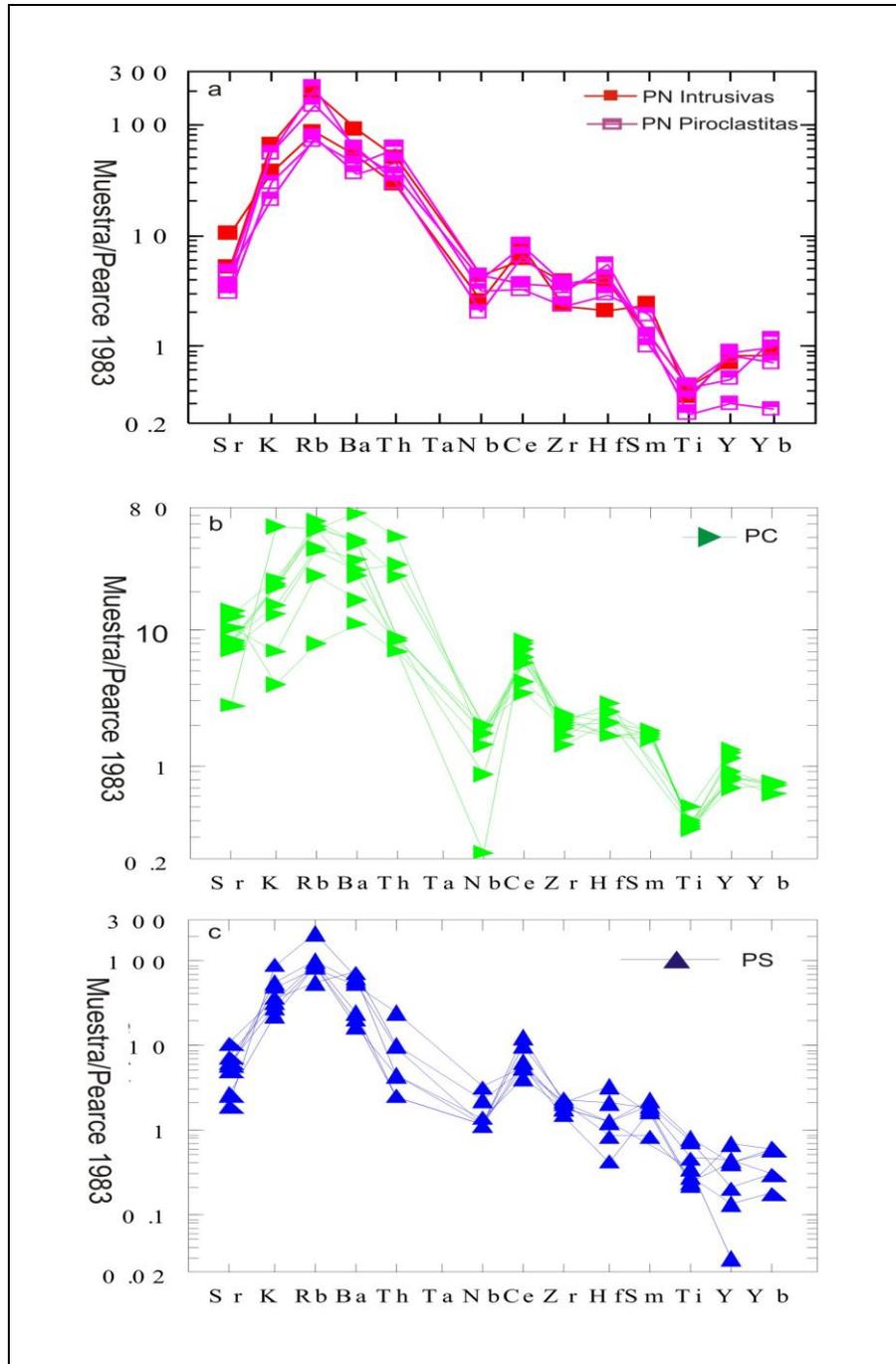


Figura 6.8. Diagramas multielementales normalizados a Pearce (1983). **a.** Paramillos Norte. **b.** Paramillos Centro. **c.** Paramillos Sur.

En la **figura 6.9** se presentan los diagramas de tierras raras para la zona de estudio normalizados al valor del condrito C_1 de **Sun y McDonough (1989)**.

En líneas generales se observa una tendencia similar para todas las muestras con un enriquecimiento tanto de las tierras raras livianas (LREE) como las pesadas (HREE) respecto del condrito y un moderado enriquecimiento relativo en las LREE con respecto a las HREE (**Figura 6.9**).

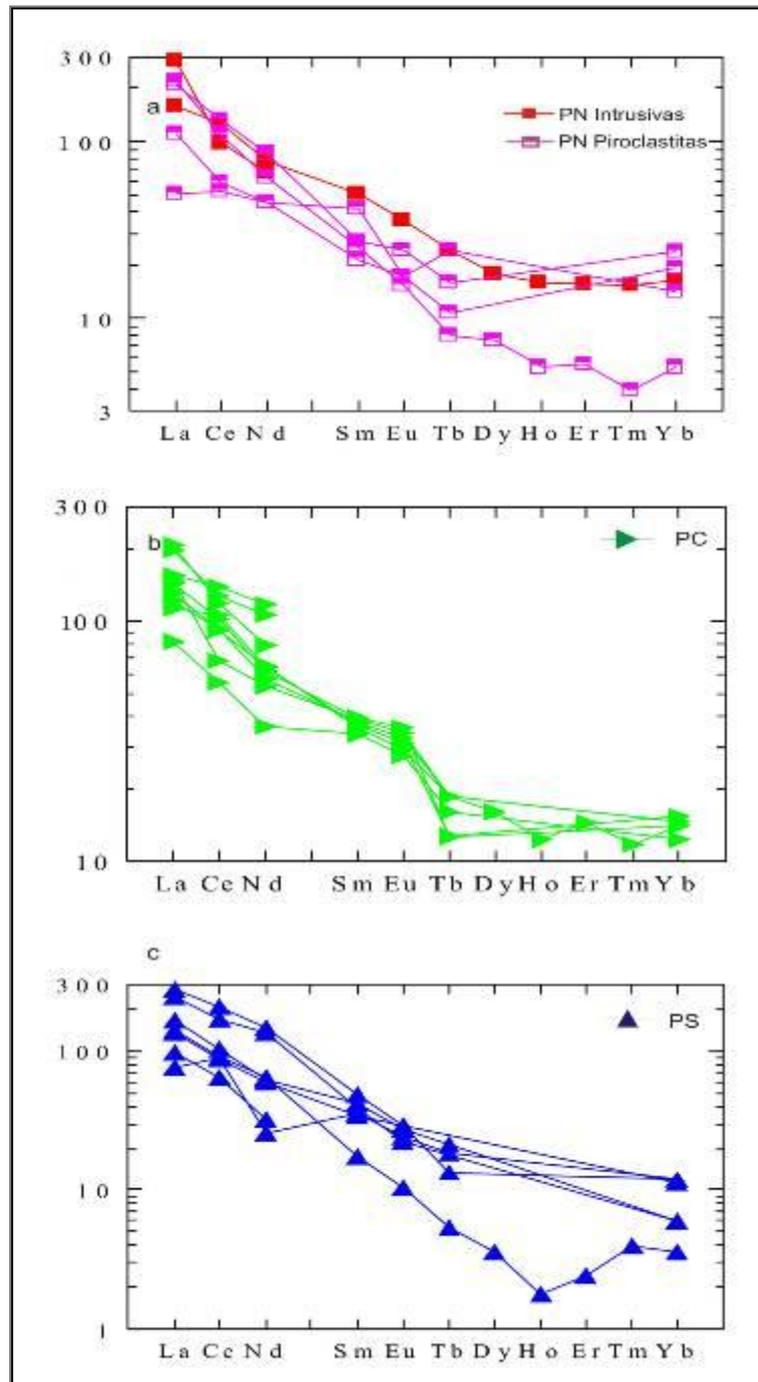


Figura 6.9. Diagramas de tierras raras normalizados al C_1 de **Sun y McDonough (1989)**.

Las muestras de Paramillos Norte (**Tabla 6.1**) presentan relaciones **La/Yb** intermedias (5-13,2), relaciones bajas **Sm/Yb** (1 - 4,2) y relaciones bajas a intermedias **La/Sm** (4,83 - 14,74) (**Tabla 6.1**). La anomalía de Eu varía entre prácticamente nula a positiva (0,93-1,18).

En Paramillos Centro (**Tabla 6.1**) la relación **La/Yb** presenta valores moderados (7,14-11,6) en tanto la relación **Sm/Yb** es baja (2,15-2,54) y la relación **La/Sm** es baja (2,88 a 5,83). En las rocas de este sector la anomalía de Eu es positiva (1,104 y 1,46) (**Tabla 6.1**).

En Paramillos Sur las rocas (**Tabla 6.1**) presentan relaciones **La/Yb** bajas a moderadas (9,47 a 122,27). Relaciones de **Sm/Yb** bajas a moderadas (2,79-7,36) y relaciones **La/Sm** moderadas (3,2-7-16,6). La anomalía de Eu muestra un amplio rango entre valores negativos (0,77) hasta valores fuertemente positivos (2,17).

6.4 ISÓTOPOS DE Sr–Nd–Pb

Las relaciones isotópicas de un elemento son fundamentales para la establecer la/las fuente/fuentes del magma y permiten comprender los procesos de mezcla y contaminación, ya que las relaciones no cambian durante los procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada (**Hawkesworth y Vollmer 1979; von Drach et al. 1986; Zindler y Hart 1986; Stern y Kilian 1996; Marschik et al. 2003b** entre otros).

Las relaciones isotópicas de Sr-Nd de los sistemas ígneos se ha constituido en una herramienta muy útil para establecer los procesos petrogenéticos y conocer aspectos relacionados a su génesis y evolución en el ámbito de los Andes (**McNutt et al. 1975; James et al. 1976; Gustafson 1979; Halpern 1979; Hawkesworth et al. 1979; McNutt et al. 1979; Drake 1981; López Escobar 1982; Hildreth y Moorbath 1988; Pichowiak 1994; Hodkinson et al. 1995; Parada et al. 1999; Marschik et al. 2003b; Chiaradia et al. 2008** entre otros).

La utilización de las relaciones isotópicas de Pb para interpretaciones petrogenéticas del magmatismo cuenta con numerosos antecedentes en el ámbito de los Andes (**McNutt *et al.* 1979; Barreiro y Clark 1984; Harmon *et al.* 1984; Camus Infanta 2003; Marschik *et al.* 2003a; Allègre 2008** entre otros). Para estudiar las relaciones isotópicas de Pb, se utilizan los modelos de reservorio de **Puig (1988)** y **Townley y Godwin (2001)** que se basan en modelos globales de **Zartman y Doe (1981)** y **Zindler y Hart (1986)**.

6.4.1 ISÓTOPOS DE Sr-Nd

Como puede observarse, las composiciones isotópicas en Sr/Nd para la región de Uspallata (corregidos para una edad de 16,9 Ma), muestran un amplio rango (**Tabla 6.2**). Las relaciones isotópicas de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ para PN (0,704000-0,704475) y PS (0,703700-0,705592) son bastante variables, en tanto que las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en PC varían en un rango estrecho (0,704994-0,705288).

	PN				PC			PS			
	UP82	UP84	UP85	UP86	UP71	UP69	UP70	UP67	UP75	GN14	GN21
Sm ppm	6,3	4,1	3,3	3,8	5,5	5,7	6,1	5,9	2,7	6,4	5,5
Nd ppm	21	84	21	29	23	30	29	63	30	29	12
$[^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}]$	0,18062	0,02939	0,09461	0,07889	0,14397	0,11439	0,12664	0,05638	0,05419	0,13287	0,27595
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	0,512764	0,512768	0,512584	0,512739	0,512578	0,512515	0,512519	0,5126704	0,512693	0,512562	0,512846
2σ	0,000008	0,000006	0,000011	0,000006	0,000032	0,000006	0,000005	0,000006	0,000022	0,000009	0,000006
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	0,512764	0,512768	0,512584	0,512738	0,512577	0,512514	0,512519	0,512664	0,512692	0,512562	0,512846
ϵ_{Nd}	2,88	2,96	-0,62	2,37	-0,76	-1,98	-1,89	0,94	1,48	-1,05	4,48
Sr ppm	561	550	360	407	877	1031	963	695	594	740	229
Rb ppm	154	422	142	293	78	81	128	208	166	173	427
$[^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]$	0,794	2,219	1,141	2,082	0,257	0,267164	0,384	0,866	0,808	0,676	5,393
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	0,704464	0,704533	0,704749	0,704724	0,705056	0,705353	0,705275	0,704212	0,704364	0,705788	0,704995
2σ	0,000006	0,000012	0,000003	0,000002	0,000002	0,000003	0,000002	0,000002	0,000003	0,000002	0,000006
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	0,704273	0,704	0,704475	0,704224	0,704994	0,705288	0,705183	0,704004	0,70417	0,705592	0,7037

Tabla 6.2. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Los datos han sido corregidos para los 16,9 Ma. $(\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{CHUR}0}$ calculado 0,512616

Por otra parte, las relaciones $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}$ son altas (0,512584 - 0,512768); en PC, las relaciones son más bajas y presentan un estrecho rango (0,512514-0,512577) en tanto en PS, las relaciones isotópicas son más altas y abarcan un rango de valores más amplio (0,512562-0,512846).

En el diagrama de correlación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}$ (**Figura 6.10**) las muestras se encuentran en el área del arreglo del manto (*Mantle Array*) con una tendencia hacia el campo de EMI.

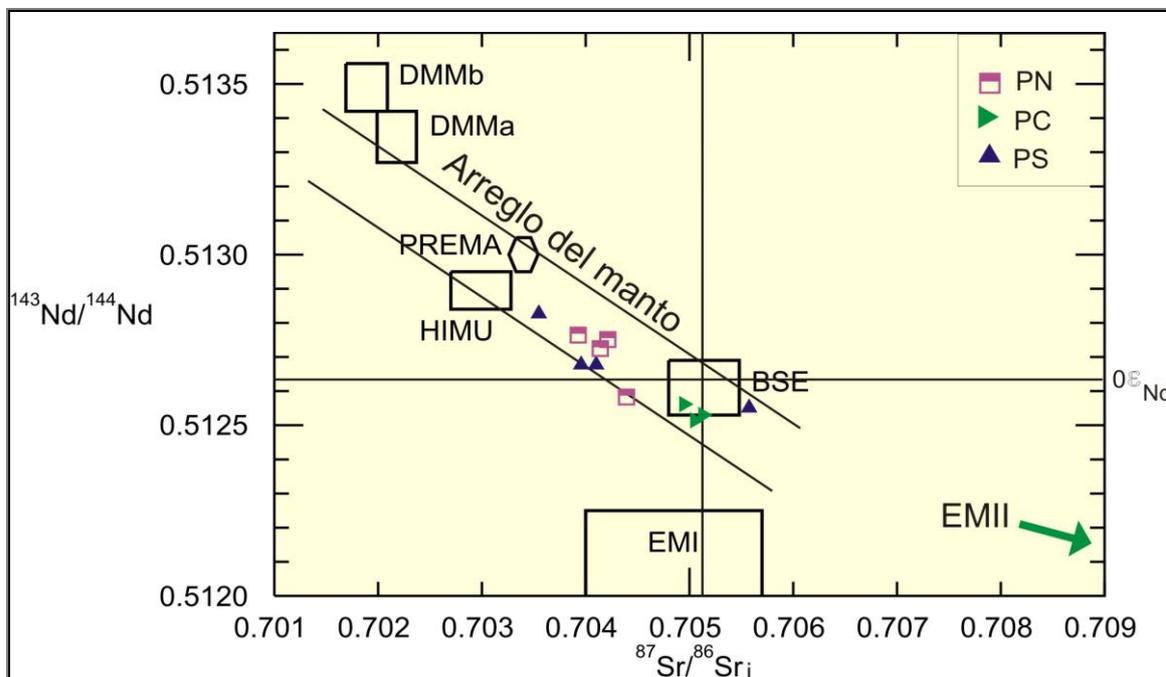


Figura 6.10. Diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}$ para rocas, basado en los reservorios isotópicos mantélicos de **Zindler y Hart (1986)**. **DMMb** (Manto empobrecido de *N-MORB*); **DMMa** (Manto empobrecido de *E-MORB*); **EMI** (manto con afinidad con corteza continental inferior); **EMII** (manto enriquecido con afinidad con corteza continental superior); **HIMU** (manto); **PREMA** (basaltos islándicos oceánicos); **BSE** (magma primitivo).

6.4.2 ISÓTOPOS DE Pb

Las composiciones isotópicas de Pb de las muestras de volcanitas de las áreas de Paramillos Norte, Centro y Sur se presentan en la **tabla 6.3**.

	PN			PC			PS			
	UP82	UP84	UP85	UP71	UP69	UP70	UP 67	UP 75	GN 14	GN 21
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,7841	18,6976	18,7384	18,5320	18,4732	18,5145	18,5318	18,5052	18,5178	18,5263
Std error	0,0008	0,0006	0,0016	0,0004	0,0004	0,0009	0,0007	0,0012	0,0004	0,0011
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,6309	15,6118	15,6145	15,5957	15,5865	15,5797	15,5835	15,5908	15,5868	15,5908
Std error	0,0008	0,0006	0,0015	0,0003	0,0004	0,0008	0,0006	0,0011	0,0003	0,0010
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38,5662	38,4616	38,5403	38,3082	38,2557	38,2813	38,3506	38,3553	38,3091	38,3462
Std error	0,0023	0,0014	0,0035	0,0008	0,0010	0,0019	0,0016	0,0027	0,0008	0,0031

Tabla 6.3. Relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras estudiadas. El error es 2σ .

PN presenta valores moderados a altos para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,6976-18,7841), las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan un estrecho rango (15,6118-15,6309) y las relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son elevadas (38,4616-38,5662).

En el caso de PC, las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son bajas y presentan un rango amplio (18,4732-18,5320), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,5797-15,5957) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,2557-38,3082).

En el área de PS, las relaciones isotópicas para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son moderadas y un rango estrecho (18,5052-18,5318), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ el rango es estrecho y moderado (15,5835-15,5908); las relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son altas y un amplio rango (38,3091-38,3553).

En el diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (**Figura 6.11**) las muestras se ubican dentro del campo de la corteza continental inferior, con participación del EMII y tendencia al aporte de corteza continental superior en menor medida en su génesis. Estos datos confirman la participación de corteza indicada por los isótopos de Nd (ver apartado 6.4.1).

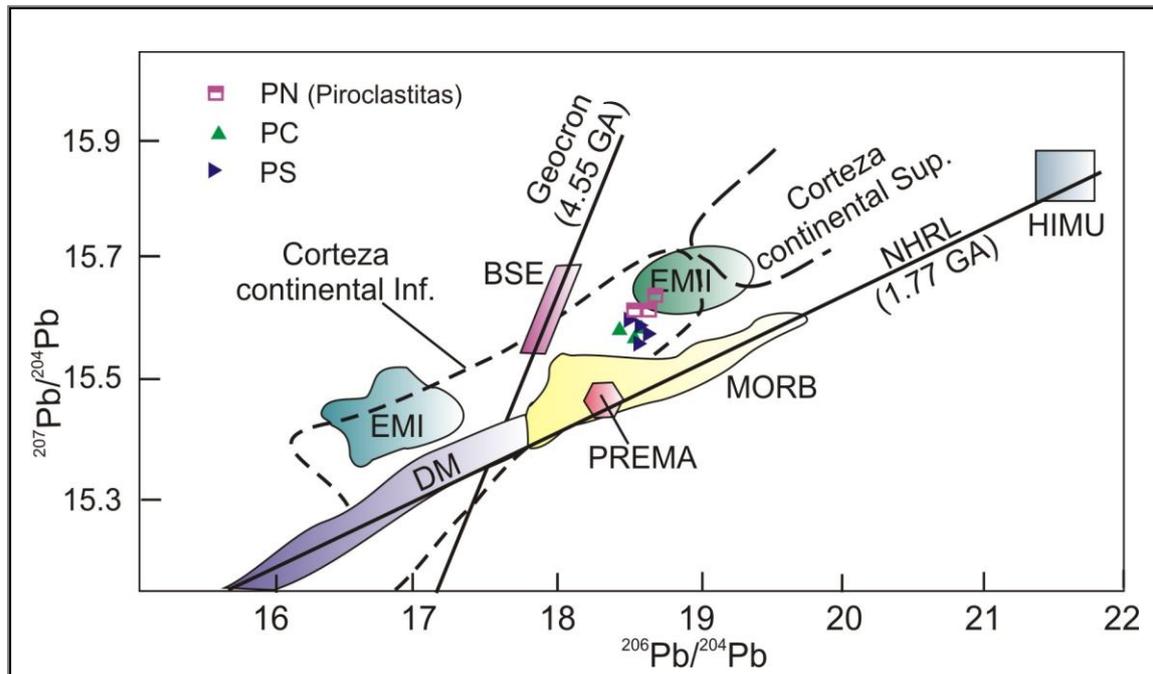


Figura 6.11. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Adaptado de Rollinson (1995).

En el diagrama uranogénico (Figura 6.12) las muestras estudiadas entran en el campo del ambiente de arco. Las relaciones isotópicas de Pb desarrollan un tren lineal entre los campos de corteza inferior y superior, lo que confirma la participación de corteza inferior en su génesis, como se observa en las figuras 6.10 y 6.11.

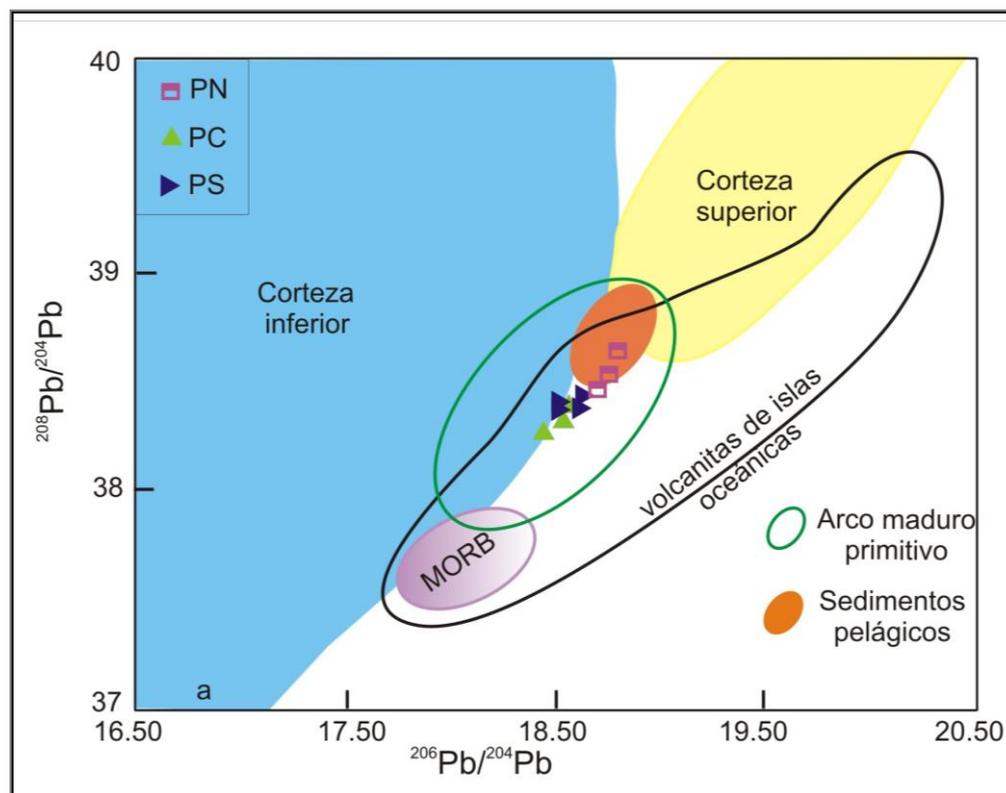


Figura 6.12. Diagrama uranogénico que grafica las relaciones isotópicas de Pb para rocas de la región en estudio. Adaptado de Zartman y Doe (1981).

6.5 CONSIDERACIONES

En la región de Paramillos de Uspallata, el magmatismo mioceno está representado por la Formación Cerro Redondo. Este magmatismo está representado principalmente por rocas intrusivas que forman stocks, filones-capa, diques y brechas magmáticas de composición fenoandesítica. En el área de PN, rodeando el cuerpo intrusivo, afloran piroclastitas de composición fenoandesítica con moderado grado de soldadura.

Los análisis realizados a las rocas de la Formación Cerro Redondo muestran que son rocas subcalcinas a alcalinas (**Figura 6.5**). Dado que de acuerdo al ambiente tectónico de este magmatismo (apartado 9.1) es esperable que las rocas se encuentren en el campo subcalino, el desplazamiento hacia el campo alcalino podría explicarse por un enriquecimiento en los álcalis producto de la alteración hidrotermal.

Las rocas intrusivas se clasifican como riodacitas-dacitas/andesitas/traquiandesitas/traquitas en tanto las piroclastitas se ubican en el campo de las traquitas-traquidacitas. Las rocas son meta a peraluminosas con un diagrama multielemental típico de arco que se confirma con el diagrama ambientes geotectónicos (**Figura 6.13**), donde las muestras grafican en el campo de los granitoides de arco volcánico.

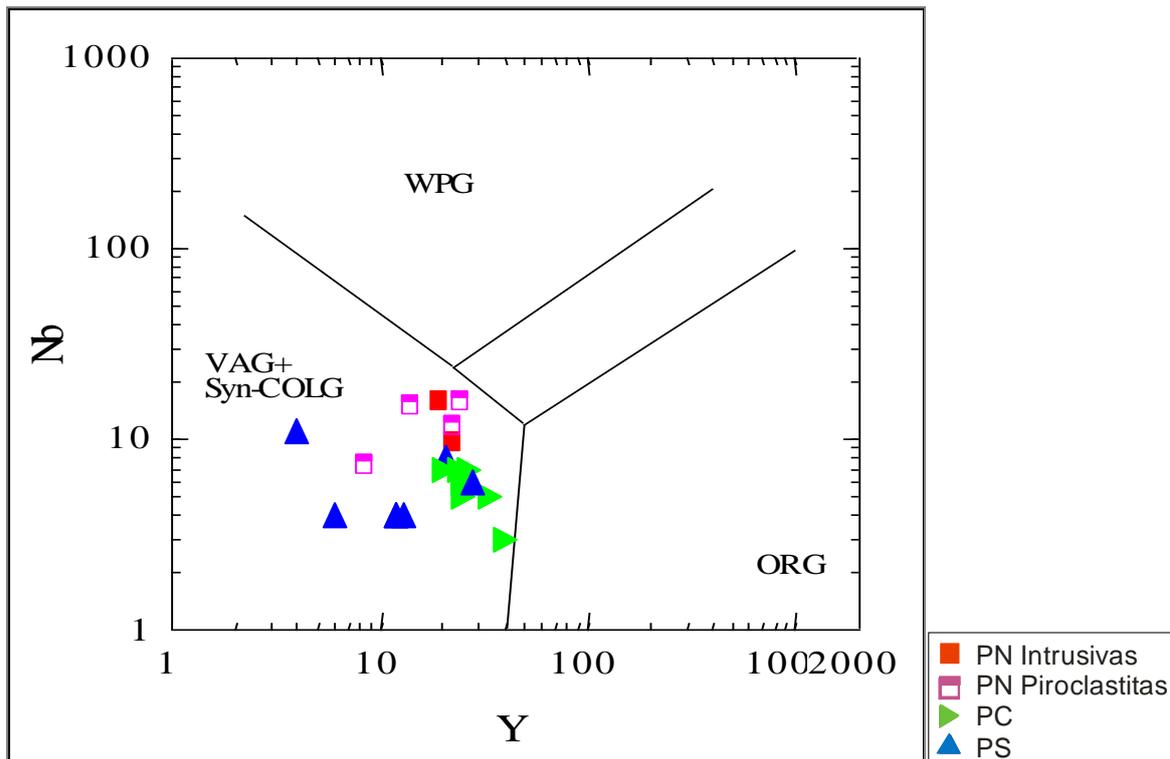


Figura 6.13. Diagrama para la clasificación de ambientes geotectónicos (Pearce *et al.* 1984). **WPG** (granitos de intraplaca); **VAG+Syn-COLG** (granitos de arco volcánico + granitos sin-colisionales); **ORG** (granitos de dorsal oceánica).

Para acotar con mayor precisión el ambiente tectónico se graficaron los resultados en el diagrama SiO_2 versus Ba/La (**Figura 6.14**).

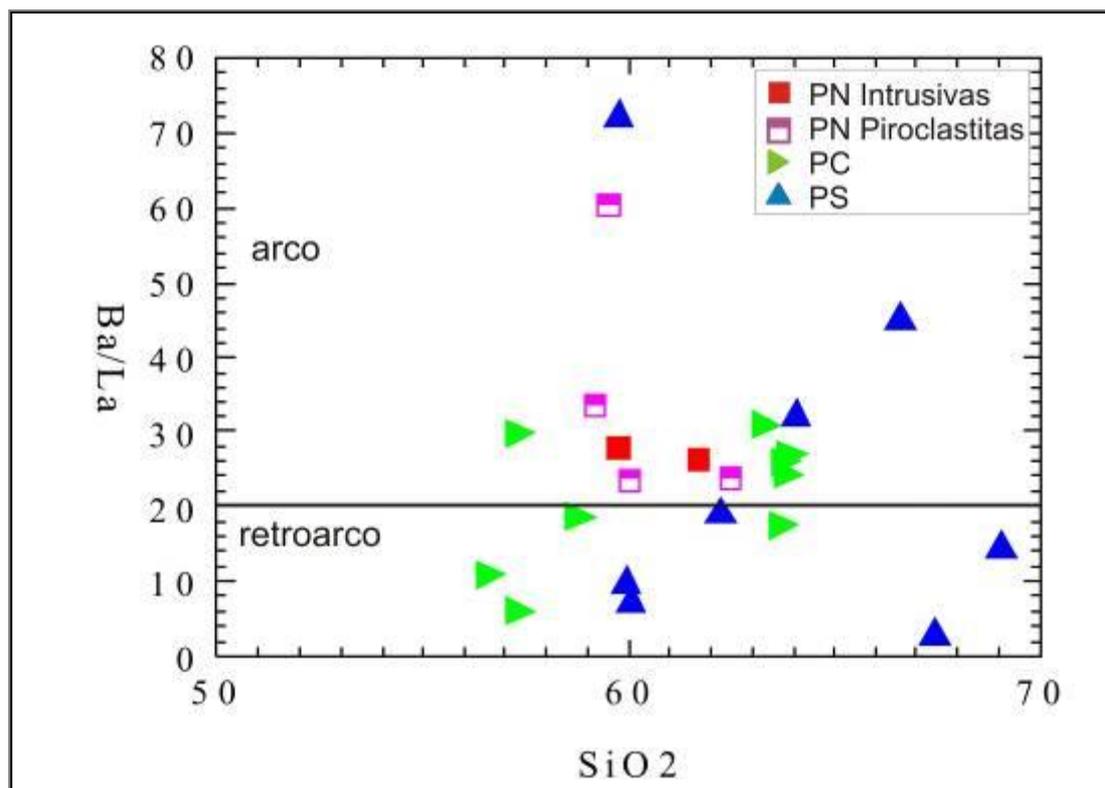


Figura 6.14. Diagrama SiO_2 versus Ba/La permite separar rocas de ambiente de arco y retroarco (Sruoga *et al.* 2008).

Si bien en este diagrama las muestras presentan una distribución heterogénea, se observa que la mayoría de ellas entran en el campo de las rocas de arco, pudiendo explicarse la dispersión de parte del conjunto hacia el campo de retroarco por el efecto de los procesos de alteración hidrotermal en los cuales el Ba resulta un elemento móvil, particularmente durante la alteración fílica (ver apartados 7.2.2; 7.3.2 y 7.4.2). Asimismo, la ausencia de una marcada anomalía de Eu podría explicarse por el estado de oxidación relativamente alto del magma, característica típica de los magmas de arco mineralizantes, motivo por el cual este elemento se comporta de manera similar a otras tierras raras donde el Eu está en su estado trivalente (Eu^{+3}) y no entra en las plagioclasas.

Los diagramas de tierras raras en líneas generales presentan una tendencia similar para todas las muestras con un enriquecimiento tanto de las LREE como las HREE respecto del condrito y un moderado enriquecimiento relativo en las LREE con respecto a las HREE (Figura 6.9). Las relaciones Sm/Yb de la Tabla 6.1 (Figura 6.15) presentan valores bajos a moderados para las de PN; bajos para las muestras de PC y moderados a altos en las de PS lo que sugiere en líneas generales un aumento de la presión que se expresa en

el pasaje del campo del piroxeno, pasando por el del anfíbol y finalmente al del granate como mineral residual lo que implicaría un aumento de la profundidad de la fuente de los magmas generadores de las volcanitas de PC a PS.

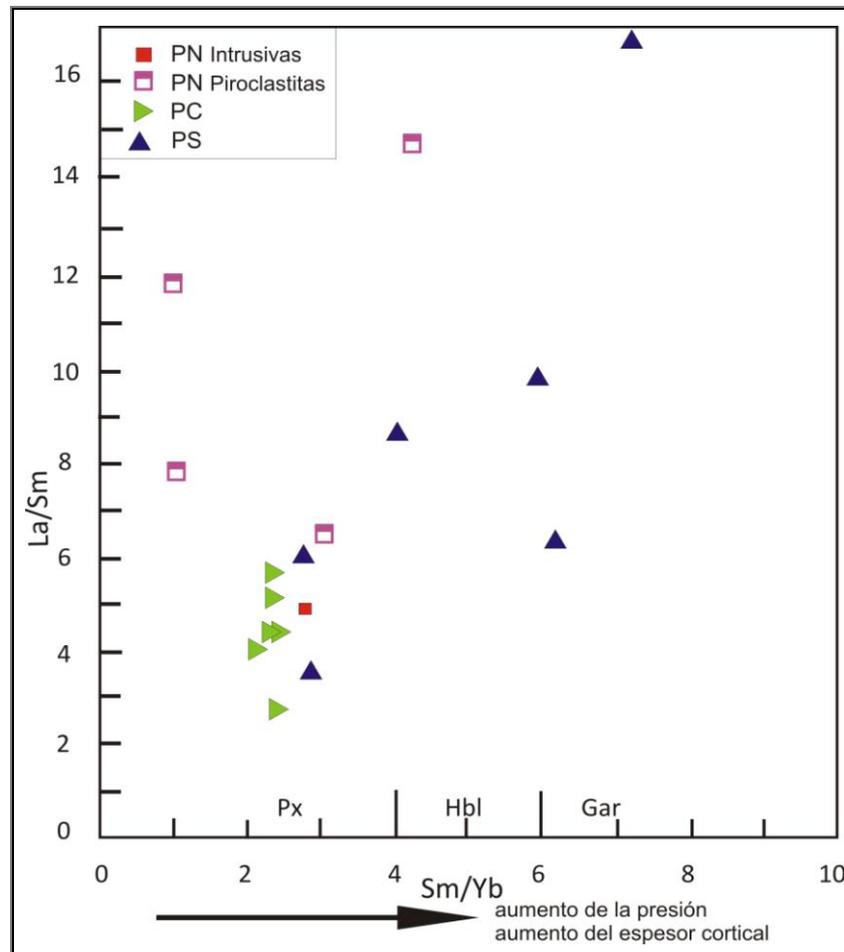


Figura 6.15. Diagrama Sm/Yb versus La/Sm. A medida que aumenta la relación Sm/Yb, se observan cambios que dependen de la presión, el piroxeno (ClinoPx) pasa a anfíbol y luego a granate en el residuo mineral en el magma generador. Adaptado de **Kay y Mpodozis (2001; 2002)**.

La relación La/Yb para PN es baja a moderadamente alta (5-57,78); en PC es baja a moderada (7,14-11,25); en tanto en el sector de PS la relación es moderadamente alta (9-58). Estos valores de La/Yb sumados a los altos valores de Sr (>400 ppm) podrían ser consecuencia de los procesos de erosión cortical y fusión en la cuña astenosférica o por fusión en la base de la corteza continental tectónicamente engrosada en el área del centro volcánico Cerro Colorado (**Kay y Mpodozis 2002**).

En el diagrama de correlación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}$ (**Figura 6.10**) las muestras plotean en el área del arreglo del manto (*Mantle Array*) con una tendencia hacia el campo del manto enriquecido (EMI), lo que indica la intervención de una fuente empobrecida isotópicamente y que sugiere la participación cortical en la génesis de estas rocas (**Carrasquero et al. 2013b**).

Las relaciones isotópicas de Pb de las muestras ratifican que se trata de rocas de arco con participación cortical en los magmas generados y sugiere además que los componentes corticales corresponden principalmente a corteza inferior. La presencia de estos materiales corticales estaría probada por la presencia en las rocas intrusivas de circones con núcleos heredados del magmatismo gondwánico (ver Capítulo 5).

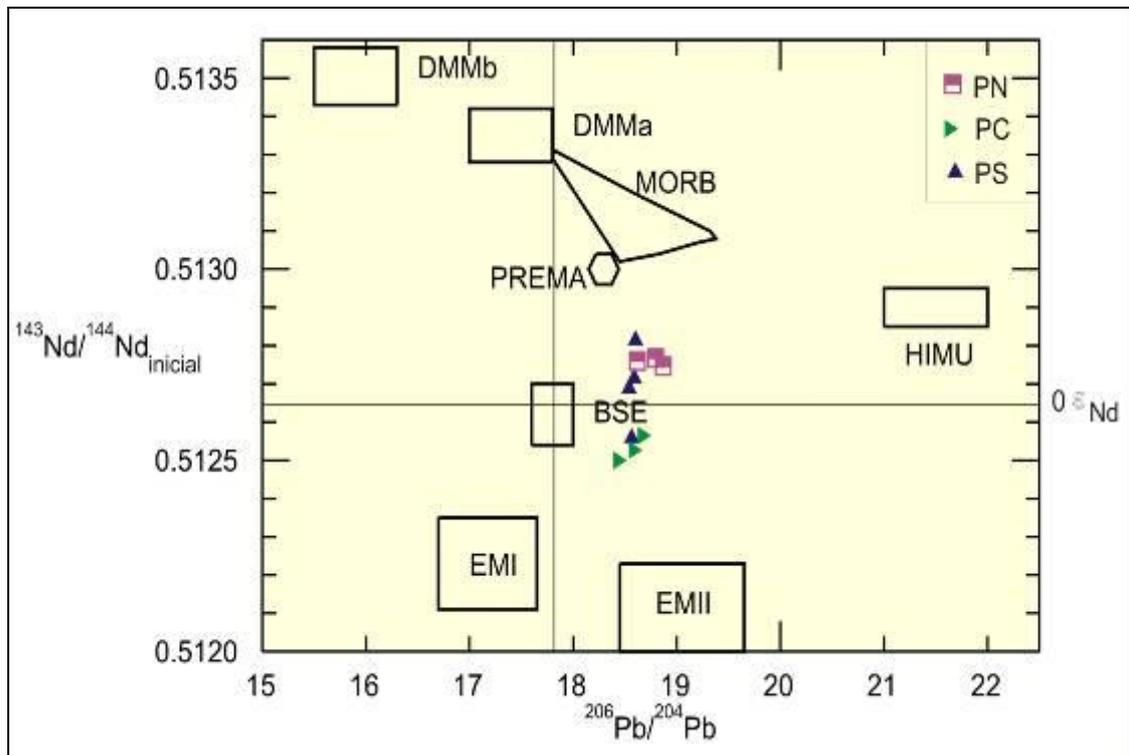


Figura 6.16. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$ para rocas, basado en los reservorios mantélicos de **Zindler y Hart (1986)**.

En el diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (**Figura 6.16**), las muestras se ubican entre el MORB y el EMII y muy cercanos al reservorio BSE con una tendencia hacia EMII lo que sugiere una composición primitiva, que confirmaría que se trata de un arco maduro primitivo, tal como se observa en el diagrama uranogénico (**Figura 6.12**).

CAPÍTULO 7

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO DE Cu-(Au)

7.1 ANTECEDENTES

Los depósitos cupríferos de la región son conocidos desde mediados del siglo XIX. **Rickard (1869)** los describió como remolinos o depósitos de cobre; el material extraído era fundido junto con minerales sulfurosos de la mina Salamanca en el establecimiento de Don Felipe Correa, aunque esta operación no producía mayormente ganancia pues se obtenía un fundido de cobre sin plata, suspendiéndose las actividades mineras en 1873 (**Stelzner 1922**).

En este sector se desarrollan una serie de vetas que fueron explotadas como mina Oscarcito. Las vetas tienen una potencia que varía entre 0,30 y 1 metro y un rumbo general N255°/79. La mena está constituida por especularita que fue explotada en forma artesanal durante varios años y el material fue vendido como ocre para pinturas (**Harrington 1971**).

En la década del '60 se desarrolló el Plan cordillerano, que tenía como fin la búsqueda de yacimientos de cobre diseminado. El plan comprendió la utilización de diferentes técnicas que incluyeron fotointerpretación geológica de mosaicos, relevamiento topográfico 1:5.000, relevamiento y diseño de una red destinada a la investigación geofísica de detalle y al muestreo geoquímico de suelos y plantas para análisis geoquímicos de elementos metálicos (Cu-Mo); muestreos sistemáticos de sedimentos de corriente (Cu-Mo) y muestreos geoquímicos de rocas (Cu-Mo); relevamiento geológico de detalle 1:5.000 y reconocimiento geológico de las áreas seleccionadas, entre otras tareas.

Producto de estas operaciones de prospección y exploración mineras, en el término de poco tiempo se delimitaron áreas de interés que incluyeron Paramillos Norte, Paramillos Centro y Paramillos Sur iniciándose posteriormente la etapa de perforaciones (**Navarro 1968; Romani 1968**). En el caso de Paramillos Norte se realizaron 13 perforaciones largas con un total de 2.312 m con recuperación parcial de testigo y cuatro perforaciones cortas (214 m en total), en tanto en el área de Paramillos Centro no se realizaron perforaciones (**Navarro 1968**). En Paramillos Sur se efectuaron 25

perforaciones largas con un total de 5.905 m y recuperación de testigos y siete perforaciones cortas que alcanzaron 450 m (**Romani 1968**).

En 1985 el Centro de Exploración Minera de la Dirección Nacional de Minería y Geología realizó estudios preliminares en el área; posteriormente, en 1989 la Dirección Nacional de Minería y Geología en convenio con la provincia de Mendoza y con el aporte técnico y financiero de la G.T.Z. (Alemania) efectuaron un programa de exploración que incluyó relevamientos topográficos de superficie, reconocimiento de labores subterráneas, mapeos geológicos y de alteración de superficie; también se realizaron cuatro perforaciones, dos sobre el área de vetas auríferas Oro del Sur (Capítulo 8) y otras dos en el sector de Cerro Canario (este capítulo); los estudios se complementaron con análisis químicos por elementos metálicos (Au-Ag) y estudios petrográficos y mineralógicos de muestras de superficie y perforación (**Fusari et al. 1993**).

7.2 PÓRFIRO PARAMILLOS NORTE

7.2.1 YACENCIA

Paramillos Norte (**Figura 7.1**) se encuentra ubicado al noreste del pueblo de Uspallata. Para acceder al depósito, se debe recorrer, desde la localidad de Uspallata por la ex ruta 7, cerca de 30 kilómetros de camino asfaltado (en las cercanías del pueblo) y de ripio (a partir del punto conocido como Puesto Policial o Puesto Uno); al llegar al Kilómetro 25 se debe tomar la huella que corre en dirección al norte y atraviesa el Agua del Jagüel y a dos kilómetros aproximadamente se encuentra la senda que da acceso a las minas Paramillos Norte N° I y Oscarcito. Paramillos Norte está situado a 2900 msnm y se emplaza al norte de la Quebrada de las Minas abarcando un área de alteración de ~4 km².

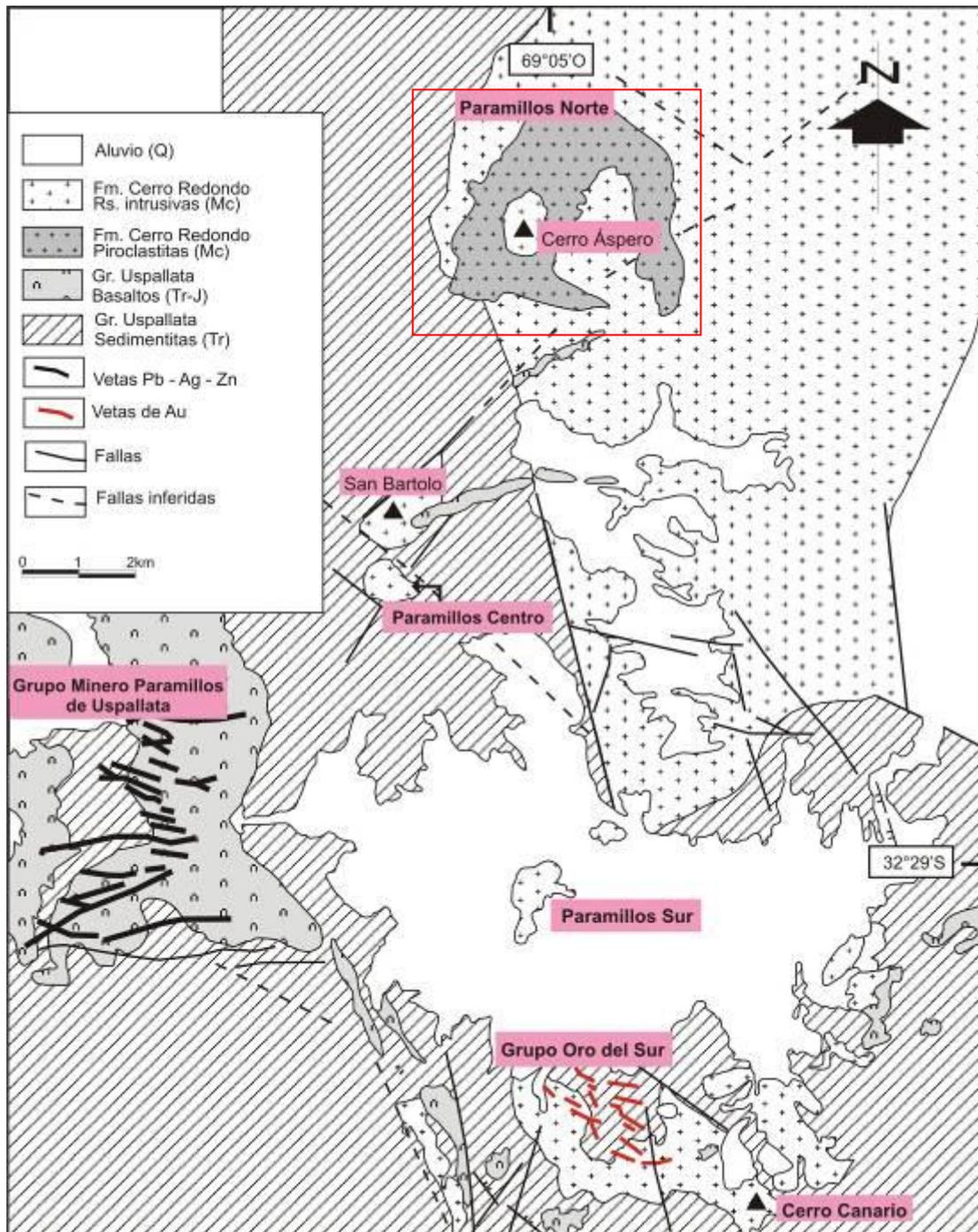


Figura 7.1 Ubicación del depósito Paramillos Norte en el área de estudio. Modificado de Lavandaio y Fusari (1999).

La roca de caja de la mineralización es la Formación Cerro Redondo, conformada en esta área por rocas intrusivas que constituyen stocks, filones-capa, diques y brechas magmáticas de composición andesítica y por piroclásticas de composición fenoandesítica con moderado grado de soldadura (**Figura 7.2**). En el área se destaca el Cerro Áspero, constituido por una andesita de textura porfírica a microgranosa compuesta

principalmente por plagioclasa, acompañada de anfíbol verde, piroxeno y feldespato potásico con escaso cuarzo intersticial y como accesorios titanita y minerales opacos de formas cúbicas.

Cerro Áspero, constituido por una andesita de textura porfírica a microgranosa compuesta principalmente por plagioclasa, acompañada de anfíbol verde, piroxeno y feldespato potásico con escaso cuarzo intersticial y como accesorios titanita y minerales opacos de formas cúbicas.

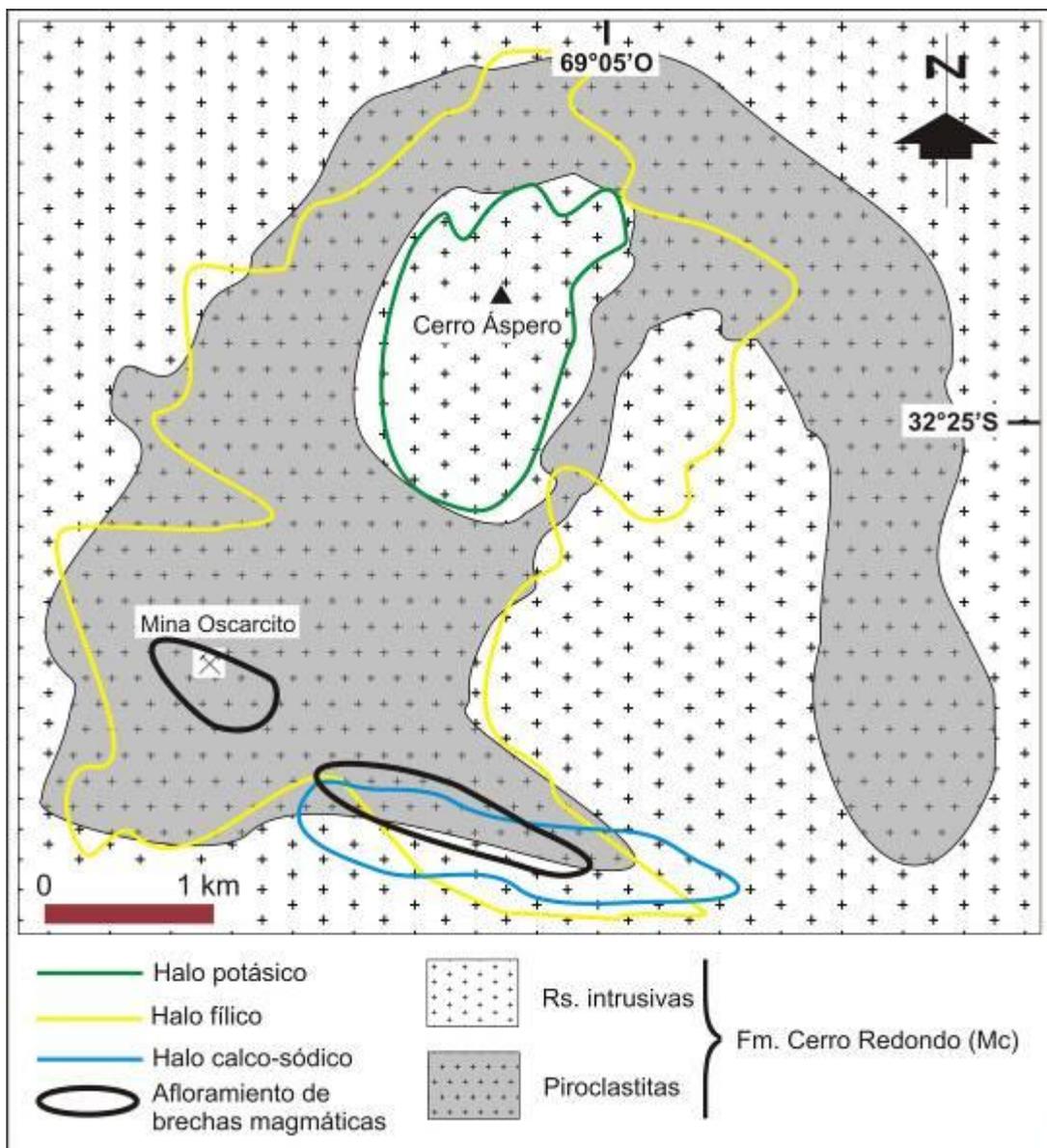


Figura 7.2. Geología y alteración del área de Paramillos Norte.

7.2.2 ALTERACIÓN

El área de alteración está conformada por un núcleo de alteración potásica al que se asocia un halo de alteración calco-sódica que se desarrolla en el Cerro Áspero, el cual está rodeado por un extenso halo fílico.

La alteración potásica se desarrolla principalmente en el intrusivo andesítico del Cerro Áspero y es de intensidad suave y se presenta con una paragénesis compuesta por feldespato potásico-biotita-magnetita-(sericita-cuarzo). El feldespato potásico aparece como cristales en crecimiento, como motas en la plagioclasa o conformando mosaicos. La biotita ocurre en forma intersticial, conformando nidos y alterando parcialmente a las plagioclasas. La magnetita (**Figura 7.3a**) aparece particularmente al sur del área de estudio formando venas de entre 1 y 3 centímetros de espesor rellenas con sílice y “verdes de cobre” o bien como cemento de brechas junto con “verdes de cobre” y jarosita que se encuentran en el borde occidental del núcleo potásico (**Figura 7.3b**). La sericita se distribuye en forma intersticial y como alteración de las plagioclasas. Asimismo se identificó (**Navarro 1968**) turquesa en venillas o formando pecas y la malaquita impregnando las rocas o rellenando venillas. También se observan escasas venillas de cuarzo con sutura central y acompañado de óxidos de Fe.

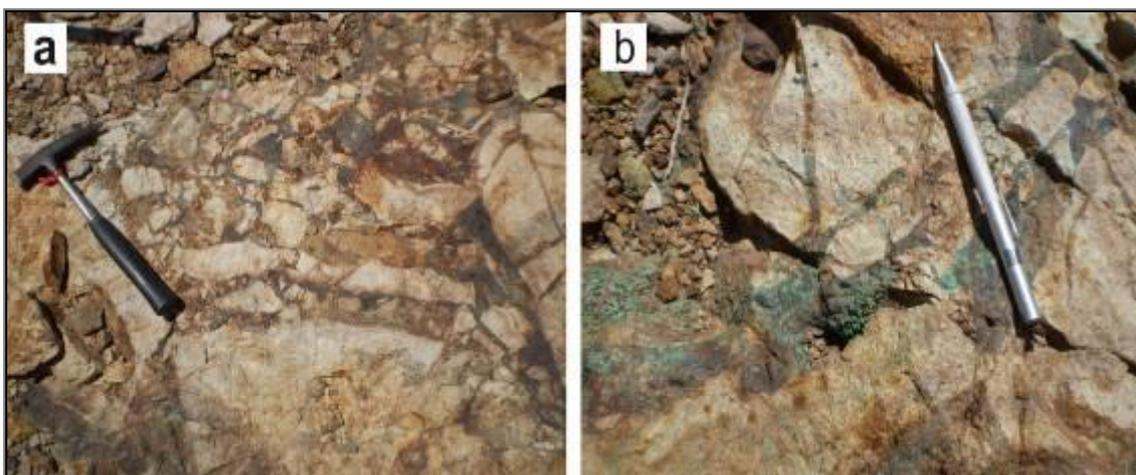


Figura 7.3a. Magnetita cementando clastos de brechas hidrotermales. **b.** Venas de magnetita con oxidados de cobre asociados a la magnetita.

Al sur de Paramillos Norte, se presenta la **alteración calco-sódica**, de intensidad moderada, está constituida por una paragénesis de tremolita-magnetita-epidoto-clorita-carbonato-(cuarzo). La tremolita (**Figura 7.4b**) se presenta en orlas, está espacialmente asociada con magnetita se encuentra en parte reemplazada por biotita. El epidoto (pistacita) se encuentra en gránulos diseminados, la clorita conforma agregados de distribución intersticial y el carbonato constituye motas. También se reconocen venas milimétricas compuestas por tremolita y magnetita con cuarzo subordinado. Esta asociación de alteración es típica de una alteración calco-sódica (**Dilles y Einaudi 2001; Sillitoe 2010**) y el reemplazo de tremolita por biotita, indica que a esta paragénesis se sobreimpone la alteración potásica.

La alteración fílica se desarrolla principalmente en las piroclastitas (**Figura 7.4c**) que están compuestas por litoclastos de andesitas, monzonitas y en menor cantidad de sedimentitas y cristaloclastos de plagioclasa, feldespatos potásico y biotita. El rutilo se encuentra como gránulos diseminados y la albita aparece en forma intersticial y como parches en los feldespatos. Ocasionalmente, en el halo fílico se reconocen relictos de alteración potásica representados por orlas y motas de feldespatos potásico (**Figura 7.4a**) y laminillas de biotita en plagioclasa.

La matriz tiene textura felsítica fina y de ella participa escaso cuarzo. La alteración fílica tiene distribución heterogénea y su intensidad varía de suave a muy fuerte y está compuesta por sericita-ex pirita-(cuarzo-rutilo-albita). La sericita ocurre como reemplazo de los cristaloclastos de feldespatos, en forma intersticial, obliterando totalmente en sectores, la textura de la matriz y como reemplazo de la biotita hidrotermal (**Figura 7.4d**).

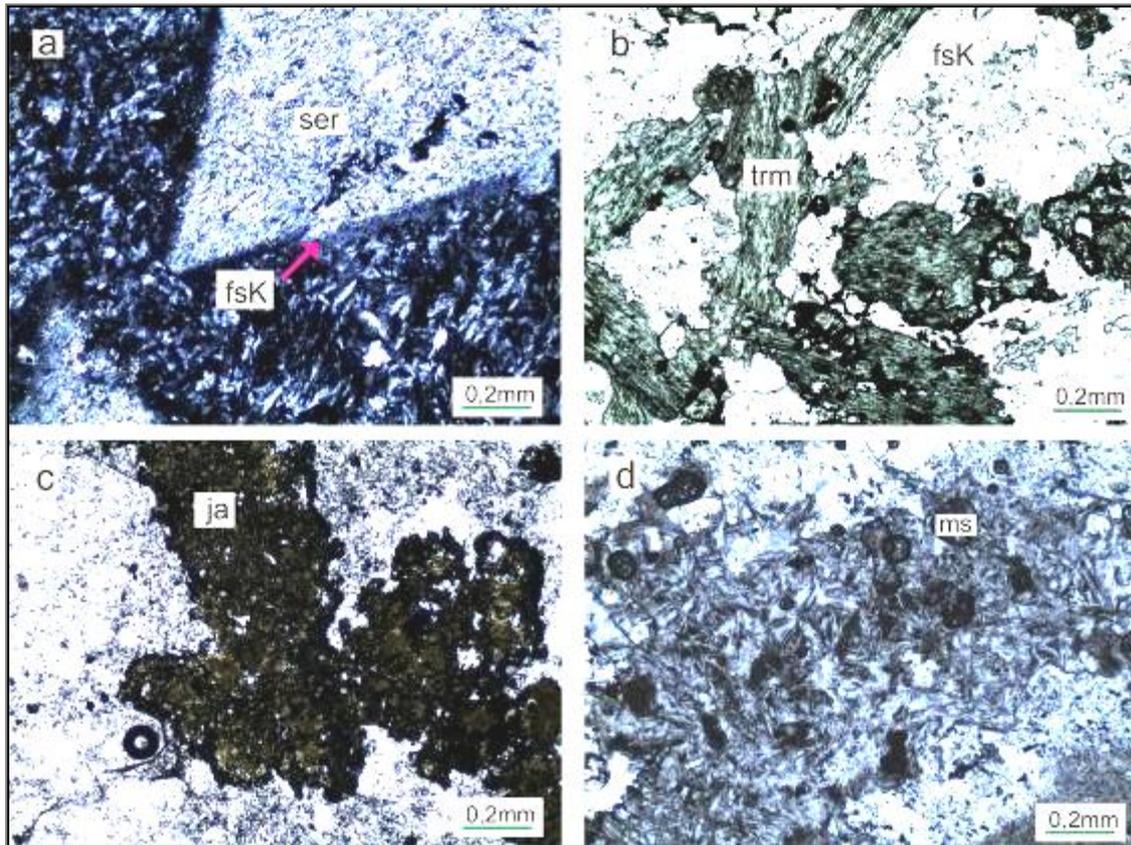


Figura 7.4. Fotomicrografías de las asociaciones de alteración. **a. Alteración potásica:** Orlas de feldespato potásico (fsK) rodeando un cristal de plagioclasa sericitizado (ser). **b. Alteración calc-sódica:** cristales de tremolita (trm) y feldespato potásico (fsK). **c. Alteración fílica:** jarosita (ja) en roca de caja piroclástica. **d. Alteración fílica:** muscovita (ms) dispuesta en nidos.

7.2.3 MINERALIZACIÓN

7.2.3.1 Mineralización de superficie

El halo fílico se caracteriza por la presencia de abundantes minerales producto de lixiviación que incluyen limonitas castaño rojizo y abundante jarosita que se presentan como impregnaciones, tapizando planos de fractura y conformando textura de boxwork (**Figura 7.5a**). Al sur de Paramillos Norte, en el área de Crestón Amarillo se pudo identificar pirita diseminada (**Figura 7.5b**).

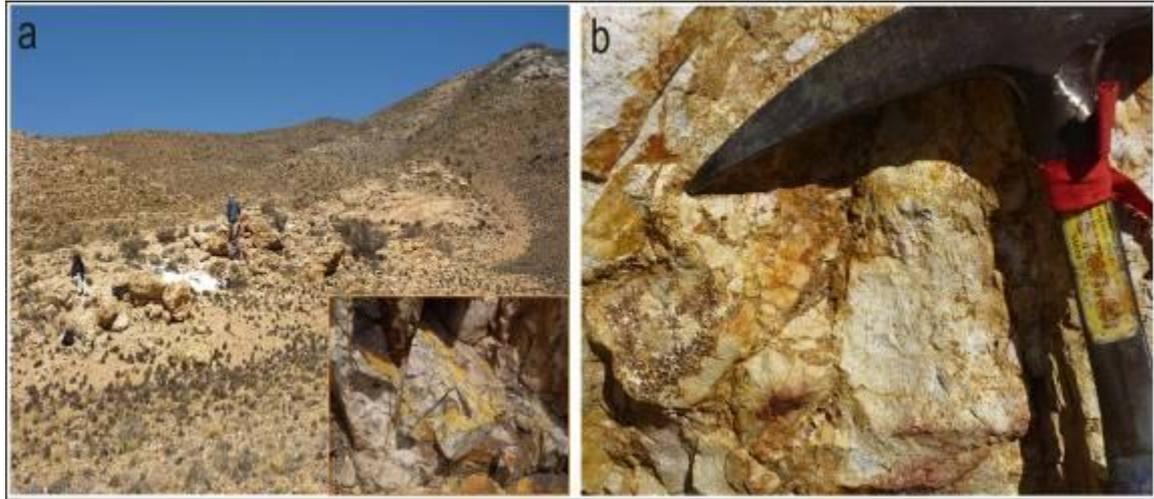


Figura 7.5a. Vista de un sector del halo fílico. En la parte inferior derecha se destacan los colores ocres dados por la jarosita tapizando fracturas. **b.** *Boxworks* de pirita.

Un mineral primario tardío que se observa en superficie es la especularita (**Figura 7.6**), que se presenta distribuida en toda la región en venillas y nidos de 1 a 3 cm de longitud promedio y conformando vetas localizadas en el sector SO del halo fílico.

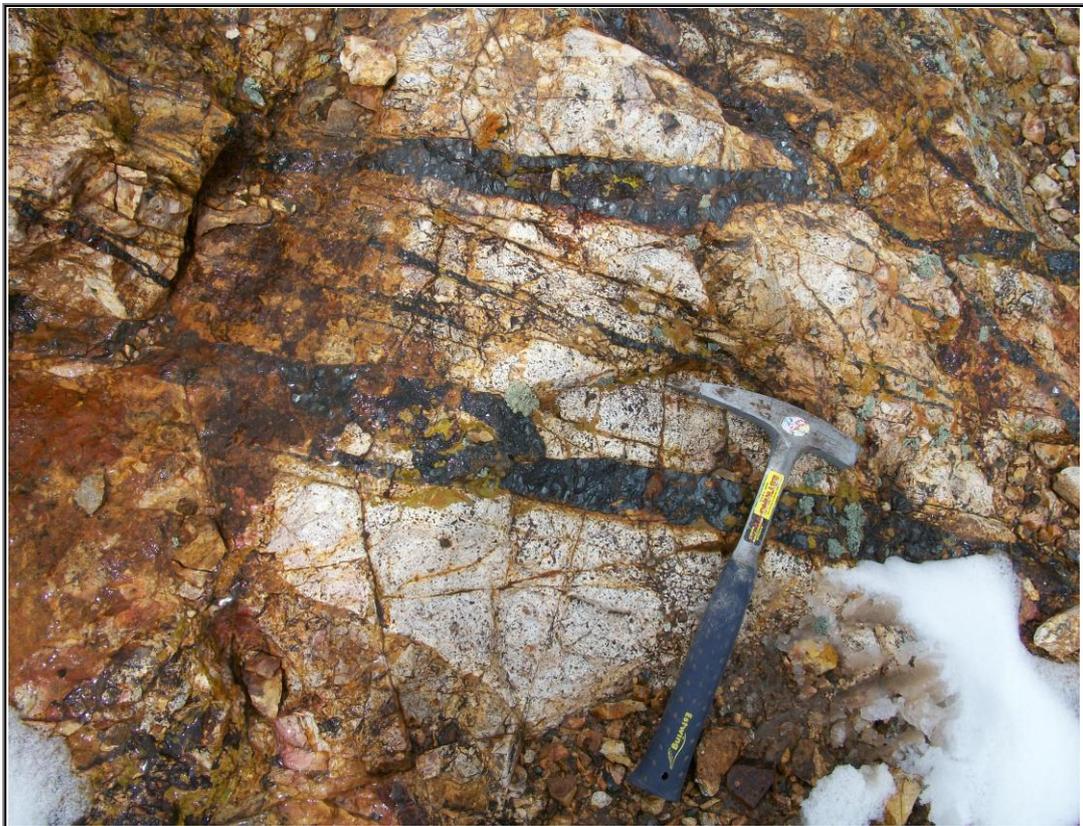


Figura 7.6. Venas de hematita (Mina Oscarcito).

7.2.3.2 Mineralización de profundidad

Mineralización hipogénica

Los minerales primarios se presentan en volcanitas miocenas y en brechas magmáticas (Ver apartado 6.2 Descripción de los afloramientos) diseminados y en venillas. La pirita, calcopirita y specularita son los principales minerales reconocidos. Minoritariamente se identificó magnetita, pirrotina, bornita, molibdenita, escaso oro nativo y muy escasa mackinawita (**Navarro 1968**).

La calcopirita aparece diseminada rellenoando espacios entre cristales de pirita o en venillas que atraviesan la pirita. También se encuentra como inclusiones en magnetita y en pirita. La specularita se observa diseminada y formando venillas con calcopirita y pirita.

La magnetita se presenta en cristales euhedrales y subhedrales, ya sea diseminada, en agregados granulares y como cemento de brecha. La pirita se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, ya sea diseminada o formando venillas con ganga de sílice que atraviesan la magnetita; también aparece como inclusiones en magnetita. La pirrotina aparece como inclusiones en pirita. La bornita se presenta asociada a calcopirita. El oro nativo es muy escaso y ocurre diseminado. La molibdenita se presenta en agregados granulares, diseminada, rellenoando venillas que cortan a la pirita y como inclusiones en pirita. La mackinawita se encuentra como desmezcla de calcopirita y asociada a pirita (**Navarro 1968**).

Mineralización supergénica

Los principales minerales supergénicos son calcosina, hematita y covelina, reconociéndose en forma subordinada cuprita, digenita, delafossita (CuFeO_2), cobre nativo, turquesa, malaquita (**Navarro 1968**). La calcosina reemplaza principalmente a calcopirita y en menor medida a pirita. La hematita se presenta en orlas de reemplazo en magnetita y pirita. La cuprita ocurre diseminada y en venillas. La covelina es escasa y está asociada a la calcosina (**Figura 7.7b**). La digenita se presenta como reemplazo de

calcopirita. La delafossita aparece diseminada, en agregados granulares y rellenando venillas en ocasiones con textura coloforme. Aparece asociada a cuprita, malaquita y crisocola. El cobre nativo reemplaza a calcosina. La turquesa y la malaquita se presentan en venillas finas, en pátinas e impregnaciones. La limonita (**Figura 7.5b**) rellena fracturas en pirita (**Navarro 1968**).

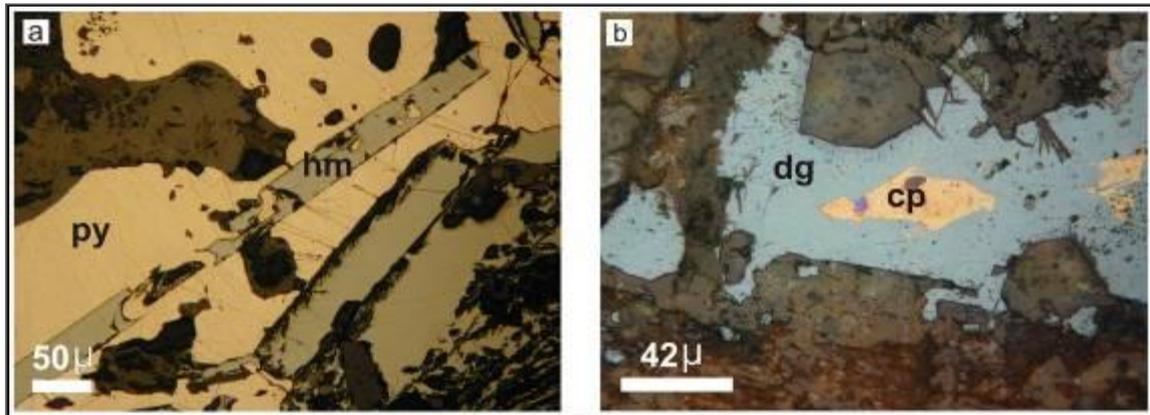


Figura 7.7. Fotomicrografía de minerales opacos en muestras de perforación. **a.** Perforación PN3 muestra 466': Pirita (py) parcialmente reemplazada por especularita (hm). **b.** Perforación PN8 muestra 530': Calcopirita (cp) reemplazada parcialmente por digenita (dg).

En base a las relaciones texturales entre los minerales de mena hipogénicos y supergénicos se construye la secuencia paragenética parcial que se presenta en la **Tabla 7.1**.

Minerales	Minerales hipogénicos	Minerales supergénicos
Calcopirita	—————	
Mackinawita	—————	
Magnetita	—————	
Pirrotina	—————	
Bornita	-----	
Pirita	—————	
Molibdenita	—————	
Especularita	-----	
Calcosina		-----
Covelina		-----
Hematita		-----
Cuprita		-----
Cu ⁰		-----
Delafossita		-----
Turquesa		-----
Malaquita		-----
Limonitas		-----

Tabla 7.1. Secuencia paragenética parcial de la mineralización de Paramillos Norte.

7.2.4 Perfiles de meteorización

Durante la realización del Plan Cordillerano se efectuaron 13 perforaciones largas y 4 cortas (**Figura 7.8**) que aportan información sobre la distribución de la mineralización hipogénica y supergénica (**Navarro 1968**) la cual se resume en la **tabla 7.2** y a partir de la cual fue posible reconstruir una serie de perfiles (**Figura 7.9**) donde se puede apreciar la distribución en vertical de las zonas de oxidación y enriquecimiento supergénico.

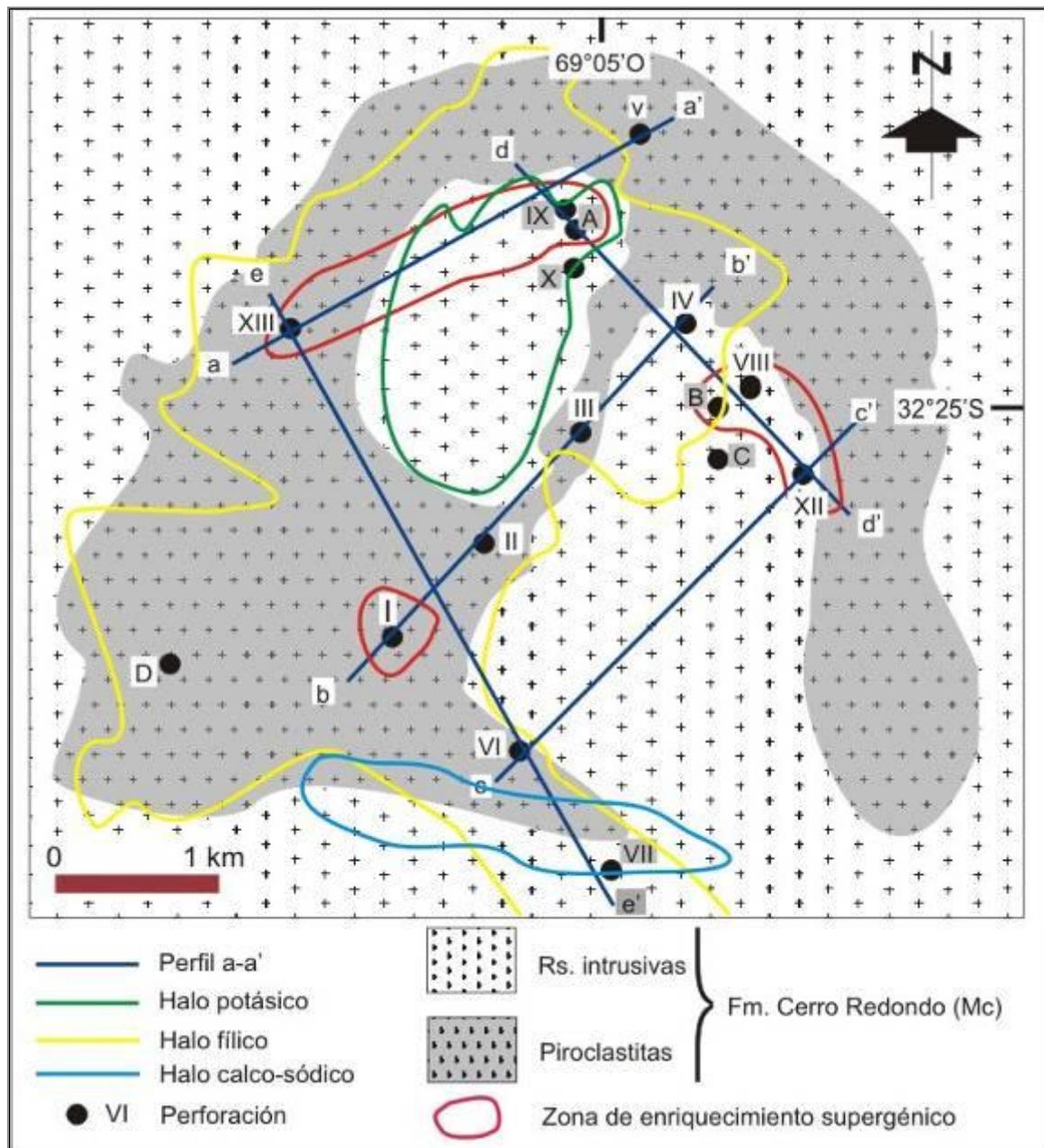


Figura 7.8. Ubicación de los perfiles, perforaciones y zonas de enriquecimiento supergénico en el área del depósito Paramillos Norte.

La zona de lixiviación está presente en todos los perfiles. En el corte *a-a'* se desarrolla en las perforaciones XIII y V que son los extremos del perfil en tanto desaparece en la zona central del mismo; se la identifica superficialmente en el sector nor-noreste en el perfil *c-c'* (Perforación XII) donde alcanza un desarrollo de aproximadamente 50 m de espesor; en tanto el espesor máximo (114 m) se identifica en el perfil *d-d'* (perforación VIII) (Tabla 7.2).

Perforación	Profundidad perforación (m)	Espesor Zona lixiviación espesor (m)	Espesor Zona oxidación (m)	Espesor Zona Enriq. supergénico (m)	Espesor Zona primaria (m)	Ley Cu promedio sondeo (ppm)	Ley Mo promedio sondeo (ppm)
I	145	43,5		102		940,75	25,25
II	180	34,5	37,5		108	576	13
III	252	54	57		141	359	30
IV	181,5	24	6		151	155/	21
V	171	24	18		129	803	14
VI	144				144	499	15
VII	60				60	260	13
VIII	247,5	114	9,9	37,8	85,5	17.000	700
IX	171		24	71,7	75	3.330	131
X	183		45		138	340	91
XI	148,5		45		103,5	205	97
XII	246	30		40,5	175,5	2.315,5	5
XIII	151,5	60	40	8	43,5	3.700	380
A	54		54			991	287
B	51		51			7000	45
C	54	34,5	19,5			1133	11
D	45	33,5			11,7	193,5	17

Tabla 7.2. Resumen de las perforaciones del área de Paramillos Norte (Navarro 1968).

La zona de oxidación presenta un desarrollo moderado y un espesor máximo de 57 m (sondeo III) (Tabla 7.2) identificándose principalmente en los perfiles *a-a'* y *b-b'* en el centro del área de estudio (Figuras 7.8 y 7.9).

La zona de enriquecimiento supergénico se puede identificar en el perfil *d-d'* (Figura 7.9) en las perforaciones IX, XIII y A; en el perfil *a-a'*, la zona de enriquecimiento supergénico se desarrolla, con poco espesor, en la perforación XII en tanto en la perforación IX alcanza valores más amplios. El enriquecimiento supergénico alcanza su máximo espesor en las perforaciones I (102 m) y X (71,7 m) (Figuras 7.8 y 7.9).

La zona primaria se identifica en superficie en los perfiles *c-c'* y *e-e'* a los largo de los sondeos VI y VII. El mayor espesor es de 175,5 m (Tabla 7.2). La base de la mineralización primaria queda abierta pues los sondeos finalizaron dentro del mineral primario.

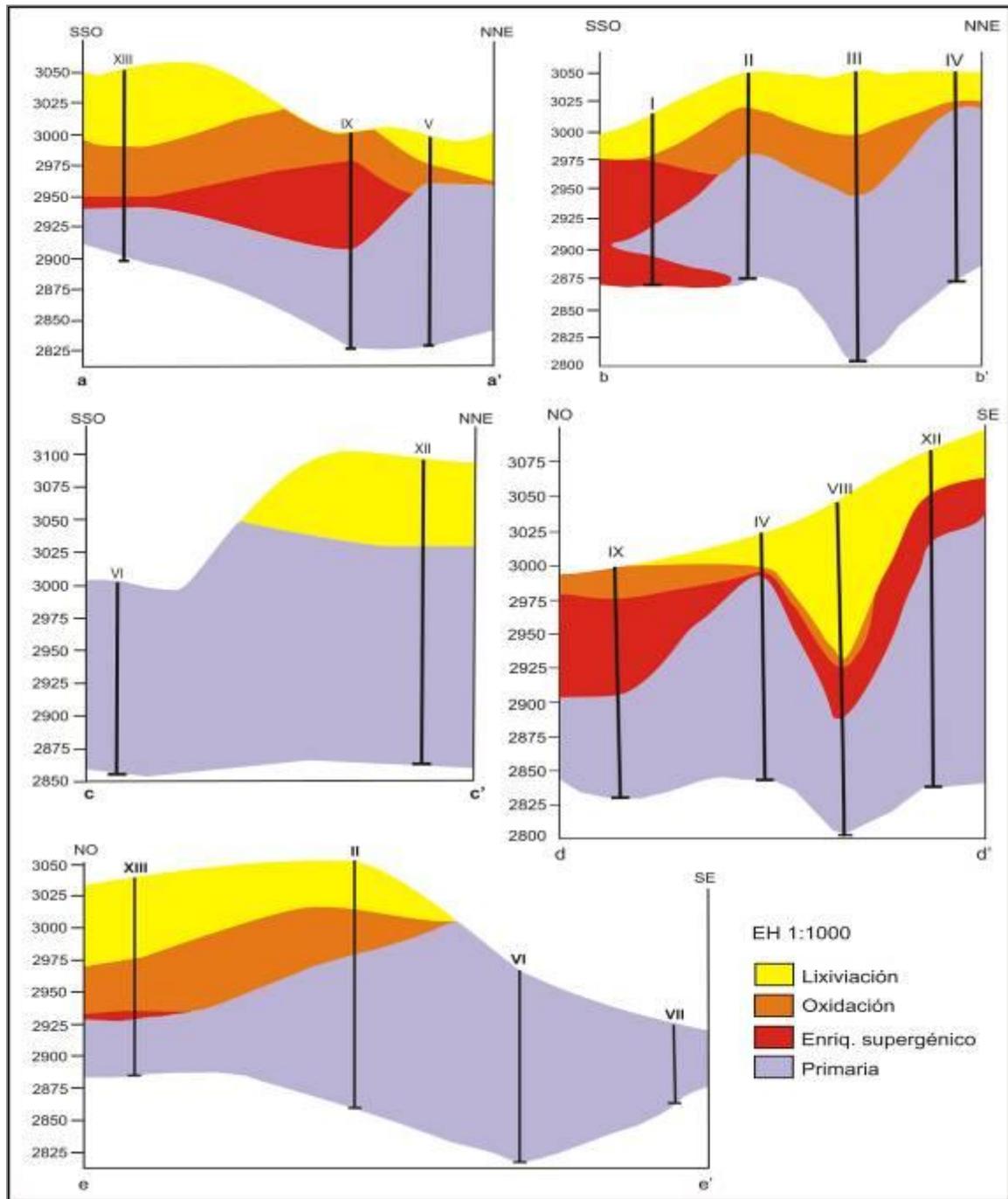


Figura 7.9. Perfiles que muestran el desarrollo de las zonas de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supergénico en diferentes áreas del depósito.

7.2.5 GEOQUÍMICA DE METALES

Con el fin de establecer en forma general los contenidos en elementos metálicos que caracterizan a las zonas de alteración potásica y fílica se llevó a cabo un muestreo de superficie cuyos resultados se presentan en la **tabla 7.3**.

	UP79	UP82	UP84	UP85	UP86	87154
	Zona fílica			Zona potásica		
Pb	6	7				
Zn	21	18	18	19	22	70
Cu	9	32	17	17	9	50
S	28377	20976	10988	4436	2619	
As	4	12	3	14	7	
Sb					0,62	
Au		0,022	0,016	0,010		
Fe %		3,73	1,95	0,91	1,5	
Mo		10	6	3	1,46	
W		10	13	7		94

Tabla 7.3. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm) de muestras de superficie.

Los resultados obtenidos indican la presencia de valores ligeramente más elevados de Mo, Au y Cu en ambas zonas de alteración coincidiendo con las paragénesis de mena reconocidas en muestras de perforación. Si bien se detectan pequeñas variaciones positivas de Zn y As, no se han reconocido minerales portadores de estos metales. Los valores de Fe son considerablemente mayores en la zona fílica, lo que sugiere mayor participación de pirita en la misma, lo cual es típico de los sistemas de tipo pórfiro (**Lowell y Guilbert 1970**).

La **figura 7.10** muestra los contenidos de Cu y Mo en profundidad, a partir de datos de sondeos tomados de **Navarro (1968)**. Los valores de Cu aumentan en la zona de enriquecimiento supergénico en relación a la zona primaria y disminuyen en las zonas de lixiviación-oxidación; en el caso del Mo, al ser un elemento inmóvil en ambientes ácidos, su perfil de variación mostraría la distribución primaria de dicho elemento (**Figura 7.10**).

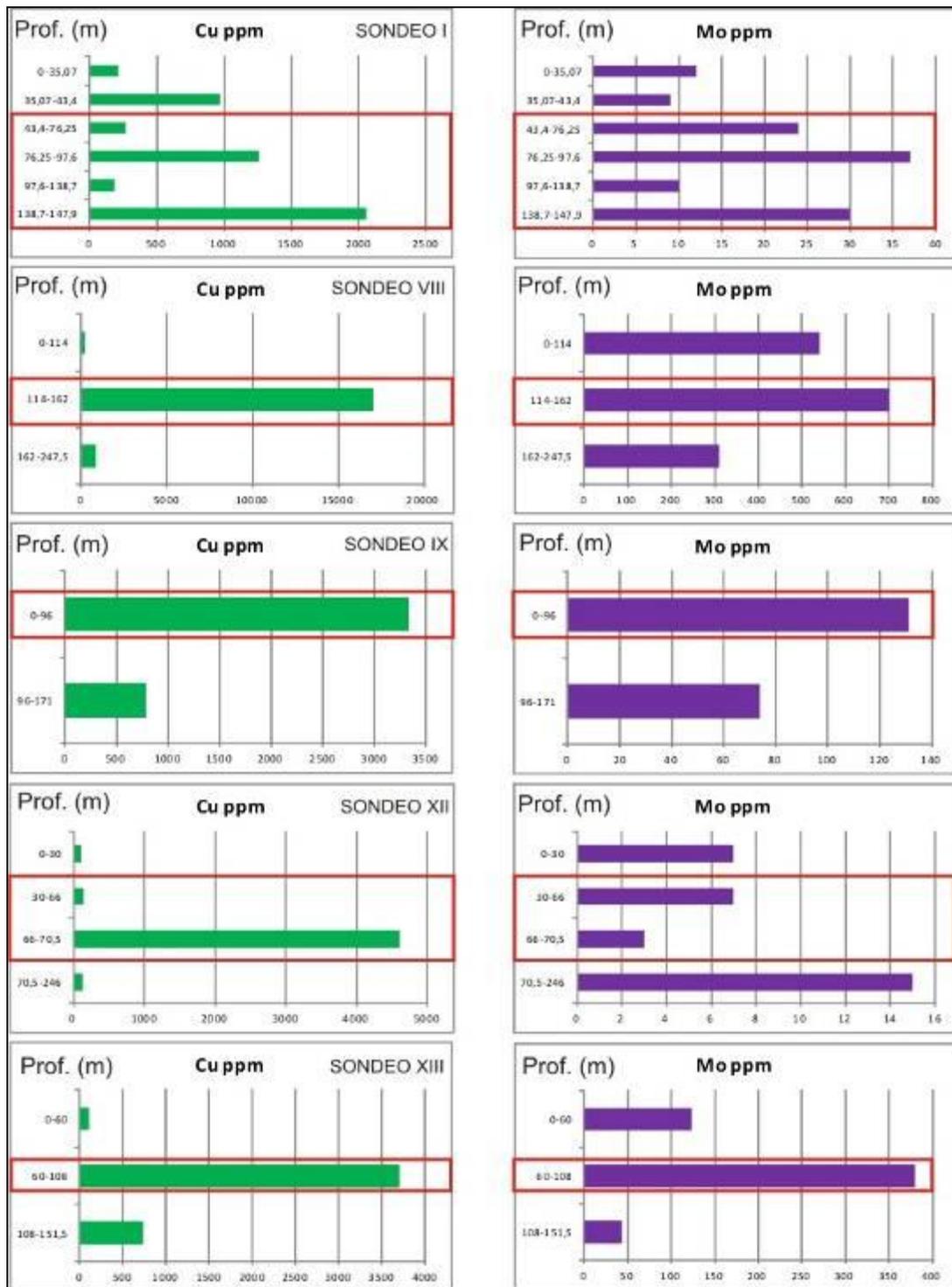


Figura 7.10. Distribución de los contenidos de Cu y Mo en profundidad; en rojo se destaca la zona de enriquecimiento supergénico.

7.3 PÓRFIRO PARAMILLOS CENTRO

7.3.1 YACENCIA

Paramillos Centro está situado a 4 km en línea recta en dirección sur-sudoeste de Paramillos Norte, en el faldeo sur del cerro San Bartolo ($32^{\circ}27'53''S/69^{\circ}06'40''O$) (**Figuras 7.1 y 7.11**). Se accede al lugar desde el camino que pasa por la Cruz del Paramillos, siguiendo luego hacia el norte por un camino de ripio hasta el sector Antena Entel y a continuación caminando en dirección NNO aproximadamente 1 km o bien partiendo del depósito Mantos de Cobre ($32^{\circ}29'00''S/69^{\circ}05'35''O$) y siguiendo una huella minera (sin mantenimiento) en dirección NO por aproximadamente 2,3 km.



Figura 7.11. Imagen *Google Earth* del área de Paramillos Centro mostrando su ubicación y la distribución de las diferentes asociaciones de alteración.



Figura 7.12. Vista panorámica de la zona de alteración de Paramillos Centro donde se observa el halo de alteración filica y la brecha de magnetita.

7.3.2 ALTERACIÓN

En la zona de Paramillos Centro se desarrollan halos de alteración calco-sódica y filica. (**Figuras 7.11 y 7.12**).

La **alteración calco-sódica (Figura 7.13a)** se presenta en un sector de un cerro (al sur de San Bartolo) de planta circular con una paragénesis de tremolita, magnetita, carbonato, epidoto y clorita (?). La tremolita aparece como reemplazo de piroxeno y anfíbol y en venillas (**Figura 7.13b y c**); la magnetita aparece diseminada y conformando venillas; el carbonato, la clorita y el epidoto son mas escasos y se encuentran como alteración de la plagioclasa. En un sector del afloramiento, la roca de caja andesítica se encuentra brechada en fragmentos angulosos de hasta dos metros en su longitud mayor, los que en ocasiones presentan bordes suavemente corroídos y cementada por magnetita – tremolita con muy escaso carbonato. Por otra parte se reconoce una incipiente feldespatización que genera orlas y venillas discontinuas de feldespato potásico en los cristales de plagioclasa y cristales de feldespato potásico en crecimiento.

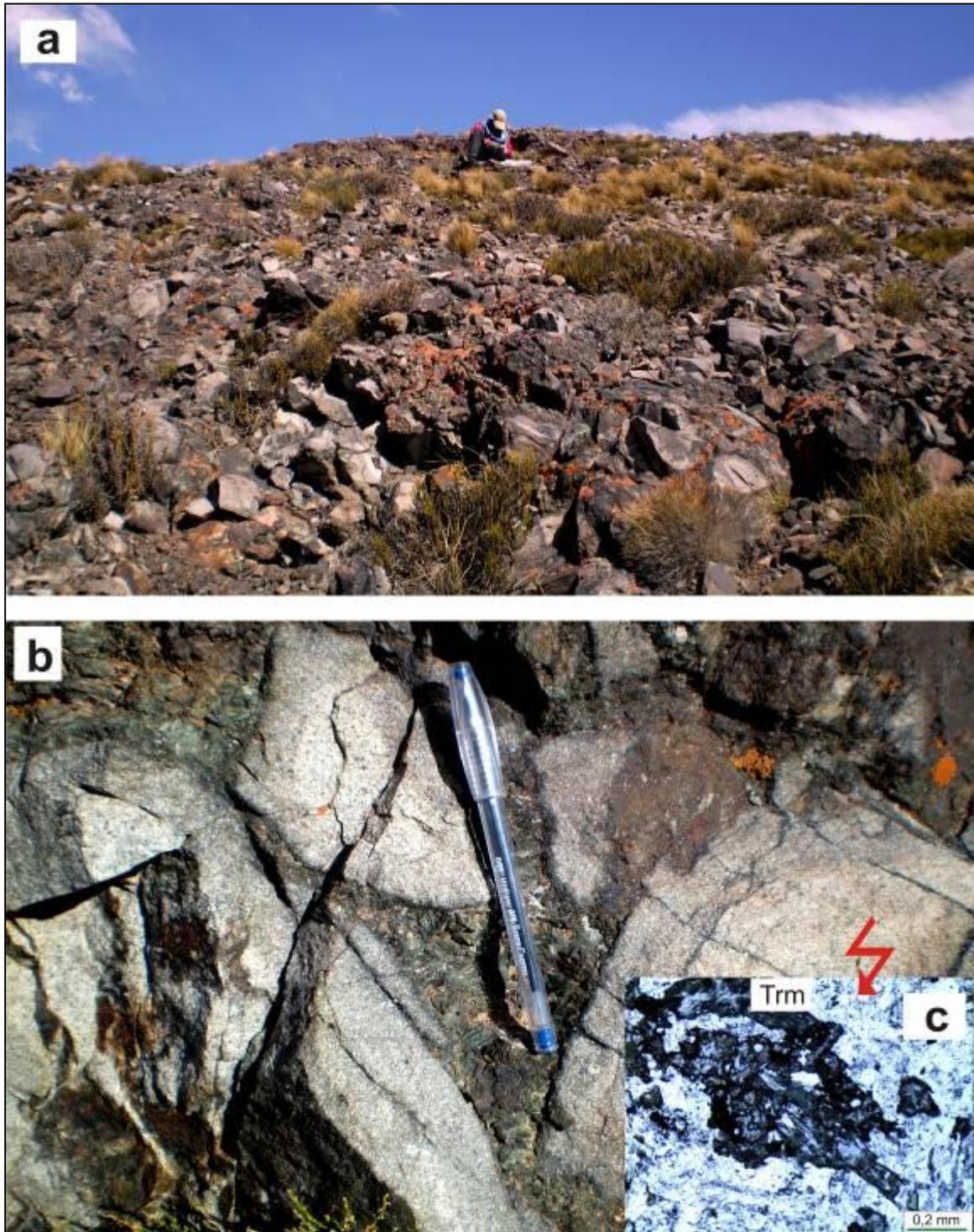


Figura 7.13a. Vista de un sector del halo calco-sódico. **b.** Afloramiento de venillas de tremolita (trm). **c.** Fotomicrografía donde se observa tremolita-opacos (magnetita?).

La **alteración filica** se presenta al oeste del pequeño cerro conformado por la brecha de magnetita (**Figura 7.12**), formando un halo semicircular, se destaca por un marcado blanqueamiento y un carácter friable que da lugar a un relieve suave. La

alteración fílica es fuerte y se reconoce en forma penetrativa y subordinadamente en venas con una asociación sericita-cuarzo-pirita-rutilo. Las rocas porfíricas con alteración fílica presentan fenocristales de plagioclasa parcial a completamente sericitizados y un mineral máfico (probablemente anfíbol) completamente reemplazado por sericita. La pasta presenta una textura obliterada por la alteración y está compuesta por agregados de sericita y cuarzo. Además se reconocen cristales de rutilo diseminado. Son frecuentes las venas milimétricas compuestas por cuarzo en mosaico.

Esta alteración se superpone a una feldespatización que se evidencia por la presencia de orlas de feldespato potásico en los fenocristales de plagioclasa y de cristales de feldespato potásico en crecimiento en la pasta. Además en el campo se reconocen venillas de pirita de hasta 0,5 cm de espesor así como drusas y venillas de cuarzo de cristales bipiramidales, texturas típicamente epitermales (esta etapa sería posterior al pórfiro).

7.3.3 MINERALIZACIÓN

7.3.3.1 Mineralización de superficie

En superficie se reconoce magnetita como mineral primario, la cual se presenta en venas con cuarzo en la zona calco-sódica (Apartado 7.3.2). Como minerales de oxidación se reconocen principalmente óxidos de Fe rojos que aparecen como impregnaciones y en forma subordinada en venillas de cuarzo (**Figura 7.14**), en las cuales participa escasa jarosita y ocasionalmente “minerales verdes de Cu”. También se observan escasas impregnaciones de jarosita en la roca de caja.



Figura 7.14 Venas rellenas de sílice y óxidos de Fe.

7.3.4 GEOQUÍMICA DE METALES

Se realizó un muestreo para análisis químicos con el fin de establecer el contenido en elementos metálicos, particularmente en el área con alteración calco-sódica y cuyos resultados se presentan en la **tabla 7.4**.

	Gn19	UP17	UP69	UP70	UP71	UP72	UP73	UP74
	Bre	Bre	And	And	Cto.	Cto.	And	And
Alter	C-S	C-S	C-S	C-S	C-S	C-S	C-S	C-S
Pb		23	15	15	21	12	14	11
Zn	1660	1066	58	62	107	65	65	85
Cu		149	25	14	20	14	13	11
As	57	31		8				1,8
S	329	54	4678	49	416	30	15132	633
Sb	53		0,7	0,5		0,5	0,6	1,2
Au	0,0059		0,0005	0,0019			0,0033	0,0019
Fe%	50,9	6,84	2,61	3,21		2,89	2,97	1,99
Mo		6	1	3		2		
W	3		6	8		244	7	5

Tabla 7.4. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm, con excepción del Fe). **Cto:** Contacto entre andesita y brecha; **Bre.:** Brecha; **And.:** Andesita. **C-S:** calco-sódica. Gn19 corresponde a una muestra con magnetita.

Los datos geoquímicos revelan la presencia de valores moderadamente elevados en Zn (de entre dos y cuatro órdenes) y de una importante variación positiva de Fe que coincide con la zona fílica. Los restantes elementos registran pequeñas variaciones, como el Cu (11-149), así como pequeñas variaciones de Mo (1-6) y de Au (0,019-1,2).

7.3.5 INCLUSIONES FLUIDAS

Para el estudio de inclusiones fluidas se eligió muestrear el sector de la brecha de magnetita cuya roca de caja es andesítica, donde se reconoció una venilla rellena de cuarzo transparente (UP168). Se reconocieron inclusiones fluidas de tipo I con burbujas muy desarrolladas e inclusiones fluidas de tipo III que presentan una burbuja y 1-3 minerales hijo con formas cúbicas en general.

Para los cálculos microtermométricos se usó el programa (basado en Excel), *HokieFlincs* H₂O-NaCl que incluye un set de ecuaciones válidas entre 100°-600°C y hasta 3 Kbar que describen las propiedades P-V-T-X del sistema H₂O-NaCl basado únicamente en la medición de la temperatura de homogeneización (Th) (en °C) y la temperatura de fusión (Tm) (en °C) y especificando que fase sólida (H₂O_{hielo}, hidrohalita ó halita) es la última en disolverse.

Los resultados obtenidos (**Tabla 7.5**) permiten reconocer un fluido de alta densidad (aproximadamente 25% Eq. NaCl) y temperatura (mayor a 500°C) y un fluido de similar densidad, pero menor temperatura (300-320°C).

Tipo IF	Th Burbuja (°C)	Tm Hielo (°C)	Tm Halita (°C)	Salinidad (%Eq.NaCl)	Densidad (g/cm)	Presión de entrapamiento o Presión mínima (Bar)
I	331,5	n/c		n/c	n/c	n/c
I	>500	-6,8		25,28	n/c	n/c
I	>500	-18,5		23,55	n/c	n/c
III	>500		-15,3	24,02	n/c	n/c
III	>500		-13,4	24,30	n/c	n/c
III	>500		n/m	n/c	n/c	n/c
III	>500		n/m	n/c	n/c	n/c
III	331,8		n/m	n/c	n/c	n/c
III	299,7		-6,1	25,38	0,969	14,4
III	323,6		-9	24,95	0,940	13,2

Tabla 7.5. Resumen de los cálculos termodinámicos obtenidos mediante el uso de *HokieFlinco* H₂O-NaCl. **n/m**: valor no medido; **n/c**: valor no calculado. Debido al límite de operación del equipo (500°C) no pudo obtenerse ni la temperatura de homogeneización (Th) ni la temperatura de fusión (Tm) en esas inclusiones.

7.4 PÓRFIRO PARAMILLOS SUR

7.4.1 YACENCIA

Paramillos Sur es el primer pórfiro cuprífero descubierto en Argentina mediante la utilización de prospección minera moderna. Los estudios, que formaron parte del denominado Plan Cordillerano (**Romani 1968**), se realizaron entre 1963 y 1966 con trabajos de gabinete, geofísica y un programa de perforaciones con recuperación de testigos. Se efectuaron 25 perforaciones en el cuerpo principal con un total de 5.905 m que permitieron reconocer algunas áreas con mineralización. Las reservas calculadas del depósito son de 187.000.000 de t de 0,58% de cobre equivalente (**Romani 1999**).



Figura 7.15. La flecha muestra el afloramiento del pórfiro Paramillos Sur visto desde la ruta (dirección SE).

El depósito se encuentra 2 km ($32^{\circ}29'30''\text{S}/69^{\circ}06'00''\text{O}$) al este de la Cruz de Paramillos (2.975 msnm) y al sur de la ex-ruta 7. Se compone de un cuerpo principal (**Figura 7.15**) de aproximadamente 240.000 m^2 y varios afloramientos menores (**Figura 7.16**). El cuerpo principal se ubica en un cerro de forma irregular de 700 m de longitud (N-S) y 300 m de ancho en dirección E-O.

7.4.2 ALTERACIÓN

El afloramiento principal está constituido por una andesita en la que se desarrolla un halo de alteración potásica al que se superpone un halo fílico (**Figura 7.16**) en tanto que el afloramiento secundario que se encuentra al NE del anterior y del otro lado de la ruta está constituido por una piroclastita en la que se desarrolla alteración potásica a la que se superpone parcialmente un pequeño halo de alteración fílica (**Figura 7.16**).

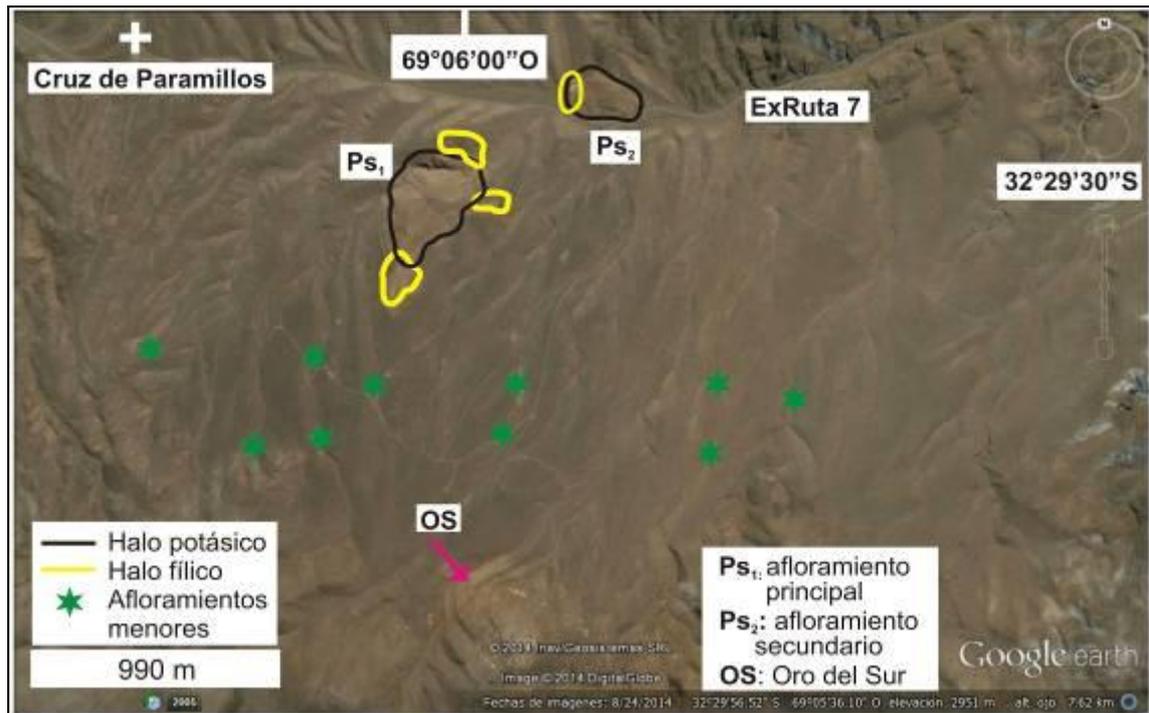


Figura 7.16. Imagen *Google Earth* del depósito Paramillos Sur donde se marca el afloramiento principal, un afloramiento secundario y los afloramientos menores así como la distribución de los halos de alteración hidrotermal que los afecta.

El afloramiento principal constituye un cerro en el que se reconoce una zona de **alteración potásica** en su parte superior que corresponde a una roca de color gris compuesta por fenocristales de plagioclasas argilizadas y de anfíbol biotitizados en una pasta afanítica de color gris en la que se observan agregados de biotita y piritita diseminada en pequeños cristales. La roca está atravesada por venillas de bordes difusos de cuarzo con salbandas de biotita de hasta 1 cm. También se encuentran venillas de bordes netos compuestas por cuarzo con sutura central de óxidos de Fe negros (magnetita?) y ocasionalmente “verdes de Cu” de hasta 1 cm. También se reconocen venillas de 1-2 mm, de contactos netos compuestas por cuarzo-magnetita de hasta 1 cm, en ocasiones en grupos de venillas paralelas con Az N-S.

La alteración potásica es muy fuerte y se presenta con una asociación de feldespato, magnetita, biotita y cuarzo que se distribuye de manera penetrante y en venillas de feldespato potásico, cuarzo+magnetita y de biotita \pm cuarzo posteriores. El feldespato potásico secundario se presenta como orlas en los fenocristales de plagioclasa, como cristales en crecimiento y también conformando agregados (**Figura 7.17 a-b**).

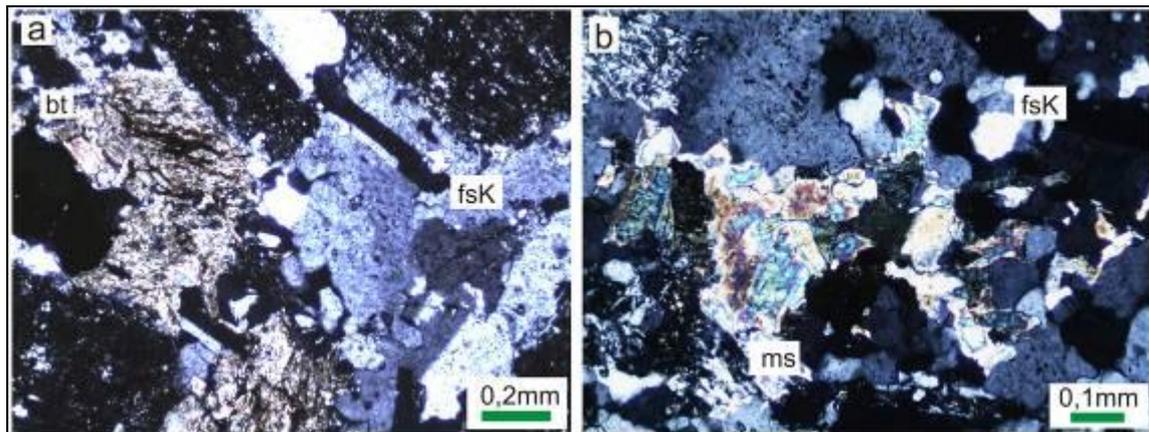


Figura 7.17. Fotomicrografía que muestran las asociaciones de alteración hidrotermal. **a. Zona Potásica:** nidos de biotita (bt) y parches de feldespato potásico (fsK). **b. Zona filica:** Sector centro izquierda agregados de muscovita; en la parte superior derecha, feldespato potásico (fsK) con orlas de feldespato potásico.

La biotita se presenta en agregados intersticiales conformando nidos, acompañada de abundantes minerales opacos cúbicos o bien como reemplazo de los anfíboles. Se observa una sericitización posterior que afecta a los cristales de plagioclasa y a la biotita hidrotermal.

La **alteración sericítico-arcillosa** se reconoce en las laderas del afloramiento principal y le otorga a la roca coloraciones ocre características. En ella se reconoce un intenso *stockwork* de Az 130, 240, 260 y 200 compuesto por venillas de cuarzo de hasta 3 cm de espesor con bordes rectos, ocasionalmente con sutura central y presencia de “verdes de Cu” y abundantes óxidos de Fe rojos, finalmente se reconoce escasa jarosita diseminada. La alteración filica está sobreimpuesta a la potásica y se distribuye de forma penetrante con una asociación compuesta por sericita-pirita acompañada por jarosita y limonitas y venillas de cuarzo con óxidos de Fe y salbandas de sericita. Finalmente se observa un fenómeno de carbonatización penetrante de suave intensidad.



Figura 7.18. Detalle de venillas de cuarzo y óxidos de Fe en el sector de alteración fílica.

La alteración fílica también se reconoce en el NE, en un pequeño afloramiento de brecha piroclástica (**Figura 7.16**) con escasos líticos de volcanitas de hasta 10 cm, la cual se encuentra blanqueada y está atravesada por juegos de venillas paralelas compuestas por cuarzo y óxidos de Fe rojo (**Figura 7.18**). La alteración filica, de distribución penetrante, está compuesta por una asociación de cuarzo-pirita acompañada por jarosita.

7.4.3 MINERALIZACIÓN

7.4.3.1 Mineralización de superficie

En superficie sólo se reconoce magnetita como mineral primario, la cual se presenta en venas con cuarzo en la zona potásica (ver apartado de alteración potásica).

Como minerales de oxidación se reconocen principalmente óxidos de Fe de color rojo que aparecen como impregnaciones y en forma subordinada en venillas de cuarzo de

las cuales participa escasa jarosita y ocasionalmente minerales “verdes de Cu”. También se observan escasas impregnaciones de jarosita en la roca de caja.

A un km aproximadamente, en dirección NNE (32°28'46"S-69°05'39"O) aflora un grupo de filones casi horizontales conocido como Mantos de Cobre que fue explotado por Fabricaciones Militares durante pocos años con una producción inicial de 700 t de mineral y ley de 7% Cu (**González Amorín y Davids 1953**). Se trata de 3 mantos de 200 m de corrida cuya roca de caja está conformada por areniscas del Grupo Uspallata que fueron intruidas por volcanitas de la Fm. Cerro Redondo; la mineralización está conformada por minerales supergénicos como calcosina, cuprita, cobre nativo, malaquita, crisocola y azurita con ganga silícea y arcillosa (**Kittl y Langsteiner 1934; Kittl 1940; Catalano 1944; González Amorín y Davids 1953**) que podrían corresponder a un depósito exótico genéticamente asociado al pórfiro de Paramillos Sur aunque sería necesario ampliar los estudios.

7.4.3.2 Mineralización de profundidad

Mineralización hipogénica

Los minerales reconocidos en muestras de perforación se presentan diseminados y en venillas y comprenden principalmente pirita con subordinadas calcopirita y molibdenita y escasas esfalerita, magnetita y galena. También se identificaron muy escasas chispas diseminadas de oro nativo y *electrum* (**Romani 1968**).

La pirita se presenta principalmente en forma granular y relleno de venillas y diseminada. La calcopirita se la observa relleno de venillas y en granos; también forma inclusiones en pirita. La molibdenita se presenta en tablillas aisladas y en menor proporción relleno de algunas venillas. La esfalerita se observa granular, como calcopirita “*disease*” y formando inclusiones en pirita. La magnetita se dispone en granos en tanto la galena aparece formando granos y como inclusiones en calcopirita. Otros minerales primarios muy escasos son mackinawita ((Fe, Ni)₉ S₈) y cubanita que aparece como

desmezcla de calcopirita, la specularita y bornita que se encuentra como inclusiones en pirita (**Romani 1968**).

Mineralización supergénica

Los minerales supergénicos, de mayor a menor abundancia, son calcosina, covelina, goethita, limonitas y hematita (**Romani 1968**).

La calcosina y covelina forman granos aislados. La primera, de aspecto pulverulento y color negro, también se presenta rodeando a la pirita, calcopirita y esfalerita; está acompañada algunas veces por covelina. La goethita, de color pardo rojizo, rellena venillas. Las limonitas rellenan venillas con presencia de pirita y calcopirita. La escasa presencia de hematita está dada por la oxidación de magnetita hipogénica.

De la interpretación de las relaciones texturales entre los minerales hipogénicos y supergénicos se construye la secuencia paragenética parcial que se presenta en la **tabla 7.6**.

Minerales	Minerales hipogénicos	Minerales supergénicos
Mackinawita	_____	
Cubanita	_____	
Calcopirita	_____	
Esfalerita	_____	
Bornita	_____	
Pirita	_____	
Galena	_____	
Calcosina		-----
Limonitas		-----
Covelina		-----
Hematita		-----

Tabla 7.6. Secuencia paragenética parcial de la mineralización de Paramillos Sur.

7.4.4 Perfiles de meteorización

Durante el desarrollo del Plan Cordillerano se realizaron 25 perforaciones (**Figura 7.19**) con un total de 5905 metros perforados (**Romani 1968**).

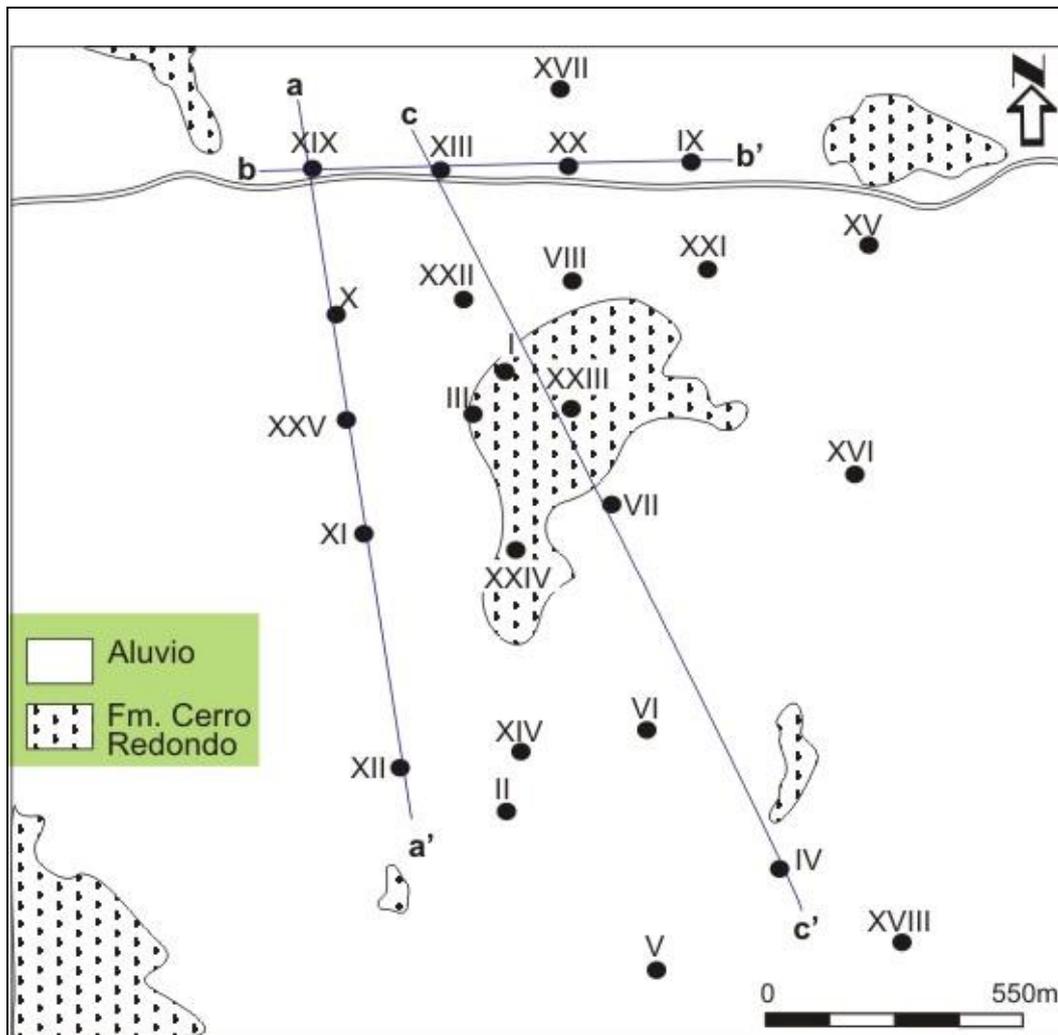


Figura 7.19. Plano de Paramillos Sur donde se presentan las ubicaciones de las perforaciones y la presencia de calcosina supergénica. **XI** perforación; **a-a'** líneas de perfil.

Los perfiles que se presentan en la **figura 7.20**, permiten observar la distribución y desarrollo de la zona de enriquecimiento supergénico. Los perfiles permiten detectar las zonas de incremento de los contenidos de Cu producto del enriquecimiento -que en algunos casos coincide con la presencia de calcosina supergénica- que se dan a una

profundidad de entre 40 y 200 metros y espesores que oscilan entre 20 y 30 metros y leyes entre 2.500 y 10.000 ppm.

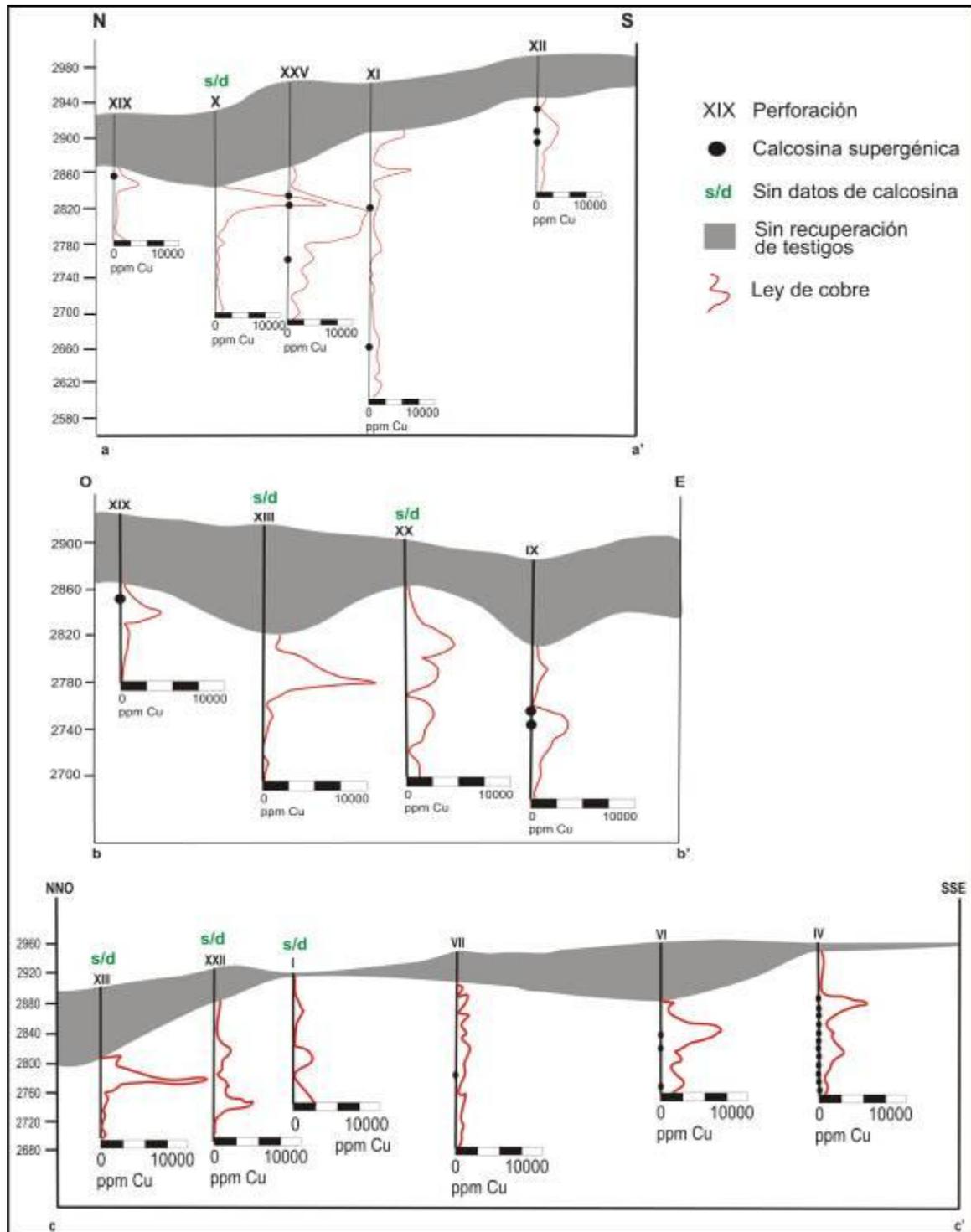


Figura 7.20. Perfiles de Paramillos Sur de distribución de leyes de Cu en perforaciones construidos con datos de Romani (1968).

En la **tabla 7.7** se sintetizan algunos datos de las perforaciones, según el informe de **Romani (1968)**. Las leyes de Cu alcanzan un valor máximo de 16.529 ppm; en cuanto al Mo, el valor máximo es de 15.800 ppm.

Perforación	Prof. (m)	Cota boca pozo	Ley máx. Cu (ppm)	Ley máx. Mo (ppm)
I	180	2930	2486	5200
II	165	2998	2933	15800
III	210	2936	3800	4186
IV	217	2975	5500	5900
V	370	3025	2714	1429
VI	213	2980	7260	2883
VII	280	2960	1533	1766
VIII	292	2945	7083	3450
IX	206	2885	3750	3600
X	235	2930	16529	500
XI	363	2967	5700	375
XII	158	3000	2671	343
XIII	217	2915	11529	2033
XIV	237	2995	6500	3557
XV	210	2870	5743	1329
XVI	302	2920	3333	3143
XVII	180	2910	943	330
XVIII	176	2985	2338	1783
XIX	145	2925	3700	100
XX	202	2900	4543	3000
XXI	323	2890	7350	4757
XXII	239	2940	6660	1014
XXIII	461	2960	1329	6100
XXIV	44	2975	200	240
XXV	276	2965	13383	7363

Tabla 7.7. Leyes máximas de Cu y Mo de las perforaciones de Paramillos Sur tomado de **Romani (1968)**.

7.4.5 GEOQUÍMICA DE METALES

Para determinar en forma general los contenidos en elementos metálicos en superficie, se llevó a cabo un muestreo para análisis químicos cuyos resultados se presentan en la **tabla 7.8**.

Elementos	Gn15	Gn16	Gn21	Gn28	UP19	UP67	UP75	Gn14	UP77
Zona	Fílica			F+S	Potásica				
Pb		228		11	5	3	7		11
Zn	16	39	2,9	7	28	17	15	7	34
Cu	118	24	101	146	87	191	80	192	6008
S	77		4615	292	457	3272	3445	492	32675
As			27		2,9	2,9	5		2,9
Sb	4,9								0,3
Au	0,051	0,006	0,071		0,004	0,027		0,060	0,091
Fe %	1,48	0,24							1,83
Mo	18	5	2	12					257
W	19	295		131					22

Tabla 7.8. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm). **F+S:** fílica +silicificación.

Los resultados obtenidos muestran que prácticamente no existen anomalías de metales base (Pb-Zn). Por otra parte se detectan pequeñas anomalías de Cu y Mo (de entre dos y tres órdenes) que sólo puntualmente alcanzan a ser moderadas (muestra UP77). También se reconocen pequeñas anomalías de Au menores a 1 ppm en algunas muestras.

La **figura 7.21** muestra los contenidos de Cu y Mo en profundidad, a partir de datos de sondeos tomados de Romani (1968). Los valores de Cu aumentan en la zona de enriquecimiento supergénico en relación a la zona primaria. En tanto el Mo muestra pocas variaciones en profundidad por ser un elemento inmóvil en este tipo de ambiente.

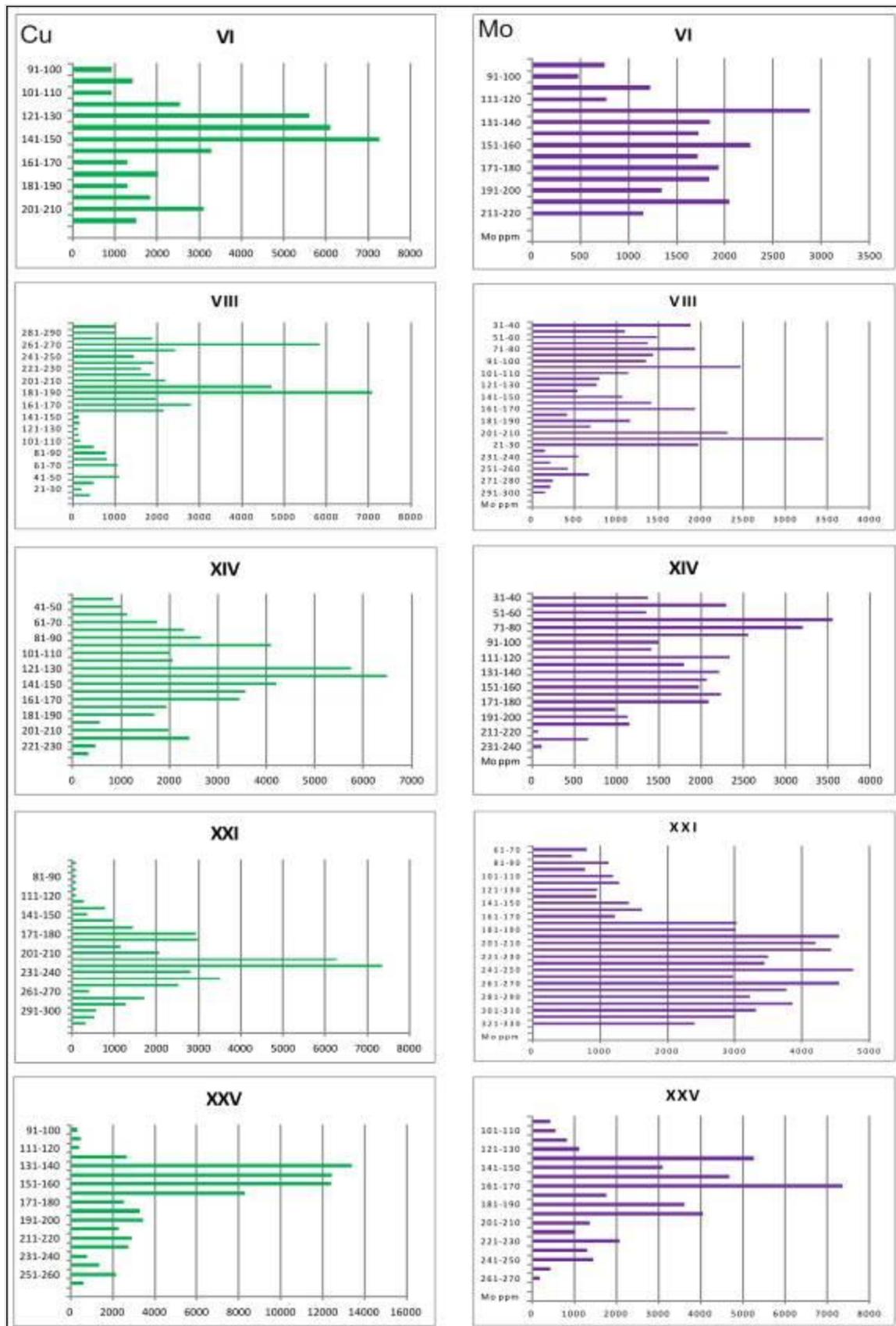


Figura 7.21. Distribución de los contenidos de Cu y Mo en profundidad para perforaciones seleccionadas de Paramillos Sur.

7.5 PÓRFIRO CERRO CANARIO

7.5.1 YACENCIA

Este pórfiro, que aflora en el cerro homónimo ($32^{\circ}31'1''S/69^{\circ}04'55''O$), está ubicado a 1,5 km al SE del depósito Oro del Sur. Se accede al mismo siguiendo sendas que parten desde la Cruz de Paramillos (sobre la ex ruta 7 a la altura del pórfiro Paramillos Sur con dirección SE).

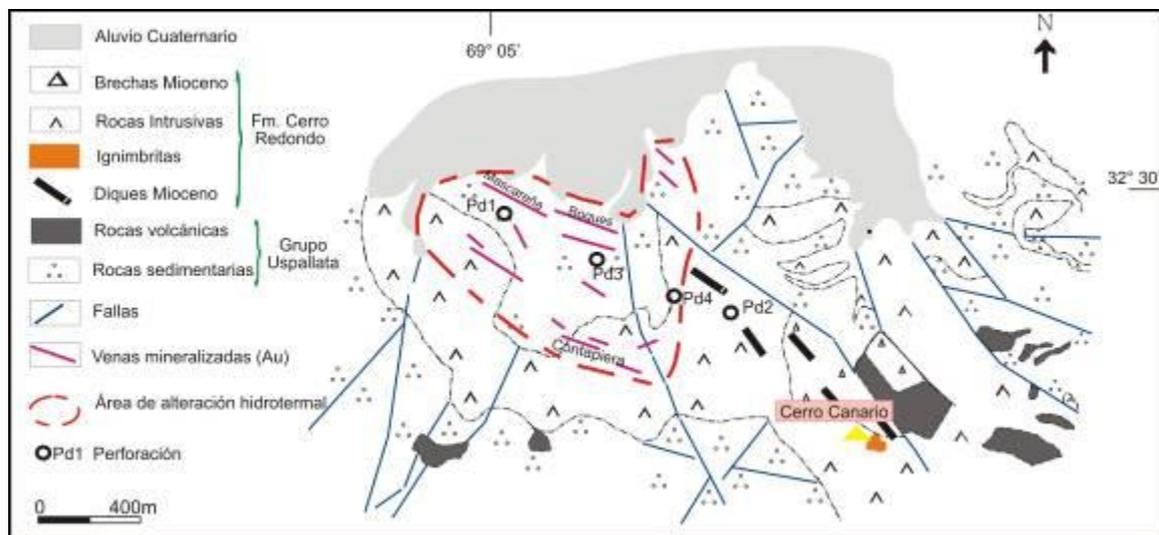


Figura 7.22. Mapa del área donde aflora el depósito Cerro Canario Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986). La escala de afloramiento de las ignimbritas está exagerada.

El depósito (**Figura 7.22**) constituye una pequeña área de alteración de aproximadamente $0,111 \text{ km}^2$ emplazado en volcánicas de composición andesítica e ignimbritas fenodacíticas con líticos de andesitas y moderado a alto grado de soldadura y en volcánicas (**Figura 7.23**).



Figura 7.23. Brecha de Cerro Canario.

7.5.2 ALTERACIÓN

La zona de alteración constituye un pequeño halo de diseño anular (**Fusari et al. 1993; Carrasquero et al. 2011b; Rubinstein et al. 2013**).

El núcleo corresponde a una zona de **alteración potásica** con texturas de *boxwork* con óxidos de Fe. El área se caracteriza por alteración suave a moderada con asociación de feldespato potásico-biotita penetrante y en venas. El feldespato potásico aparece en forma de cristales en crecimiento, en tanto que la biotita conforma venas y nidos desarrollados en la matriz (**Rubinstein et al. 2013**). La zona potásica alcanza hasta 180 metros de profundidad (**Fusari et al. 1993**).

Rodeando el núcleo potásico, se observa un **halo argílico** (**Figura 7.24**) con paragénesis de sericita-cuarzo-arcilla-alunita, de distribución penetrativa con escasas venas de cuarzo-alunita, que alcanza 230 metros de profundidad. En la parte externa de

este halo se desarrollan texturas de *boxwork* con óxidos de Fe y jarosita, mientras que en la parte interna se identifica abundante pirita diseminada y escasas venillas de cuarzo (**Fusari et al. 1993**). Estudios petrográficos posteriores (**Rubinstein et al. 2013**) permiten reinterpretarlo como una zona fílica de alteración moderada a fuerte con asociación cuarzo-sericita-(rutilo). La alteración sericítica se presenta en forma penetrante y en venillas milimétricas de cuarzo-jarosita-pirita (parcialmente oxidada) con halos de sericita las que en algunos sectores desarrollan un fino *stockwork*. El cuarzo conforma pequeños mosaicos de distribución intersticial. Se reconocen además dentro de este halo, venas de cuarzo con turmalina que corresponderían a la alteración potásica previa.



Figura 7.24. En primer plano la vista de la zona de alteración fílica y en segundo plano la alteración potásica.

La **alteración fílica** se sobrepone a la biotitización, reemplazando parcial a completamente a la biotita diseminada por mica blanca, gránulos de rutilo y óxidos de Fe.

Por fuera del halo fílico se desarrolla un **halo propilítico** conformado principalmente por clorita-(epidoto). Por último hacia el sudoeste de la zona de alteración se reconocen

brechas hidrotermales con cemento de turmalina-cuarzo-clorita y mineralización de calcopirita.

7.5.3 MINERALIZACIÓN

7.5.3.1 Mineralización de superficie

En superficie el único mineral hipogénico que se encuentra es pirita la cual es escasa y aparece asociada al halo fílico presentándose diseminada en la roca de caja y relleno de venillas. Son abundantes los minerales de oxidación, principalmente óxidos de Fe y subordinadamente jarosita que se presentan como impregnación y en venillas y le otorgan a la roca colores ocres característicos.

7.5.3.2 Mineralización de profundidad

Mineralización hipogénica

La mineralización se presenta diseminada y en venillas y está constituida por pirita, calcopirita y magnetita con subordinados oro nativo, *electrum* y molibdenita y escasas esfalerita, galena, pirrotina, marcasita, tetraedrita-tennantita, arsenopirita y wittichenita (Cu_3BiS_3) (Fusari *et al.* 1993).

La pirita se presenta en forma diseminada y rellenando venillas. La calcopirita se observa diseminada y en venillas y como inclusiones en pirita y en textura "disease". La magnetita conforma venillas y diseminada asociada a pirita y calcopirita. El oro se encuentra diseminado y como inclusiones en pirita. El *electrum* se presenta diseminado en forma de chispas. La molibdenita está diseminada en tablillas y chispas y asociada a pirita y calcopirita. La marcasita aparece diseminada, asociada a pirita y como reemplazo de pirrotina. La esfalerita se presenta diseminada asociada a pirita en tanto que la galena se encuentra diseminada asociada con esfalerita y pirita. La pirrotina forma inclusiones en

la pirita. La tetraedrita-tennantita se presenta diseminada y ocasionalmente asociada a esfalerita y calcopirita. La arsenopirita se dispone diseminada. La wittichenita constituye inclusiones en pirita o bien ocurre en forma diseminada junto con calcopirita y esfalerita **(Fusari et al. 1993)**.

Posteriormente **Wiechowski et al. (1996)** reconocieron por medio de estudios realizados con microsonda electrónica, bismutina, un mineral de la serie mineral lillianita ($Pb_3Bi_2S_4$)-gustavita ($PbAgBi_3S_6$) y granos de oro-electrum en los que se determinó un contenido de Au de entre 73,40% y 94,46% y un contenido máximo de Ag de 26,11%.

Mineralización supergénica

Los principales minerales supergénicos reconocidos en el área son covelina, calcosina, limonita y hematita. La covelina se presenta como reemplazo parcial de calcopirita y rellenando venillas. La calcosina reemplaza a calcopirita; la limonita se presenta en venillas asociada al oro y reemplazando a magnetita. La hematita es escasa y ocurre como producto de la alteración de magnetita **(Fusari et al. 1993)**. **Wiechowski et al. (1996)** reconoce además la presencia de plata nativa.

De la interpretación de las relaciones texturales entre los minerales hipogénicos y supergénicos se construye la secuencia paragenética parcial que se presenta en la **Tabla 7.9**.

Minerales	Minerales hipogénicos	Minerales supergénicos
Magnetita	-----	
Calcopirita	_____	
Au	_____	
Pirrotina	_____	
Wittichenita	_____ - - - -	
Pirita	_____	
Esfalerita	_____	
Galena	-----	
Tt-Tn	-----	
Molibdenita	-----	
Marcasita	_____ - - - -	
Calcosina		-----
Hematita		-----
Ag ⁰		-----
Covelina		-----

Tabla 7.9. Secuencia paragenética parcial de la mineralización del pórfiro Cerro Canario.

7.5.5 GEOQUÍMICA DE METALES

Con la finalidad de conocer en forma general los contenidos de algunos elementos metálicos en superficie, se realizó un muestreo para análisis químicos (**Tabla 7.10**). Los resultados obtenidos muestran pequeñas anomalías de Zn, Mo y Au, observándose que éstas últimas se correlacionan groseramente en forma positiva con las de As.

	UP93	UP94	UP95	UP96
Zn	136	49	95	49
Ni	23	26	23	20
Co	61	36	38	50
As	13,9	6,5	3,2	19,4
Au	0,013	0,002	0,003	0,91
Fe (%)	2,57	1,69	5,86	1,59
Sb	1,0	0,4	0,6	0,8
Mo	6	0,9		4
W	160	219	244	194

Tabla 7.10. Geoquímica de metales para el área de Cerro Canario expresados en ppm, excepto el Fe.

Se realizaron perfiles de distribución del Au en profundidad (**Figura 7.25**) que muestran pequeñas anomalías de 1-2 ppm distribuidos a lo largo de todo el pozo 2 en tanto que en el pozo 4, si bien aparecen esas anomalías (1-2 ppm), están distribuidas a lo largo del pozo y se observa una anomalía puntual de 32 ppm y anomalías entre 6 y 10 ppm en un área limitada por fallas que podrían interpretarse como correspondientes a una de las vetas de Oro del Sur.

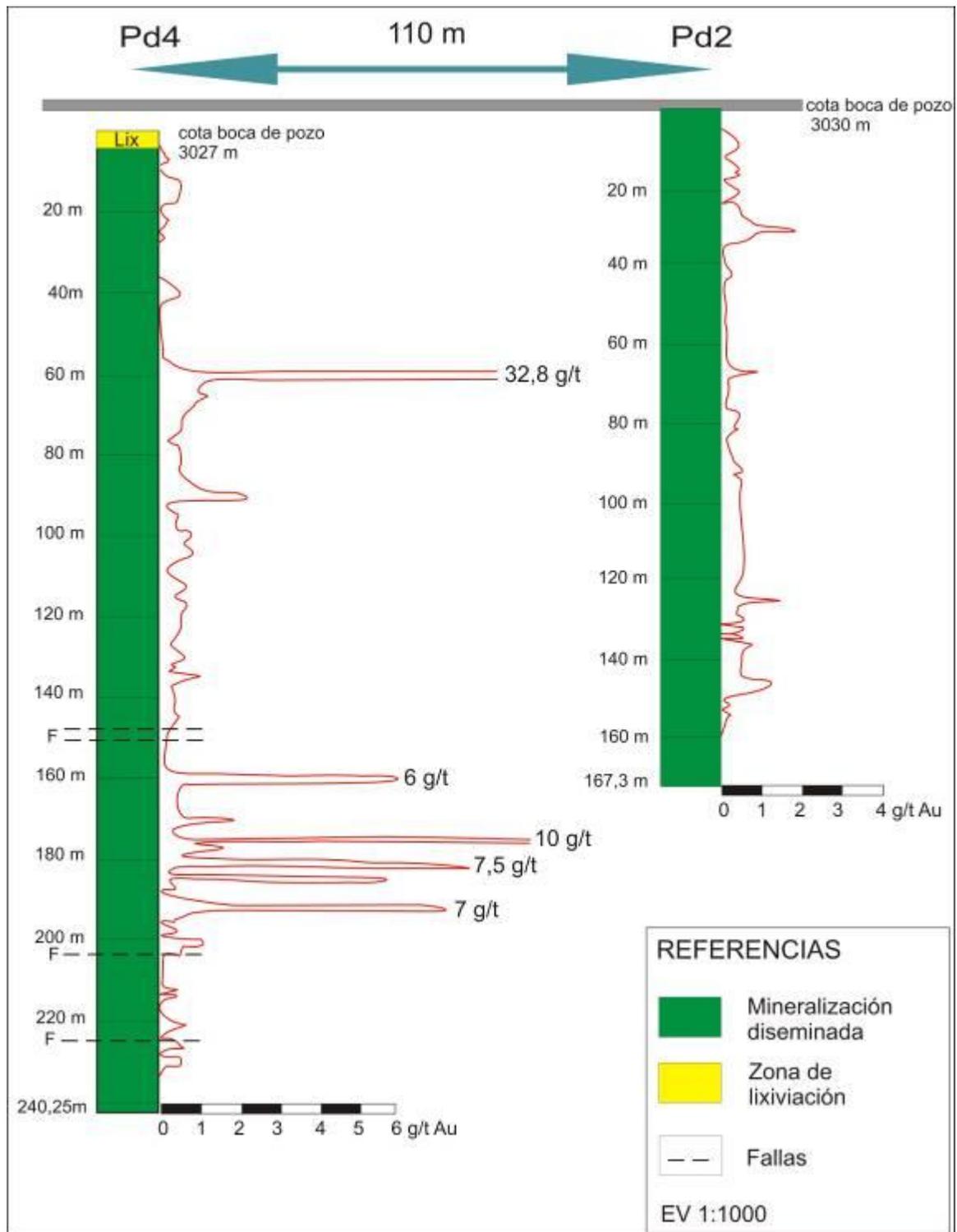


Figura 7.25. Distribución de los valores de Au en las perforaciones Pd2 y Pd4. Perfil construido a partir del informe de Fusari *et al.* (1993).

CAPÍTULO 8

DEPÓSITOS EPITERMALES

8.1 INTRODUCCIÓN

En el distrito minero Paramillos de Uspallata existe un conjunto de depósitos vetiformes de diferentes características metalogenéticas que comprenden Oro del Sur, el Grupo Minero Paramillos de Uspallata y Oro del Norte.

8.2 GRUPO MINERO ORO DEL SUR

El Grupo Minero Oro del Sur ($32^{\circ}30'S$, $69^{\circ}05'O$) (**Figura 8.1**) comprende un conjunto de 50 vetas emplazadas en volcanitas de la Formación Cerro Redondo y en menor medida en la Formación Agua de la Zorra en una faja de 1,14 km de longitud y un ancho de 1,3 km cubriendo aproximadamente una superficie de $1,5 \text{ km}^2$. Esta faja está localizada al oeste del pórfiro de Cerro Canario (**Capítulo 7**).



Figura 8.1. Imagen Google Earth mejorada con la ubicación del depósito Oro del Sur.

8.1.1 ANTECEDENTES MINEROS

La primera mención de este grupo de vetas auríferas es de **Rickard (1869)**, quien indica que fueron explotadas por indígenas prehispánicos y posteriormente por los españoles y chilenos, pudiéndose apreciar hacia 1867 la presencia de marayes y piedras de moler con un rendimiento de vetas de 7 a 10 onzas de Au por tonelada. Según **Stappenbeck (1910)**, la veta principal del grupo entonces conocido como “Pampa de los Boques”, era la veta Boques (**Figura 8.2**), de 1 m de espesor y 400 m de corrida, la que produjo, en los sectores de bonanzas, entre 300 y 350 g/t de Au.

Las explotaciones continuaron, en pequeña escala, hasta principios del siglo XX, producto de las cuales se reconocen 240 m de piques, 930 m de galerías y 220 m de chiflones. El mineral extraído está calculado en 22.518 t y las expectativas en las vetas (excluyendo las brechas, rocas craqueladas y escombreras) están estimadas en 419.034 t (**Lavandaio y Fusari 1986**).



Figura 8.2. Vista de los antiguos laboreos mineros en la veta Boques.

Entre los años 1985 y 1993, la Secretaría de Minería de la Nación en el marco del convenio suscripto entre el Ministerio de Economía de la Provincia de Mendoza y la Cooperación Minera Argentina-Alemana, desarrolló la exploración sistemática de este depósito que incluyó mapeo geológico regional, muestreo geoquímico de superficie y subterráneo así como un programa preliminar de perforaciones (**Fusari et al. 1993**). Durante el desarrollo de estos trabajos se muestrearon tres vetas (Mascareña, Boques y Contapiera). Para las vetas Mascareña-Boques se calcularon reservas por 58.970 t con una ley de 11,04 g/t de Au y para la veta Contapiera, las reservas calculadas son 42.804 t con una ley de 9,12 g/t de Au (**Fusari et al. 1993**).

En 2005, la Compañía Minera Tenke realizó nuevos estudios geoquímicos de superficie y un programa de perforaciones, pero esta información permanece confidencial al presente.

8.1.2 YACENCIA Y CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN

El depósito se presenta como cuerpos de forma tabular con estructura brechosa, rumbo general NNO-SSE y fuertes inclinaciones (70-90°) emplazados en una secuencia conformada por volcanitas andesíticas con intercalaciones de piroclastitas. También se puede reconocer un apretado diaclasamiento de Az 295°. La corrida de estos cuerpos varía entre 30 y 900 metros, con un espesor promedio de 1,20 m (**Figura 8.3**).

Las volcanitas son de composición andesítica y textura microgranosa con fenocristales de plagioclasa que están alterados a feldespatos y sericita, distribuyéndose el feldespato en forma intersticial. Se identificó como máfico un piroxeno con incipiente alteración a anfíbol. El anfíbol se muestra alterado a rutilo. Presencia de opacos distribuidos en venillas. También hay escaso epidoto diseminado. Los opacos están oxidados. En algunos lugares se ha identificado tremolita intersticial. Se observa biotita en nidos, diseminada e intersticial. Presencia de titanita, rutilo y turmalina en algunos sectores. También se identificó escasa turmalina en cristales aciculares de color verde amarillento. Se identificó apatito en cantidades accesorias y asociado a minerales opacos.

En superficie el único mineral hipogénico reconocido es pirita. En las muestras de perforación se reconoció pirita con inclusiones de calcopirita y pirrotina y magnetita; escasas enargita y calcopirita parcialmente reemplazada por covelina y muy escasa marcasita; también se reconoció la presencia de Au que se presenta como chispas diseminadas (5-15 micrones) y *electrum* asociado a limonitas (Fusari *et al.* 1993).

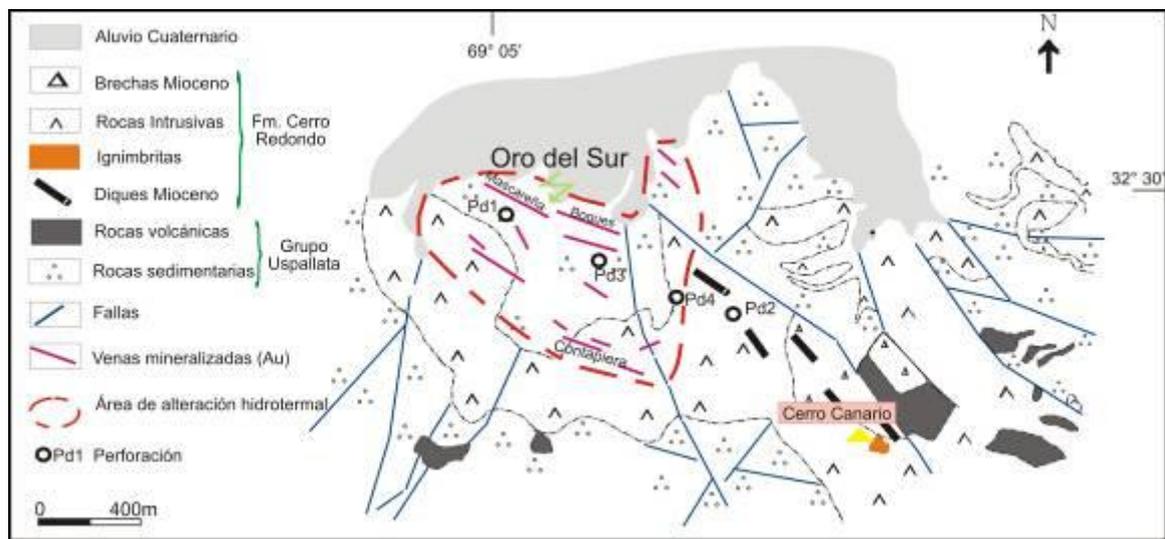


Figura 8.3. Mapa geológico del área de Oro del Sur. Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986).

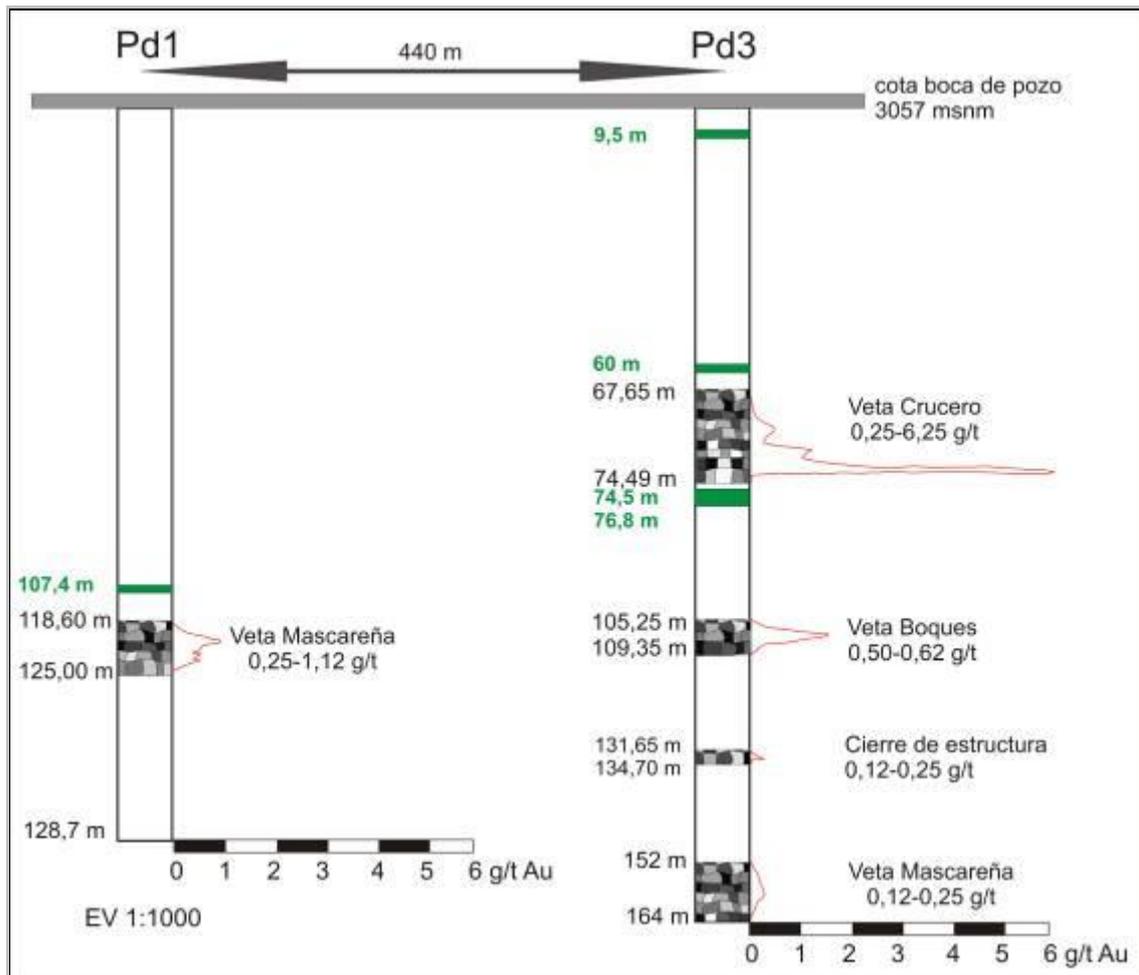


Figura 8.4. Perforaciones Pd1 y Pd3 realizados sobre la zona de vetas Oro del Sur. Datos tomados de **Fusari et al. (1993)**. Al realizarse el logeo de estas perforaciones se identificó la mineralización diseminada de Cerro Canario (Capítulo 7) compuesta por pirita-(*electrum*-oro)-calcopirita-pirrotina-magnetita-calcosina-covelina que se muestra en color verde.

Se realizaron dos perforaciones en el área del depósito, PD1 y PD3. La perforación PD1 (inclinación 70°N) alcanzó una profundidad de 128,75 m y atravesó la veta Mascareña. La perforación PD3 (inclinación 63°N) llegó a los 164 m y atravesó cuatro estructuras: la veta Crucero, la veta Boques, una estructura mineralizada y la veta Mascareña (**Figura 8.4**).

8.1.3 ALTERACIÓN

En superficie las vetas se caracterizan por textura de *boxworks* con abundantes óxidos de Fe de color rojo oscuro, subordinada caolinita y finas venillas de sílice con textura en peine y presencia de geodas de hasta 1 cm. También se reconoce sílice con oquedades como producto residual de la lixiviación ácida. Se identificó escasa pirita relíctica. En la veta Mascareña, que es la principal del depósito, se reconocen venillas muy finas rellenas con minerales “verdes de Cu”.

La alteración potásica se presenta de forma generalizada y está representada por una suave biotitización en nidos de distribución intersticial o bien por turmalina diseminada y una suave feldespatización que se da como reemplazo de los fenocristales de plagioclasa. Finalmente en algunos sectores se reconoce escaso epidoto en gránulos diseminados y tremolita intersticial.

La alteración filica, que se sobreimpone a la potásica, se presenta moderada en las rocas de caja que hospedan a las vetas con paragénesis cuarzo-sericita-rutilo. El cuarzo se presenta intersticialmente con textura en mosaico principalmente; la sericita aparece como reemplazo de los feldespatos o conformando agregados intersticiales; el rutilo constituye gránulos diseminados o como pseudomorfos de los anfíboles. También se reconoce escasa apatita espacialmente asociada a minerales opacos que ocurren en forma diseminada y en venillas. **Fusari et al., (1993)** también mencionan la presencia de alunita como mineral de alteración.

8.1.4 GEOQUÍMICA DE METALES

Se realizó un muestreo para análisis químicos para determinar en forma general los contenidos de elementos metálicos el cual abarcó la veta Mascareña en toda su extensión, así como la roca de caja. Los resultados obtenidos se presentan en la **Tabla 8.1**.

	UP16	Upa14	UPb14	UPc14	UP87	UP90	UP92
	Labor	Labor	Labor	Labor	Roca de caja	Corta-veta	Roca de caja
Zn	49	655	213	316	158	237	191
Cu	807	997	472	11000			
As	423	417	56	174	2,7	11,8	50,5
Au	0,508	4,12	1,15	0,957	0,003	0,093	0,262
Mo	86	42	6	7			2
Pb	228	83	17	8			
Sb	4,9	8,6	1		0,4	0,6	0,4
W	57	135	19	33	531	207	427

Tabla 8.1. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm).). Las casillas vacías indican que no fue analizado el elemento.

Los gráficos de correlación realizados para diferentes pares de metales (**Figura 8.5**) muestran correlación positiva entre As-Sb; Zn-Au; As-Au y Sb-Au. Resulta indudable que el As, Sb y Au correlacionan entre sí lo que podría sugerir que corresponden a un mismo pulso de mineralización (las anomalías de As y las anomalías pequeñas de Sb pueden corresponder a la enargita, por lo que el Au estaría en ese mismo pulso).

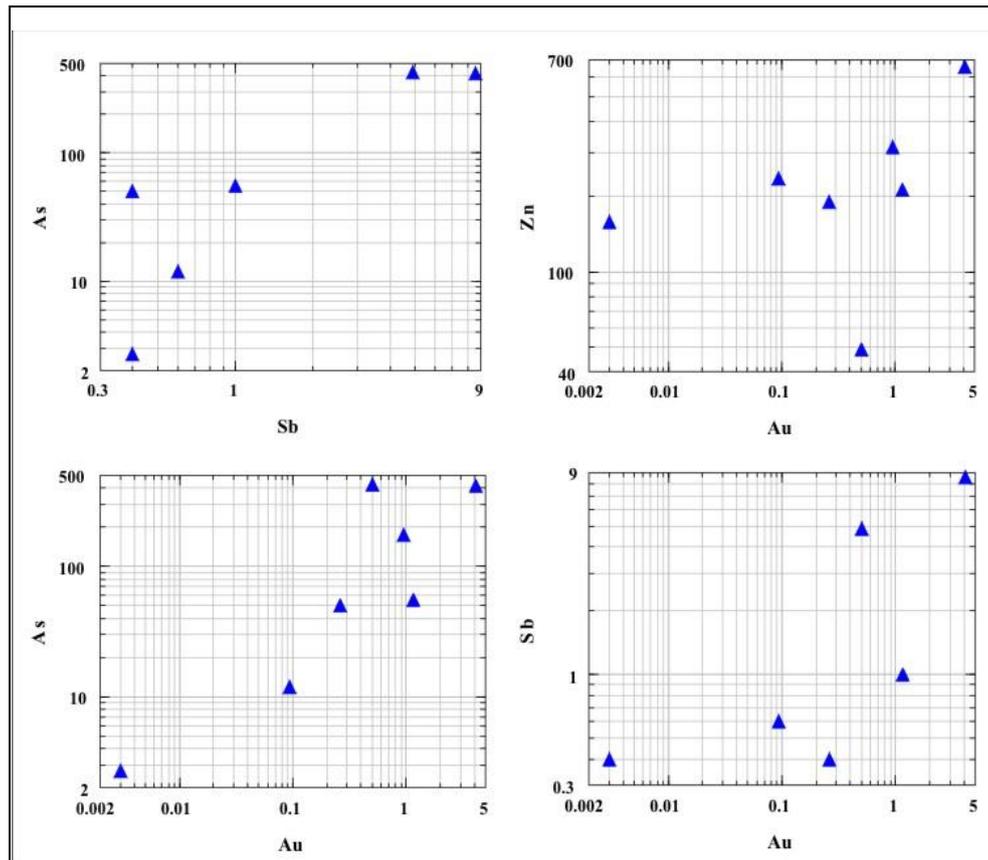


Figura 8.5. Gráficos de correlación para algunos pares de metales de la veta Mascareña.

8.1.5 INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio de las inclusiones fluidas fue realizado sobre una muestra de roca con venillas de limonitas y cuarzo perteneciente a la veta Mascareña (UP90) tomada en una labor corta-veta. La roca de caja de esta veta es una volcanita de grano fino, de color blanco amarillento; microscópicamente se observa que está compuesta por plagioclasa, cuarzo y escasa sericita (**Figura 8.6**) con alteración fílica moderada a fuerte y venillas de cuarzo, una de las cuales fue elegida para este estudio.

El estudio petrográfico de la sección bipulida permitió reconocer inclusiones de **tipo II** con una gran burbuja de vapor e inclusiones de **tipo III (2)**, las que contienen uno o más minerales hijos de formas cúbicas y escasos opacos muy pequeños, algunos cúbicos (**Figura 8.6**). Los resultados de los análisis termométricos se presentan en la **Tabla 8.2**.

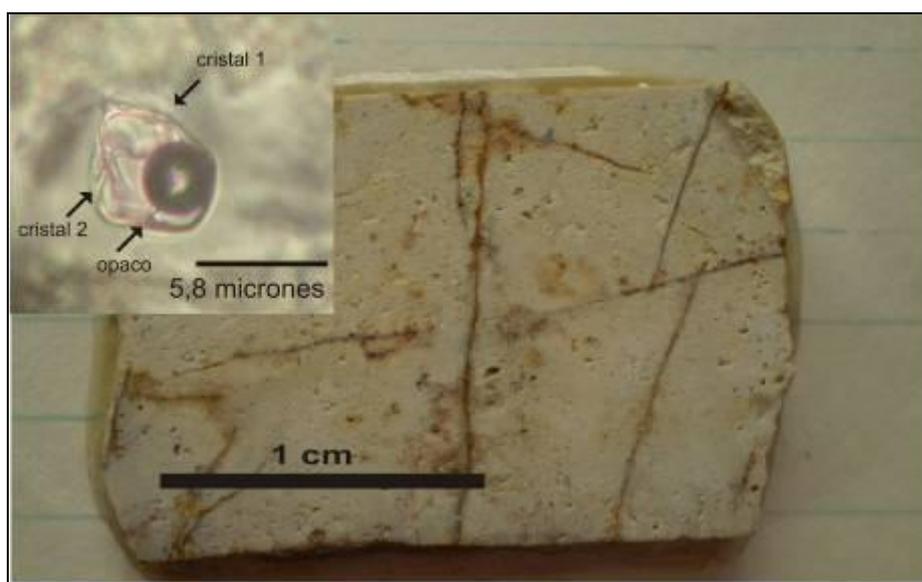


Figura 8.6 Muestra tomada en un corta-veta de la Mascareña; la roca se presenta blanqueada por la alteración sericítico-arcillosa, también se pueden observar venillas rellenas de limonitas y cuarzo. En la sección superior izquierda se observa una de las IF estudiadas (tipo III 2), compuesta por una burbuja, dos cristales transparentes y un pequeño cristal opaco.

Tipo IF	Th Burbuja (°C)	Tm Hielo (°C)	Tm Halita (°C)	Salinidad (% Eq. NaCl)	Densidad (g/cm)	Presion de entrapamiento o presión mínima (Bar)
II	334,5	-0,2	-	0,35	6,9	136
II	335,1	-1,9	-	3,23	8	135
II	386,1	-0,2	-	26,26	11,2	193
III (2)	424,6	-	10,5	26,31	10,1	271
III (2)	417,3	-	7,9	26,29	10,3	256

Tabla 8.2. Rangos de temperatura y salinidad para las inclusiones fluidas: Th (temperatura de homogeneización), Tm (temperatura final de fusión). Debido al límite de operación del equipo no se pudieron medir aquellas inclusiones de más de 500°C.

Los resultados obtenidos (**Tabla 8.2**) permiten identificar dos grupos de inclusiones, uno de baja salinidad y temperaturas aproximadas de 335°C y otro de salinidad moderada a alta ($\pm 26\%$ en peso eq. NaCl) y temperaturas mayores (417-424°C). Estos últimos valores corresponden a la presencia del pórfiro Cerro Canario y el *telescoping* con Oro del Sur.

8.1.6 ISÓTOPOS DE O

En dos muestras tomadas en la veta Mascareña se realizaron análisis de isótopos de oxígeno que se presentan en la **tabla 8.3** junto con los valores corregidos a fluido (Capítulo 2 Metodología).

Muestra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$
UP90	16,66	14,24
UP92 roca de caja	14,17	11,75

Tabla 8.3. Isótopos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en roca total (RT) y los consiguientes valores corregidos a fluidos.

En la **figura 8.7** las muestras se ubican muy cercanas al campo de los fluidos andesíticos y bastante próximas a los fluidos magmáticos primarios con poca influencia del agua meteórica.

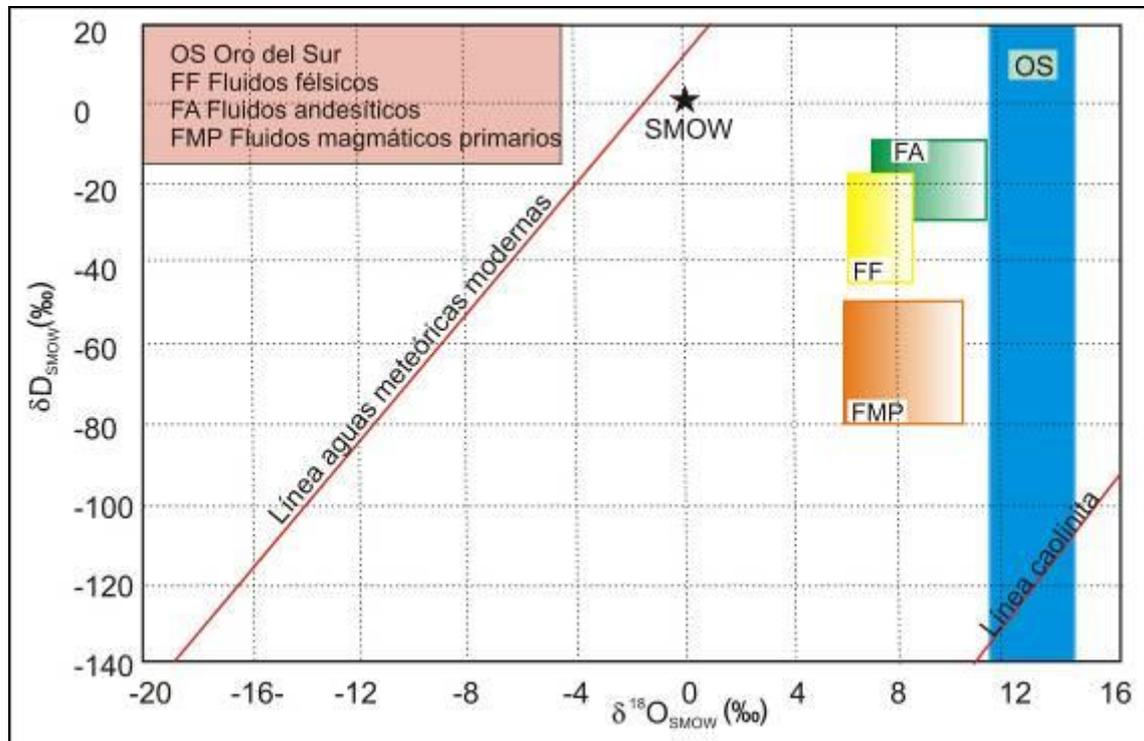


Figura 8.7. Gráfico $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la veta Mascareña. Los datos isotópicos fueron corregidos a fluido. (Tomado de **Camprubí 2003**). El área de los fluidos magmáticos primarios se define a partir de **Sheppard *et al.* (1969)**, **Taylor (1974)** y **Sheppard (1986)**, el de los fluidos félsicos a partir de **Taylor (1992)** y el de los fluidos andesíticos a partir de **Giggenbach (1992a y 1992b)**.

8.3 GRUPO MINERO PARAMILLOS DE USPALLATA

8.3.1 ANTECEDENTES MINEROS

Paramillos de Uspallata representa la primera mención (año 1638) de actividad minera en Argentina en la que se realizaba la explotación de minerales de Pb y Ag los cuales eran llevados a Chile para su beneficio (**Molina 1788**). Los primeros trabajos mineros fueron a cielo abierto (rajos al sol) en las vetas Vallejos, La Alcaparrosa, San Romualdo y La Vistosa que todavía se pueden observar, y trabajos subterráneos en el resto de las vetas; un ejemplo es la entrada principal a la veta Vallejos, realizada en piedra conformando una escalera inclinada (**Figura 8.8**). Hacia 1762 el depósito era explotado por dos mineros peruanos que en 1766 le imprimieron una profundidad de 90 metros (**Molina 1788**).



Figura 8.8. Entrada a la mina Descubridora de la veta Vallejos; tanto la entrada como el socavón de acceso a la mineralización están realizados en piedra por los antiguos mineros (**Molina 1788**).

En 1868 la concesión de las minas fue otorgada a los señores Eustaquio Villanueva y Antonio Canto que las explotaron en forma relativa; poco después, una de las principales labores, la veta Rosario, debió ser cerrada en 1874 por causa del ascenso del nivel del agua (**Rickard 1869**).

En 1884 la concesión fue cedida a Hipólito Raymond que pocos meses después la transfirió a Francisco P. Moreno quien constituyó, junto con otras personalidades porteñas, la “Sociedad Exploradora del Paramillo de Uspallata” y entregó la administración del depósito al geólogo Avé-Lallemant que desarrolló diversas labores y proyectó una planta de concentración y amplió la explotación desarrollando varias labores mineras (**Figura 8.9**). En 1908 la concesión del depósito fue otorgada a Benito Villanueva que lo trabajó hasta mediados de la década del 20. En 1949 el depósito pasó a la Compañía Potagua S. A. que también explotó por un tiempo un banco de diabasa alterada, denominada comercialmente “permutita” (**Rayces 1949**).



Figura 8.9. Vista del pique Gobernador, realizado por el Ing. Avé-Lallemant.

En 1976 la Compañía Minera Aguilar (CONMINA S. A) solicitó la concesión para tareas de exploración; los derechos pasaron poco después a nombre de Velke S. A. que explotó el depósito en forma discontinua hasta 1982 (**Angelelli 1983**) y en 1985 se cerró el establecimiento (**Lavandaio y Fusari, 1986**). Actualmente la empresa Minas de Paramillos S. A. realiza excursiones de turismo minero en el área del depósito.

El trabajo más completo que evaluó el depósito fue realizado por **Rayces (1949)**, quien afirma que el depósito tiene entre 15.000 a 20.000 m de labores subterráneas (piques, galerías y chimeneas) que comunican diversas labores de explotación en 36 vetas. El tonelaje total extraído estimado es de 414.000 t con reservas probables de 20.000 t e inferidas de 1.200.000 t (**Lavandaio y Fusari 1986**). Las leyes de Pb oscilan entre 0,35 y 6,56%, las de Zn entre 0,46 y 8,57% y las de Ag entre 57 y 1002,5 g/t (**Rayces 1949**).

8.3.2 YACENCIA

El yacimiento (2.900 msnm) ocupa un área de 18 km² y está compuesto por 40 vetas principales y 20 vetas menores (**Figura 8.10**).

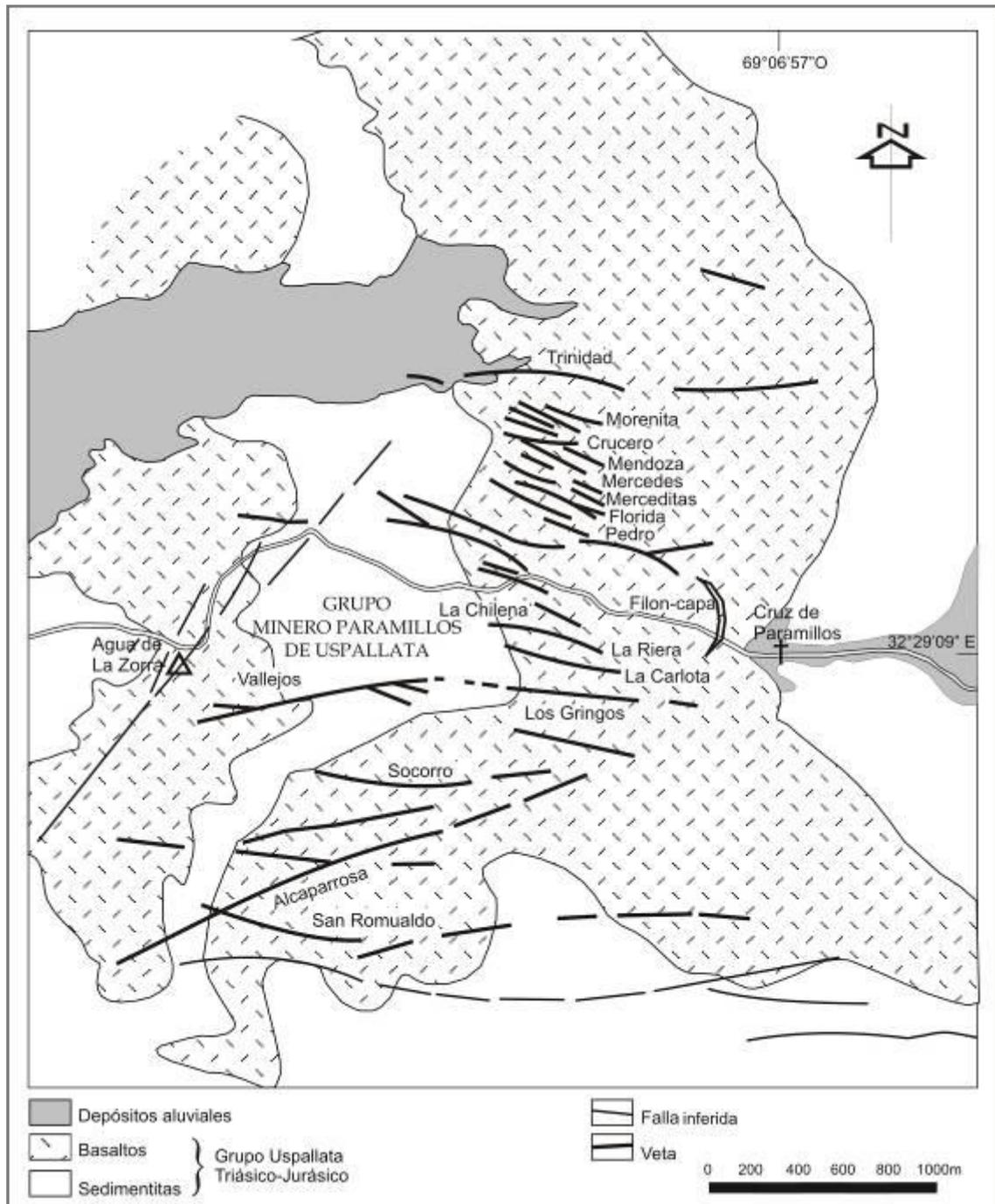


Figura 8.10. Mapa geológico del Grupo Minero Paramillos de Uspallata que muestra la distribución de las principales vetas del yacimiento. Adaptado de **Lavandaio y Fusari (1986)**.

Las vetas están alojadas principalmente en basaltos (Tr-J) y en menor medida en sedimentitas continentales (Tr) siguiendo fracturas y se disponen en forma sub-paralela en dos sistemas, uno principal de dirección NO-SE (Az entre 120 y 140°) y otro subordinado E-O (Az entre 240 y 281°), en ambos casos con inclinación de entre 70-80°

hasta subvertical. Estas estructuras coinciden en líneas generales con los lineamientos estructurales de la extensión triásica de Precordillera (**Japas et al. 2008**).

La corrida de las vetas NO-SE alcanza en algunos casos los 600 m. Las vetas pertenecientes al sistema E-O pueden alcanzar ocasionalmente longitudes mayores como es el caso de las vetas Vallejos (1800 m), Alcaparrosa (1500 m) y Trinidad (2500 m).

El espesor de las estructuras mineralizadas varía por lo general entre 0,40 y 0,60 m, pudiendo medir hasta 2 metros (**Rayces 1949**). La mayoría de las vetas se ramifica en dos o más guías que se vuelven a unir, siendo el relleno de esos espacios porciones de roca de caja triturada (**Figura 8.11**).



Figura 8.11. Afloramiento de la veta Vallejos, cerca del campamento Agua de la Zorra; se puede observar la bifurcación de la mineralización en un tramo corto.

8.3.3 MINERALIZACIÓN

Las vetas presentan estructuras bandeada, brechosa y en cocarda. El bandeamiento costriforme (**Figura 8.12a-b**) se observa en la alternancia de sucesivas y delgadas bandas subparalelas, distinguibles por la alternancia de mena y ganga. Otra variante de la textura observada es la cucarda (**Figura 8.12c-d**) que se forma cuando las bandas son concéntricas y nuevas bandas rodean trozos de veta o roca de caja.

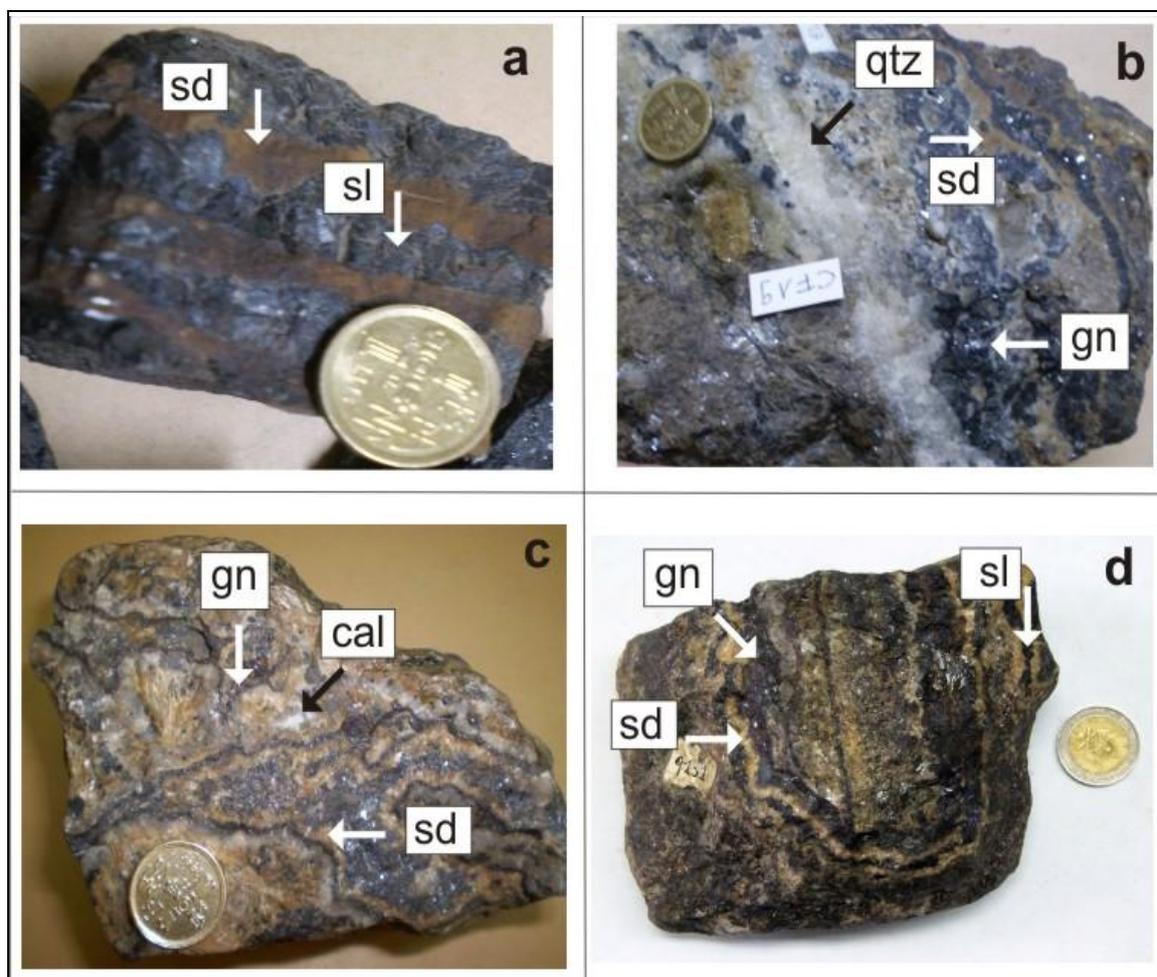


Figura 8.12. Detalle de las distintas estructuras que se observan en las vetas. **a.** Bandeada costriforme donde se observa alternancia de esfalerita (sl) y siderita (sd); **b.** Bandeada costriforme con alternancia de galena (gn), siderita (sd) y cuarzo (qtz) dispuesto en situación central; **c.** Bandeada cucarda donde las bandas se presentan con galena (gn), calcita (cal) y siderita (sd); **d.** Otro ejemplo de estructura bandeada cucarda con galena (gn), esfalerita (sl) y siderita (sd) donde un sector bandeado se presenta rodeado por la mineralización.

El yacimiento ha estado sometido a erosión muy intensa que ha dejado al descubierto las vetas por lo que han quedado sometidas a la intemperización, originándose en consecuencia zonas de oxidación y de enriquecimiento supergénico que han sido estudiadas gracias a los laboreos mineros subterráneos.

La zona de oxidación, que alcanza hasta 30-40 metros de profundidad, se encuentra compuesta por pirolusita, piromorfita (**Botto et al. 1996**), malaquita, crisocola, azurita, cerusita, limonitas negras, anglesita y platas córneas (cerargirita y embolita) (**Avé-Lallemant 1890a; Rayces 1949; Angelelli 1983**).

La zona de enriquecimiento supergénico se caracteriza por la presencia de plata nativa y acantita (**Avé-Lallemant 1890a**). En menor medida se reconoció mimetesita, calcosina y covelina (**Angelelli 1983**).

La mineralización hipogénica está principalmente compuesta por esfalerita que se presenta en cristales anhedrales, galena argentífera y piritita. También se identificó tetraedrita, calcopirita, bornita, jordanita y proustita-pirargirita. (**Avé-Lallemant 1890a; Angelelli 1983**).

Como ganga se reconoce siderita manganífera (hasta 10% de MnO según **Rayces 1949**), calcita y en menor proporción cuarzo en venillas finas con sutura central y cuarzo en peine así como cerusita y escasas calcedonia y baritina; en la veta Vallejos se ha reconocido ópalo en escasa cantidad así como presencia de trozos de basaltos tholeíticos (conocida por los mineros informales como masacota según **Rayces 1949**) triturados y mezclados con arcillas ferruginosas acompañando la mineralización.

8.3.3.1 ESTUDIO DE DOS VETAS

Con el fin de analizar con mayor detalle las paragénesis de mena, se realizó el estudio mineralógico de muestras de dos vetas: **Santa Rita** y **Tajo**. Los estudios consistieron en análisis con microscopía de reflexión que y en el caso de la veta Tajo se complementó con análisis por EDS que permitieron conocer la química mineral.

VETA SANTA RITA

Esta veta presenta estructura bandeada y maciza. Los principales minerales de mena reconocidos son galena, esfalerita negra y pirita en ganga de calcita con escasa participación de sílice.

Al microscopio (**Figura 8.13a**) se han podido identificar dos generaciones de esfalerita (**Carrasquero y Del Blanco 2010**), una temprana con textura “*disease*” y otra sin calcopirita la cual está intercrecida con galena. Este último mineral presenta inclusiones de freibergita cuyos tamaños varían de 5 a 25 micrones así como de calcopirita de entre 10 y 50 micrones. Se observó en algunos casos la presencia de planos de clivaje ondulado en los cristales de galena indicando que sufrió deformación (**Carrasquero y Del Blanco 2010**).

La tetraedrita aparece reemplazando a la galena (**Figura 8.13b**) y también intercrecida con la esfalerita de la segunda generación; muestra ocasionalmente muy escasas y pequeñas inclusiones de sulfosales (?), que no exceden los 10 micrones. Otros minerales presentes son pirita y en forma subordinada marcasita que conforma cristales con hábito prismático o acicular muy fino, en ganga silícea (**Carrasquero y Del Blanco 2010**).

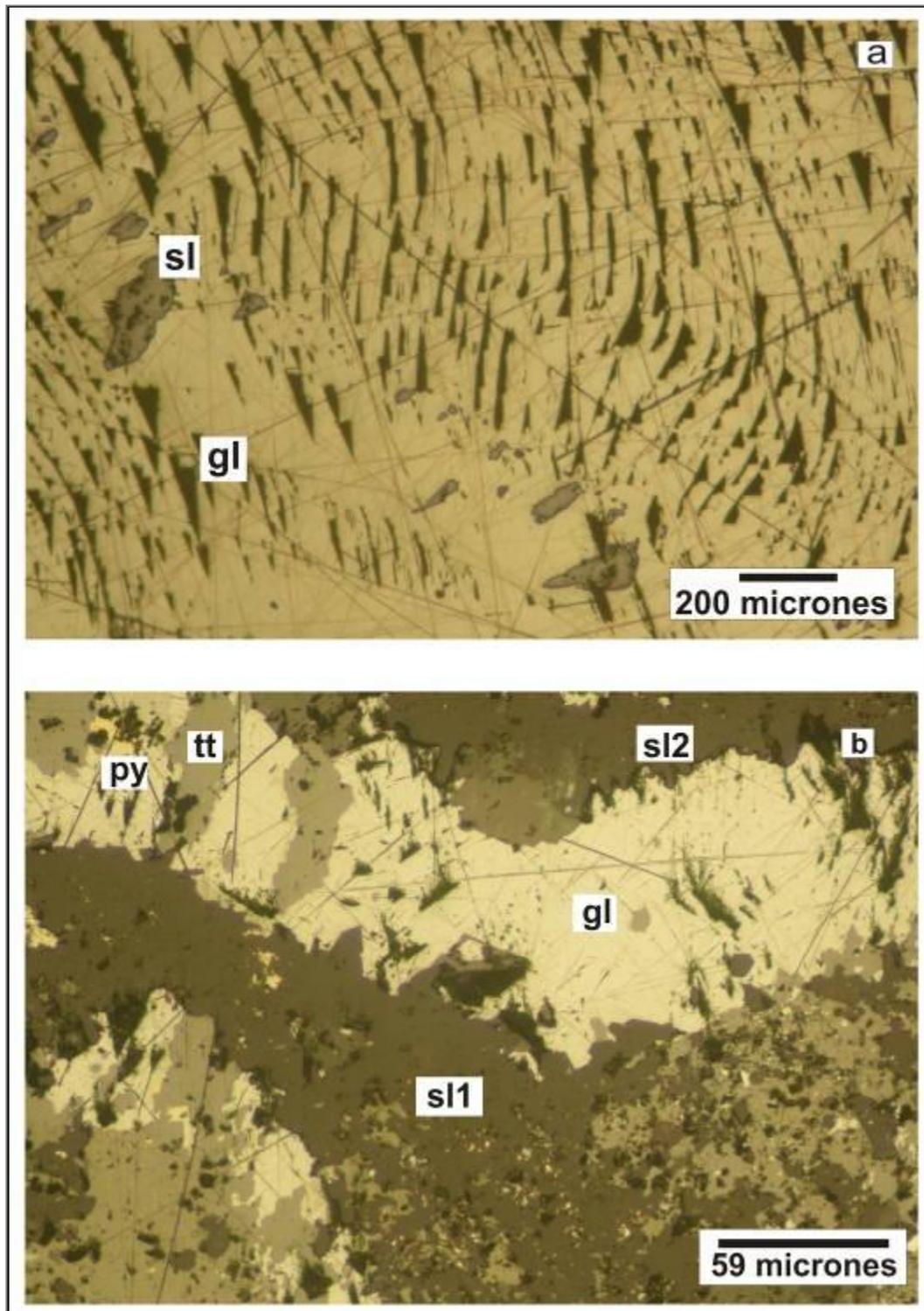


Figura 8.13. Fotomicrografías de la mineralización de la veta Santa Rita. **a.** Sección con galena (gn) cuyos planos de clivaje presentan forma ondulada y escasa esfalerita (sl). **b.** Esfalerita (sl1) de la primera generación con textura “*disease*”, acompañada por galena reemplazada por tetrahedrita (tt) intercrecida con esfalerita (sl2) de segunda generación y acompañada por escasa pirita (py). Abreviaturas según **Fontboté y Perroud (2006)**.

En base a las relaciones texturales se establece la secuencia paragenética de mena que se presenta en la **figura 8.14**.

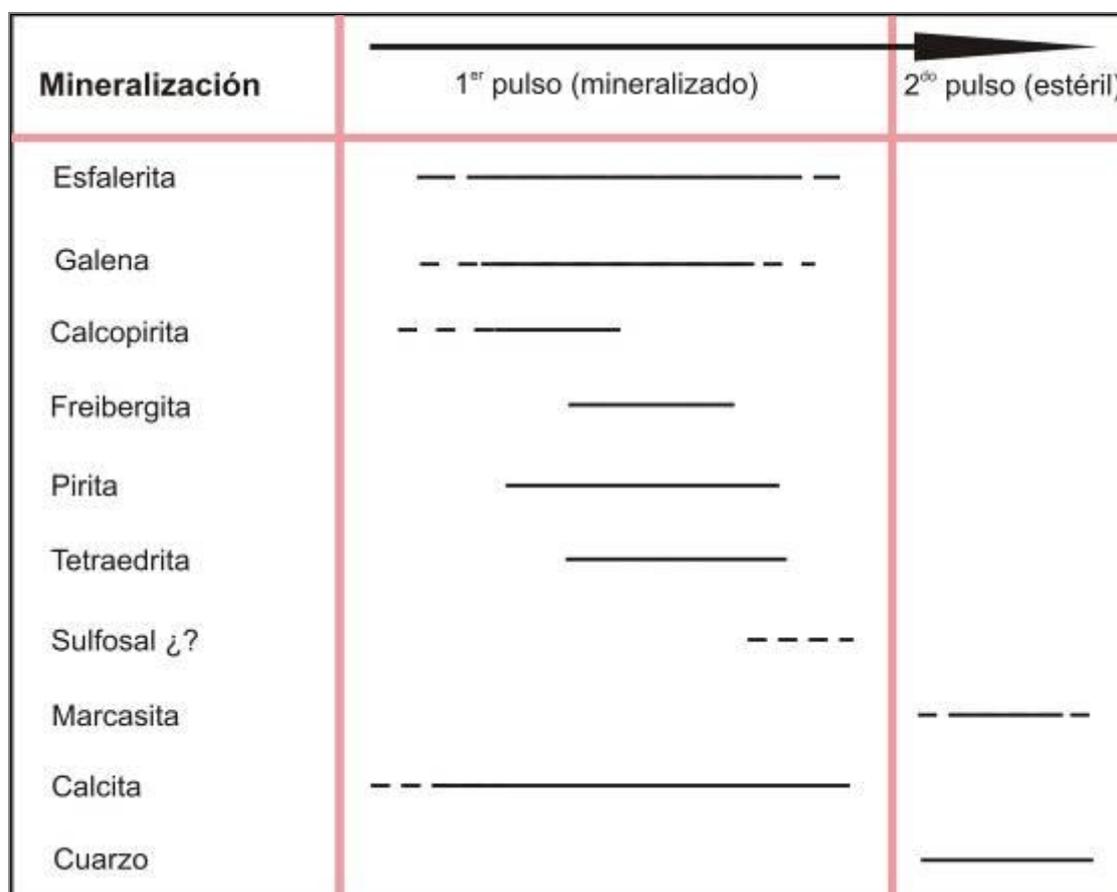


Figura 8.14. Secuencia paragenética parcial de la veta Santa Rita.

VETA TAJO

Esta veta presenta estructura crustiforme con bandas paralelas a la roca de caja. La paragénesis de mena está compuesta principalmente por galena y esfalerita (**Carrasquero et al. 2013a**) que se presentan en cristales anhedrales muchas veces en contacto. La esfalerita tiene textura “*disease*” en tanto que venillas de calcopirita atraviesan tanto a la galena como a la esfalerita. Se reconoce además escasa pirita en cristales euhédricos frecuentemente distribuidos en venillas o en los contactos entre la galena y la arsenopirita. Por otra parte se reconoce un mineral de la serie tetraedrita-tennantita (**Figura 8.15a-b**) que se presenta en cristales anhedrales reemplazando parcialmente a la

galena y a la esfalerita. Tanto este mineral como la galena se encuentran parcialmente reemplazados por cristales subhedrales tabulares de boulangerita (**Figura 8.15b**). Finalmente se reconocen cristales tabulares a aciculares fuertemente anisótropos de una sulfosal (¿?) que reemplaza a los anteriores. Toda esta asociación presenta una ganga de carbonato (siderita). Venillas de cuarzo atraviesan la paragénesis anterior y contienen cristales tabulares a aciculares de arsenopirita y agregados de marcasita (**Figura 8.15c**), este último mineral como probable reemplazo de melnikovita (gel de piritita), (**Carrasquero et al. 2013a**).

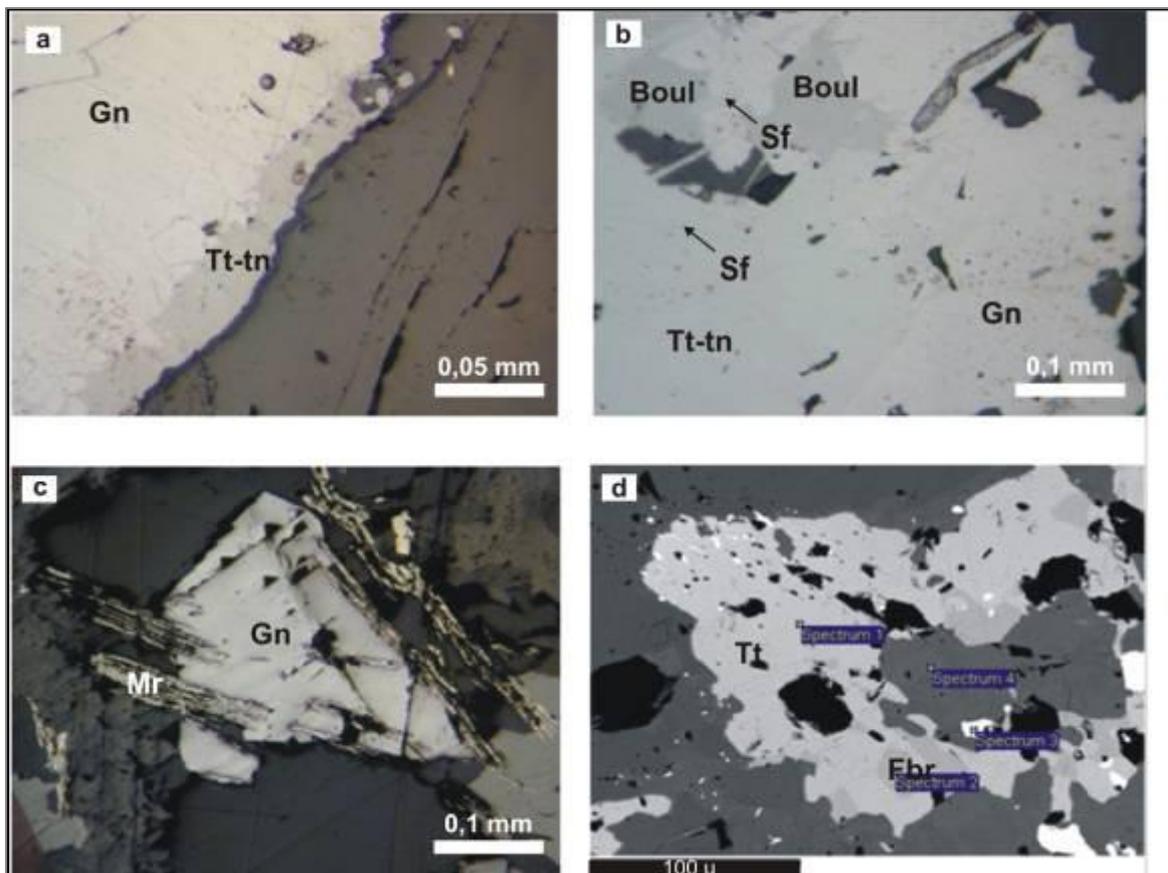


Figura 8.15. Fotomicrografías de la mineralización de veta Tajo. **a.** Tetraedrita-tennantita (tt-tn) reemplazando a la galena (gn). **b.** Galena (gn) reemplazada por tetraedrita-tennantita la que a su vez se encuentra reemplazada por boulangerita (boul); cristales aciculares y tabulares de la sulfosal (sf) reemplazando a la tetraedrita y a la boulangerita. **c.** Galena y por encima marcasita (mr). **d.** Imagen de electrones retrodispersados mostrando las desmezclas de freibergita (fbr), de tono gris más oscuro, en tetraedrita (tt).

Química mineral

Se realizaron análisis con SEM-EDS (Capítulo 2) en muestras de la veta Tajo con el fin de confirmar la mineralogía de mena reconocida microscópicamente y determinar la química mineral (**Carrasquero *et al.* 2013a**) cuyos resultados obtenidos se presentan en la **Tabla 8.4**.

La química mineral indica que la galena es argentífera con cantidades variables de Ag que alcanzan hasta prácticamente 8% en peso. Por otra parte la calcopirita muestra una composición muy constante en tanto que la esfalerita tiene bajos contenidos en Fe.

A partir de las imágenes de electrones retrodispersados se observa que la freibergita ($\text{Ag}_3\text{SbCu}_4\text{S}_{13}$), otro de los minerales portadores de Ag dentro de la paragénesis, aparece como desmezcla dentro de la tetraedrita-tennantita (**Figura 8.15d**), identificada como tennantita en base a su composición química. La química mineral también permitió confirmar la presencia de boulangierita ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) que fuera determinada por vía óptica (**Carrasquero *et al.* 2013a**).

	S	Pb	Cu	Fe	Zn	As	Sb	Ag
Galena	13,31	84,37						
	13,65	84,65						1,71
	13,43	85,18						1,38
	13,37	85,43						1,79
	13,32	87,03						
	13,28	78,97						7,75
	14,02	85,99						
Calcopirita	33,93		33,8	32,26				
	34,06		33,94	33,94				
	34,3		33,86	33,86				
	34,62		35,35	30,0				
	34,56		34,43	31,0				
Esfalerita	34,37			2,69	62,52			
Marcasita	53,08			47,23				
Tetraedrita Tennantita	25,53		38,90	2,49	5,65	4,07	23,37	
	25,25		38,55	2,05	5,19	2,88	26,04	
	24,23		40,36	1,58	5,74	3,41	24,69	
	24,80		41,69	2,20	5,94	3,03	22,38	
	25,52		40,81	2,56	4,25	3,21	23,61	
Freibergita	23,18		22,76	5,70			26,06	22,30
	23,28		23,02	4,41			27,84	21,49
	22,48		24,32	4,48			26,93	21,78
Boulangerita	19,34	53,91					28,63	
Owyheeita	19,28	45,61					29,30	6,13
	19,39	45,73					29,43	6,55
	19,37	41,48					31,83	7,3

Tabla 8.4. Composición química expresada en % en peso obtenida con SEM - EDS para distintas fases minerales de la paragénesis de mena de la Veta Tajo (Carrasquero *et al.* 2013a).

Por último, los resultados obtenidos (Tabla 8.4) permitieron identificar como owyheeita ($Pb_7Ag_2(Sb,Bi)_8S_{20}$) al mineral en cristales aciculares que forma parte de la paragénesis de minerales de Pb-Zn-Ag. Cabe destacar que sus características ópticas son coincidentes con la de dicha especie mineral. Esta es la primera mención de owyheeita para la región. En base a los datos texturales se presenta la secuencia paragenética parcial de mena propuesta para la veta Tajo (Figura 8.16).

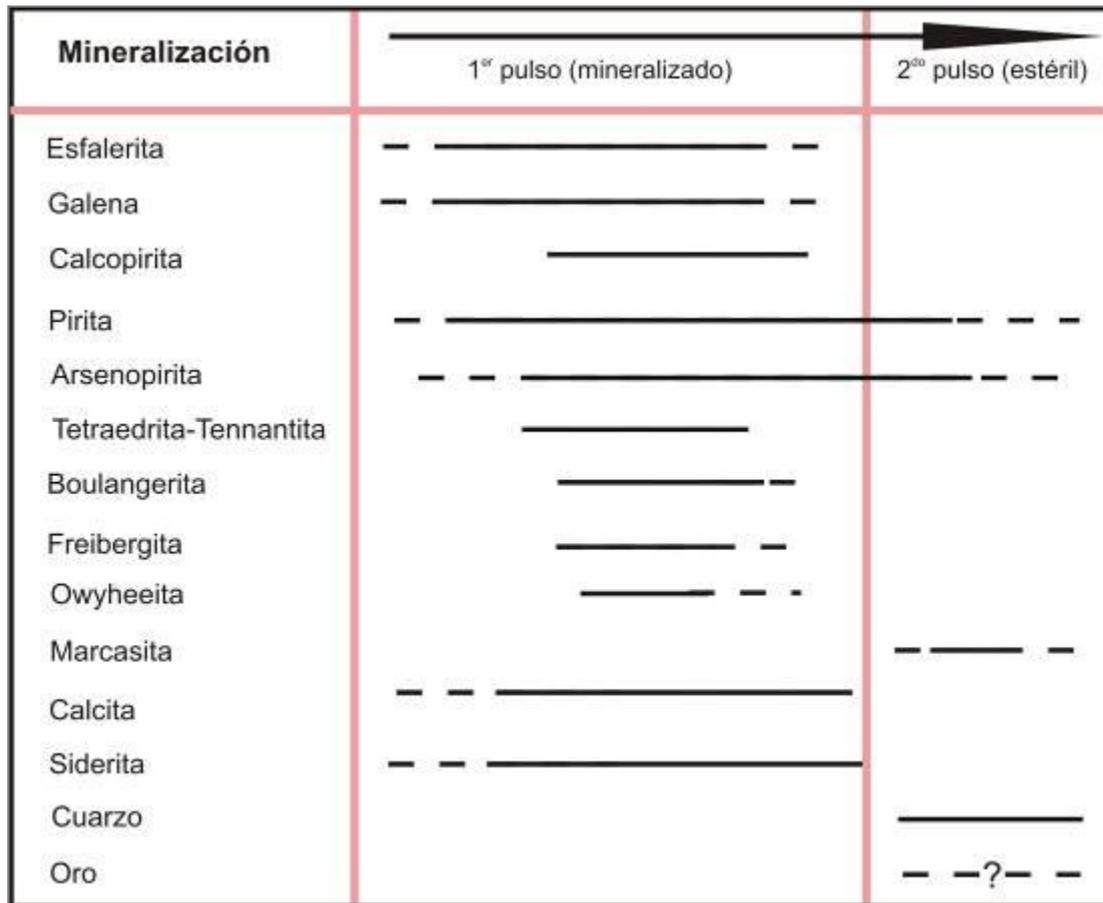


Figura 8.16. Secuencia paragenética parcial de la veta Tajo.

Geoquímica de metales

Se realizaron análisis de cuatro muestras de la veta Tajo para conocer los contenidos de elementos metálicos. Los resultados obtenidos (**Tabla 8.5**) indican que las muestras 1 y 4 tienen altos valores de As y moderados de Sb que podrían indicar la presencia dominante de fases arsenicales como arsenopirita; el Au podría estar asociado a la arsenopirita, que se forma en el segundo pulso hidrotermal. Los análisis 2 y 3 muestran altos tenores de Sb y altos valores de Ag lo que sugiere la participación dominante de sulfosales y particularmente de las argentíferas.

	Tajo1	Tajo4	Tajo2	Tajo3
Zn	208.000	204.000	58.500	17.400
Cu				937
Ni	149	199	549	109
Co	9	12	6	4
Cr	200	170	430	87
Au	2,04	3,4	0,216	0,024
As	7.900	9.100	320	100
Sb	660	390	5.000	1.700
Ag	730	400	17.000	970
Fe %	8,70	6,88	21,3	20,6
Mo	5,9	8	63	6,9
W	3,9	4	68	3

Tabla 8.5. Análisis de elementos metálicos de la veta Tajo expresados en ppm (excepto Fe). Las casillas vacías indican que no fue analizado el elemento.

8.3.4 ESTUDIOS ISOTÓPICOS DE O-C-Pb

8.3.4.1 Isótopos de O y C

El oxígeno es el elemento más abundante de la Tierra y permanece estable en un amplio rango de temperatura, propiedad físico-química que lo coloca en una posición de interés en los estudios de geoquímica de isótopos para conocer su fuente. También resulta interesante un estudio combinado de isótopos de carbono como un instrumento poderoso para distinguir la fuente del C. En este sentido, el estudio combinado de ambos isótopos puede dar indicio de la fuente de los fluidos que dieron origen a la mineralización.

Con esta finalidad se realizaron estudios de isótopos de oxígeno y carbono en cuarzo, carbonato y roca total (alteración?) de muestras provenientes de algunas vetas, cuyos resultados se presentan en la **Tabla 8.6**.

Muestra N°	Vetas	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Cuarzo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Roca total)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (Siderita)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Siderita)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Siderita)
F9161	Cementerio		15,38			
BM 1	Belén	14,21				
BM 2	Mendoza	15,25				
UP9	San Lorenzo	16,52				
F4916	San Miguel	16,16				
UP66	Santa Rita	16,20				
UP140	San Pedro			-8,89	20,84	-2,97
	Tajo Chile	11,5 – 13,2			16,3 – 19,1	
	Tajo Gob.	13,8 – 17,4			15,5	

Tabla 8.6. Análisis de isótopos de oxígeno y carbono. Los datos isotópicos para veta Tajo niveles Chile y Gobernador corresponden a **Garrido *et al.* (1998)** y **Garrido *et al.* (2001)**. El dato de $\delta^{18}\text{O}$ (Siderita) SMOW ‰ de UP140 fue calculado como se indica en el Capítulo 2. Las muestras F9161 y F4916 pertenecen a las colecciones de la División Geología Aplicada del Museo de La Plata (FCNyM-UNLP).

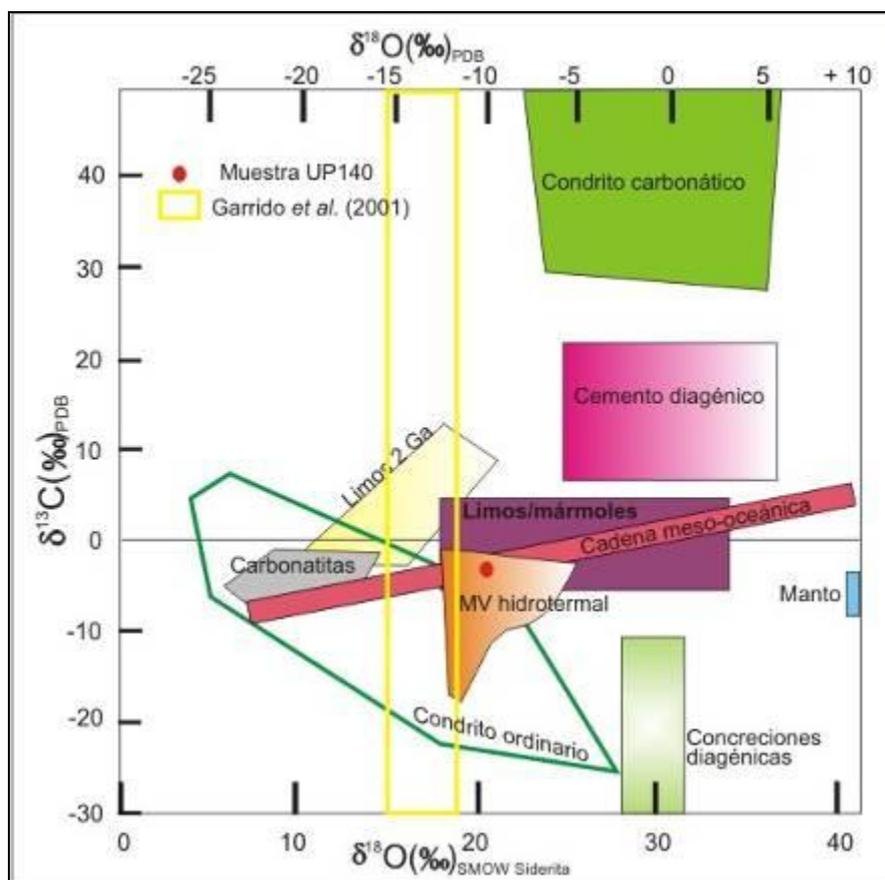


Figura 8.17. Composición isotópica de los carbonatos en diferentes ambientes tomando como variables el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (siderita) versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Siderita). La muestra UP140 corresponde a la veta San

Pedro. En amarillo las muestras de **Garrido et al. (2001)** de las cuales sólo se conoce el dato medido de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (siderita). Adaptado de **Rollinson (1995)**.

En la **figura 8.17** se presenta la composición de los carbonatos en diferentes ambientes donde la muestra UP140 de la veta San Pedro se ubica en los campos de los depósitos *Mississippi Valley* (MV) y el de limos/mármoles en tanto las muestras de veta Tajo (**Garrido et al. 2001**) se sitúan entre estas fuentes con tendencia hacia el campo de las carbonatitas. En el gráfico de fuentes del C (**Figura 8.18**) la muestra de veta San Pedro cae en los campos de las carbonatitas ígneas, mármoles y limolitas; cabe recordar que en la columna estratigráfica se ha reconocido la presencia de calizas y metacalizas dolomíticas (Capítulo 3 Marco Geológico – Tectónico) pertenecientes al Grupo Villavicencio (Ord medio - Dv inferior) que alcanzaron un desarrollo muy importante al este de la región en estudio y que podría haber sido la fuente regional de C aunque no se descarta la participación de C de origen ígneo en los fluidos mineralizantes.

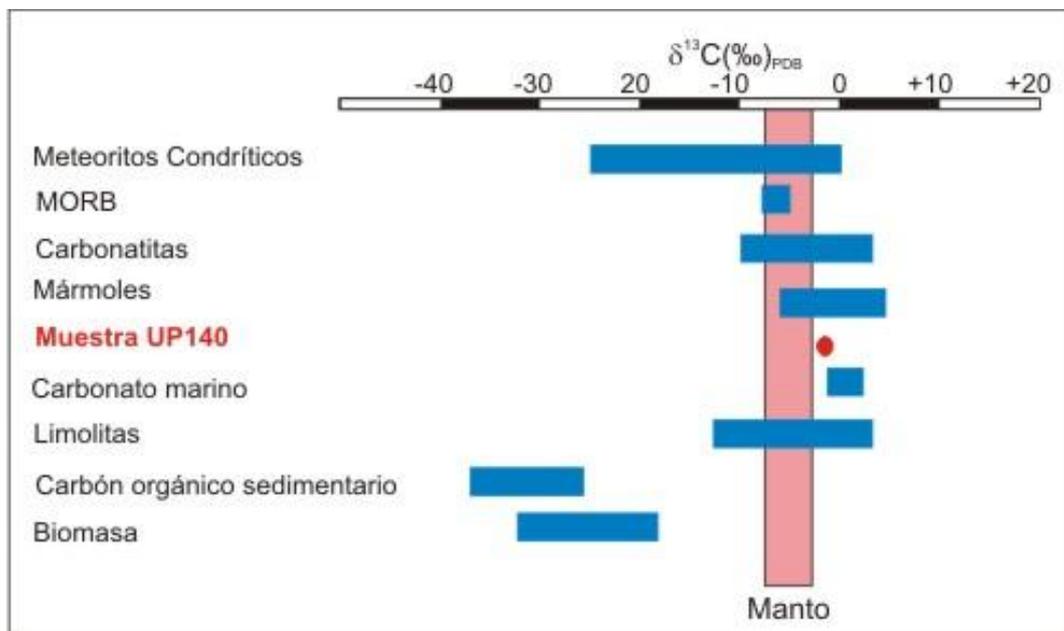


Figura 8.18. Gráfico de fuentes de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. La muestra UP140 (en rojo) corresponde a la veta San Pedro. Adaptado de **Rollinson (1995)**.

Por otra parte también se realizó el cálculo de la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ del fluido a partir de los datos isotópicos de cuarzo y siderita (ver apartado 2.6.3). Los resultados obtenidos se presentan en la **tabla 8.7**.

Muestra N°	Vetas	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (Cuarzo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (Siderita)
BM 1	Belén	2,51	
BM 2	Mendoza	3,55	
UP9	San Lorenzo	4,82	
F4916	San Miguel	4,46	
UP66	Santa Rita	4,5	
UP140	San Pedro		9,9

Tabla 8.7. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculado a partir de cuarzo según **Clayton et al. (1972)** y siderita según **Zheng (1999)**.

En el gráfico δD versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la **figura 8.19**, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las vetas Belén-Mendoza, San Lorenzo, San Miguel y Santa Rita (en rojo) y la veta San Pedro (en verde) y los datos de **Garrido et al. (2001)** (en amarillo) se posicionan en una franja que se superpone parcialmente con la de las aguas magmáticas extendiéndose hacia la recta de aguas meteóricas y el SMOW, lo que indica que los fluidos están dominados por aguas magmáticas.

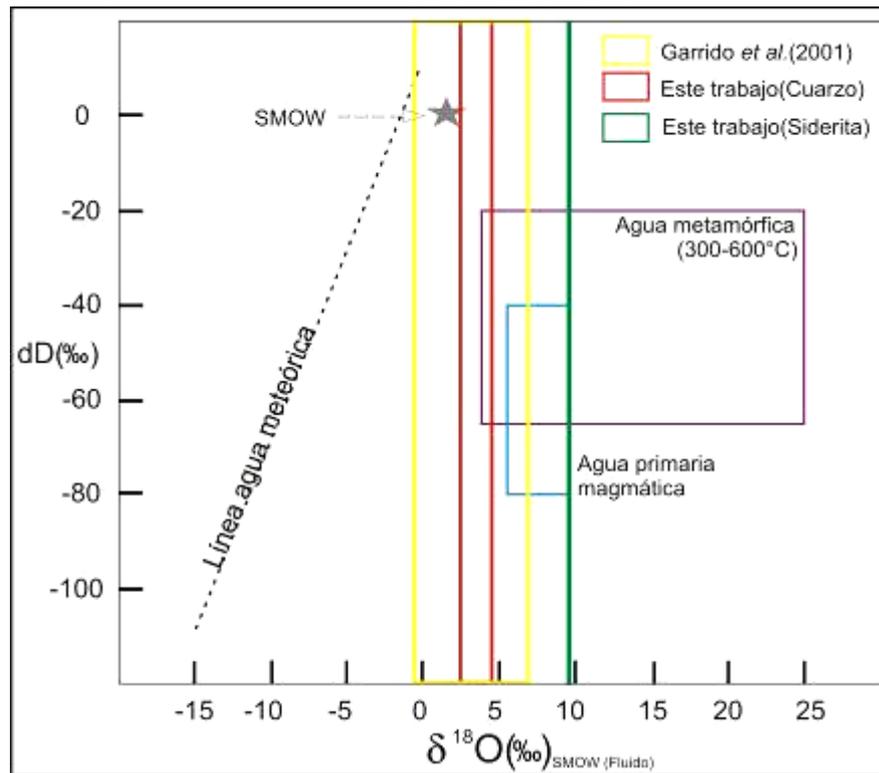


Figura 8.19. Gráfico δD versus $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$. Las vetas analizadas (en rojo) son Belén-Mendoza, San Lorenzo, San Miguel, Santa Rita. En verde la veta San Pedro. En amarillo los datos de veta Tajo de Garrido *et al.* (2001). Adaptado de Taylor (1974).

Al contrastar la composición isotópica calculada para los fluidos hidrotermales con la de las diferentes fuentes (**Figura 8.20**), se observa que las muestras se ubican en el rango de los fluidos y rocas magmáticos, en tanto las de Garrido *et al.* (2001) lo hacen entre el rango magmático y el de aguas meteóricas (pasando por el agua de mar), confirmando el dominio de los fluidos de origen magmático en el sistema hidrotermal y sugiriendo una participación subordinada de fluidos meteóricos y/o agua de mar.

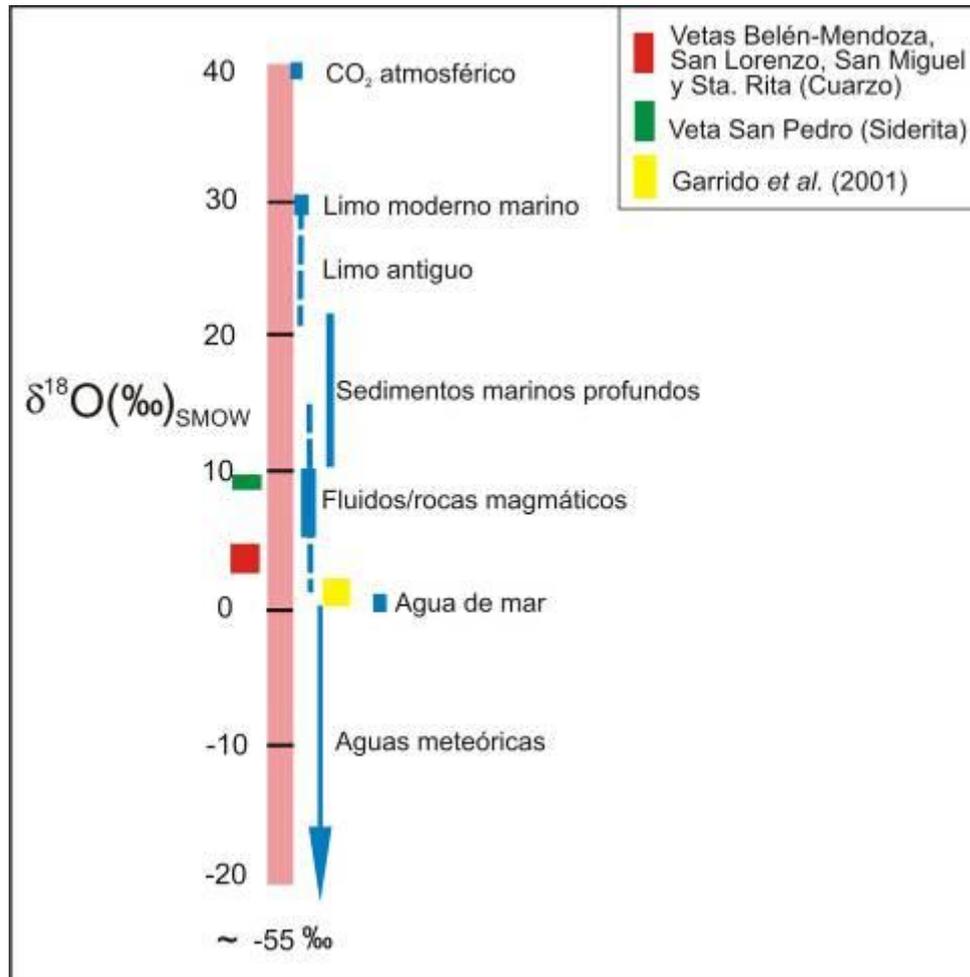


Figura 8.20. Distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para reservorios comunes mayores de la tierra que son importantes en los sistemas hidrotermales. Los datos isotópicos fueron corregidos a fluido. Las vetas analizadas (en rojo) son Belén-Mendoza, San Lorenzo, San Miguel y Santa Rita. En verde la veta San Pedro. En amarillo los datos de veta Tajo de **Garrido *et al.* (2001)** que presentan una ligera tendencia al agua de mar. Adaptado de **Campbell y Larson (1998)**.

8.3.4.2 ISÓTOPOS DE Pb

Se realizó la medición de las relaciones isotópicas de plomo en galena tomada de muestras de vetas (**Tabla 8.8**). El significado de estos resultados en la génesis de este depósito se discute en el capítulo 9.

Vetas	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Vallejos	18,497	15,587	38,303
San Miguel	18,424	15,581	38,247
Florida	18,501	15,587	38,319

Tabla 8.8. Relaciones isotópicas de Pb en galena. El material estudiado proviene de muestras depositadas en la División Geología Aplicada del Museo de La Plata (FCNyM-UNLP).

CAPÍTULO 9

MODELOS GENÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS

9.1. MARCO TECTÓNICO

El distrito minero Paramillos de Uspallata se encuentra ubicado en el segmento de subducción horizontal (*flat-slab*) que se extiende aproximadamente entre los 28° y 33°S de los Andes Centrales de Argentina y Chile. De acuerdo a **Kay y Mpodosis (2002)** el fenómeno de horizontalización que tuvo lugar durante el Mioceno, habría sido consecuencia de cambios en los parámetros de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, lo cual fue acompañado por la migración del magmatismo hacia el este (**Figura 9.1**). En cambio **Yañez et al. (2001; 2002)**, en base a paleo-reconstrucciones, sugieren que la subducción horizontal estaría relacionada con la progresiva subducción, de norte a sur, de la dorsal de Juan Fernández que se inició aproximadamente a los 20 Ma.

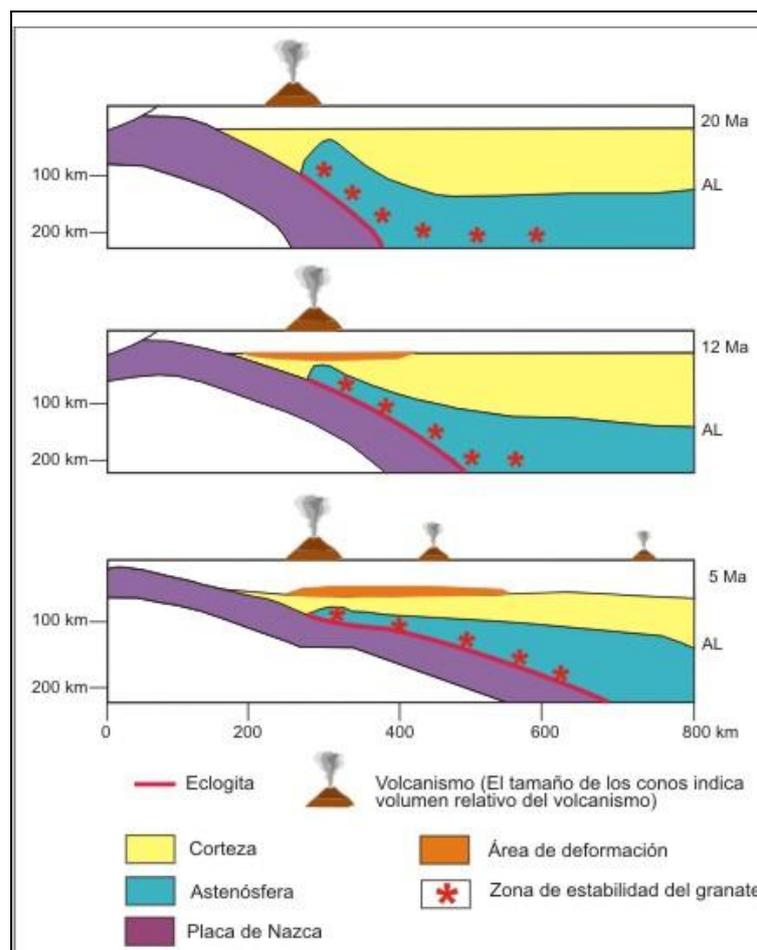


Figura 9.1. Corte esquemático que muestra la evolución tectomagmática entre los 20 y los 5 Ma a los 31°S. Adaptado de **Kay et al. (1987)**.

Simultáneamente a este proceso de horizontalización, se produjo un cambio en el régimen de deformación que pasó de transpresional a compresional; esta situación estuvo acompañada por un cambio en la firma química del magmatismo de calco-alcalino a adakítico (**Kay et al. 1987; Kay y Mpodozis 2002**) y un importante engrosamiento cortical, que al inicio de la horizontalización era de 35-40 km, en tanto que a los 5 Ma era de 55-65 Km (**Kay et al. 1991**). Actualmente el segmento está caracterizado por ausencia de volcanismo activo (**Barazangi e Isacks 1976**) e intensa actividad sísmica (**Jordan et al. 1983**).

9.2 FIRMA ADAKÍTICA DEL MAGMATISMO

El término ADAKITA fue establecido por **Defant y Drummond (1990)** para rocas ígneas de composición intermedia, con altas relaciones Sr/Y y La/Yb, asociadas a procesos de fusión parcial de corteza oceánica subducida en un ambiente de arco volcánico en condiciones de alta presión en el cual el granate es una fase residual estable y la plagioclasa está ausente. Estas rocas ya habían sido estudiadas por **Kay (1978)** en la isla Adak (Aleutianas) quien había sugerido que derivaban de la fusión de una losa subducida.

Rocas con estas características geoquímicas se dan principalmente en tres ambientes:

- ❖ Zonas de subducción de una placa oceánica joven (menor a 20-25 Ma) y caliente (**Defant y Drummond 1990; Drummond y Defant 1990; Peacock et al. 1994**).
- ❖ Zonas de colisión arco-continente (**Peacock et al. 1994; Haschke y Ben-Avraham 2005**), caracterizadas por un gradiente geotérmico elevado atribuido al engrosamiento de litósfera removida tectónicamente (**Chung et al. 2003**).
- ❖ Zonas de subducción en presencia de una corteza engrosada, donde el magmatismo resultaría de la fusión parcial de una corteza profunda básica a altas presiones. Bajo estas condiciones operan los procesos de MASH (fusión – asimilación – almacenaje - homogeneización) y AFC (asimilación – cristalización

fraccionada) (López Escobar 1982; Kay *et al.* 1987, 1991; Hildreth y Moorbath 1988; Petford y Atherton 1996; Richards y Kerrich 2007).

La fusión parcial de una corteza inferior máfica engrosada, en equilibrio con una mineralogía residual de granate-anfíbol, puede resultar en fundidos con firma adakítica; estos fundidos se incorporan desde la corteza inferior engrosada acumulándose a lo largo del límite entre la corteza inferior y el manto superior, puede suceder que el manto se funda o interactúe con la corteza engrosada (Peacock *et al.* 1994; Petford y Atherton 1996; Martin 1999; Kay y Mpodozis 2002; Ribeiro-Lauret 2007).

La estabilidad del granate y la deshidratación de minerales hidratados presentes en las facies anfibólicas van a determinar las condiciones petroquímicas necesarias para que se forme la ventana adakítica (Figura 9.2) con rangos de valores de temperatura entre 600 – 1000°C y presiones entre 0,7 y 2-2,5 GPa (Martin 1999; Amortegui Vera 2007).

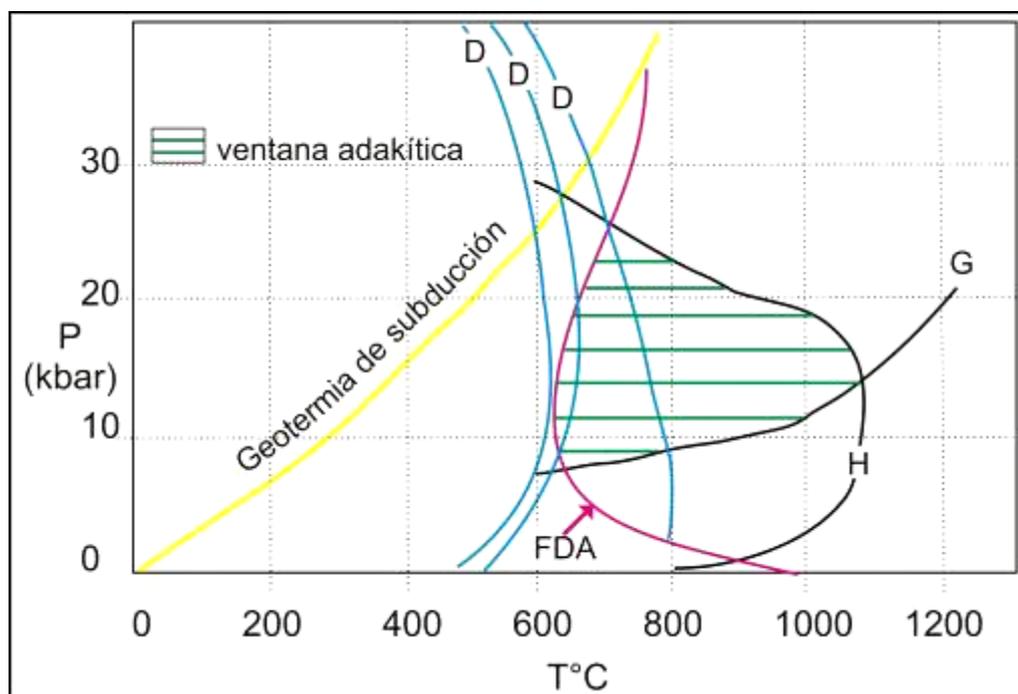


Figura 9.2. Diagrama Presión versus Temperatura que muestra las curvas de deshidratación (D) de minerales hidratados como actinolita, clorita, etc. La línea G corresponde al límite inferior de estabilidad del granate; H corresponde a la desaparición del anfíbol y FDA muestra la fusión-deshidratación del anfíbol. Adaptado de Maury *et al.* (1996) y Amortegui Vera (2007).

Estas rocas presentan ciertos rasgos geoquímicos identificatorios (**Tabla 9.1**) sugeridos por **Defant y Drummond (1990)** que fueron posteriormente ajustados por diferentes autores (**Martin 1999; Defant y Kepezhinskas 2001; Castillo 2006; Richards y Kerrich 2007, entre otros**).

Las adakitas se caracterizan por una composición intermedia a ácida y altos valores de Al_2O_3 y Na_2O . Presentan además altos valores de Sr, bajos valores de Y e Yb y ausencia de anomalía negativa de Eu (**Tabla 9.1**). Los altos valores de alúmina, Sr y Na_2O y la ausencia de anomalía de Eu están relacionados a la ausencia de plagioclasa en el restito en tanto que las altas relaciones La/Yb denotan la presencia de granate residual en la fuente.

En cuanto a las relaciones isotópicas de Sr y Nd, éstas son similares a las que presentan los basaltos de dorsal meso-oceánica (*MORB*) (**Kay et al. 1993; Maury et al. 1996; Castillo 2006**); en algunos casos, durante el ascenso del fundido, se presenta contaminación por sedimentos o cortical, por lo que las relaciones isotópicas pueden ser algo mayores.

Si bien son rocas difíciles de reconocer exclusivamente por criterios petrográficos, se caracterizan por la presencia de fenocristales de plagioclasas con zonación y anfíboles; también presentan cantidades considerables de apatita, titanita, zircón y titanomagnetita (**Castillo 2006; Macpherson et al. 2006**). La presencia de fenocristales de plagioclasa y anfíbol se relaciona con la cristalización bajo $P_{\text{H}_2\text{O}}$ elevada y fraccionamiento temprano de los piroxenos durante el ascenso de los magmas adakíticos (**Ionov y Hofmann 1995**).

	Defant y Drummond (1990)	Martin (1999)	Defant y Kepezhinskas (2001)	Castillo (2006)	Richards y Kerrich (2007)	Este trabajo
SiO ₂ wt%	≥56	>56	>56	≥56	≥56	>58
Al ₂ O ₃ wt%	≥15	>15	>15	≥15	≥15	>15
MgO wt%	<3			<3	<3	<3
Na ₂ O wt%		3,5-7,5			≥3,5	>3,5
Sr ppm	>400		>400	>300	≥400	>400
Y ppm	≤18	≤18	≤18	<15	≤18	≤18
Yb ppm	≤1,9	≤1,8	≤1,9	<1,9	≤1,9	≤1,9
Sr/Y	<0,704		≥40		≥20	>19
La/Yb			≥20	>20	≥20	>19
Anomalía Eu	Nula-positiva			Nula		Nula-positiva
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		<0,705		< 0,704	≤ 0,7045	<0,705
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		>0,5129			>0,5129	>0,5126

Tabla 9.1. Principales criterios de identificación de las adakitas según diferentes autores y los valores obtenidos para la Formación Cerro Redondo.

9.3 CARACTERIZACIÓN LITOGEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO MIOCENO (FORMACIÓN CERRO REDONDO)

El análisis litogeoquímico del magmatismo mioceno (Formación Cerro Redondo) del distrito muestra que se trata de rocas de composición intermedia a ácida (>58% SiO₂), con altos valores de alúmina, Na₂O y Sr; bajos valores de Y, Yb y altas relaciones Sr/Y y La/Yb (**Tabla 9.1**); estas características confirman la firma adakítica de estas rocas.

En la **Figura 9.3** se observa que la mayoría de las muestras tienen tenores de sílice mayores a 56% y relaciones Sr/Y superiores a 20, valores que determinan el campo de las rocas adakíticas.

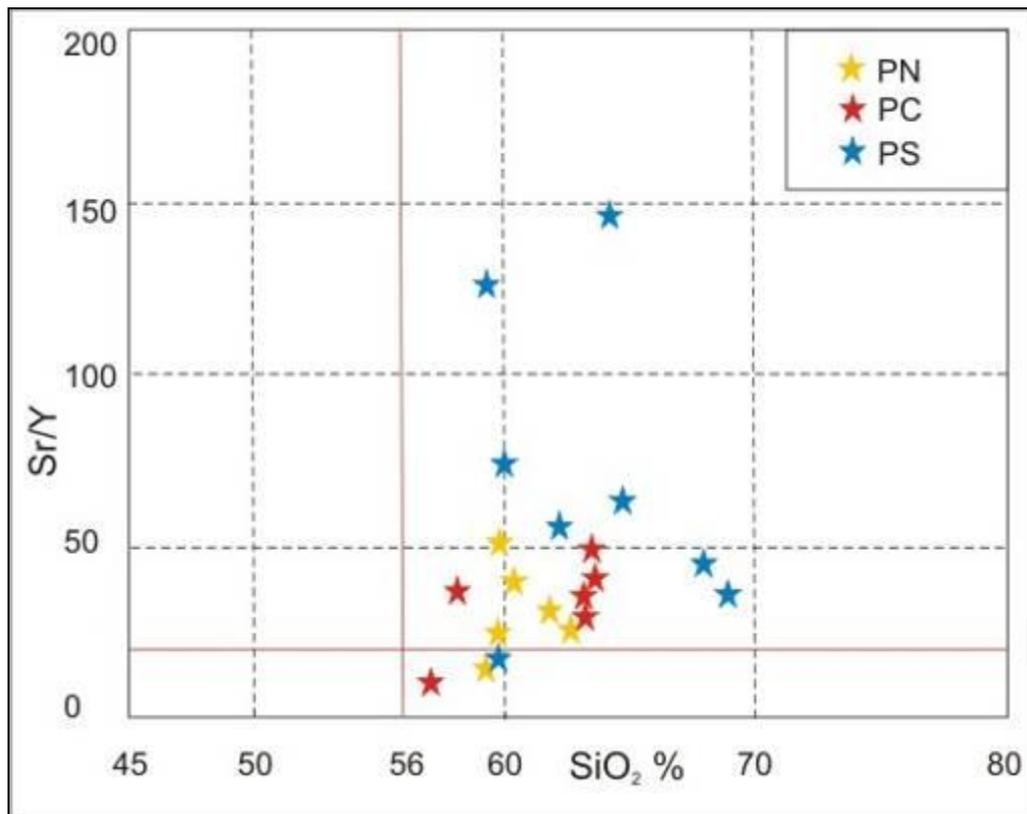


Figura 9.3. Diagrama SiO₂ versus Sr/Y (Tomado de **Haschke y Ben-Avraha, 2005**) donde se grafican las muestras de la Formación Cerro Redondo Paramillos Norte (PN), Paramillos Centro (PC) y Paramillos Sur (PS). El campo de las rocas con firma adakítica comprende valores de SiO₂ > 56% y relaciones Sr/Y > 20).

En el diagrama Y versus Sr/Y (**Figura 9.4**) se observa que las muestras de Paramillos Sur (Sr/Y= 19-148) presentan una clara firma adakítica. Por otra parte, aun cuando las relaciones Sr/Y son en general mayores a 20, sólo algunas de las muestras de Paramillos Norte insinúan una firma adakítica en tanto que las de Paramillos Centro corresponden a un magmatismo típico de arco.

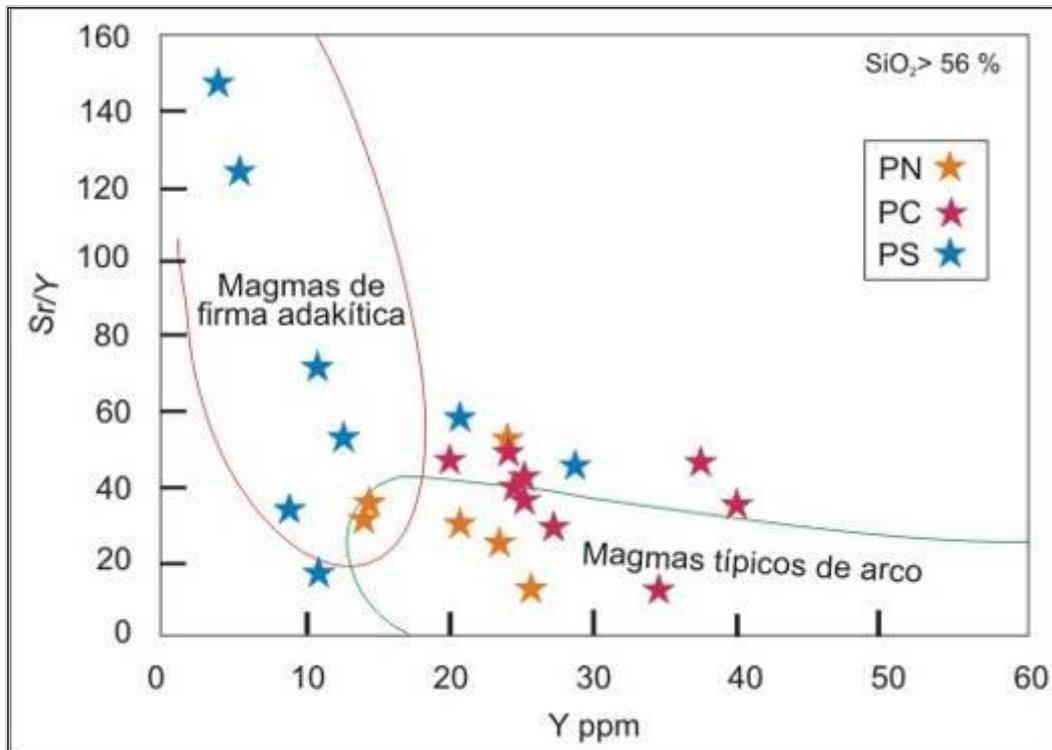


Figura 9.4. Diagrama Y versus Sr/Y (Tomado de Richards y Kerrich 2007) donde se marcan los campos de magmas de arco y magmas de firma adakítica.

A su vez en el diagrama Sm/Yb versus La/Sm (**Figura 6.15** en página 166) se observa que el conjunto se distribuye, desde el campo del piroxeno hasta el del granate, particularmente para las muestras de Paramillos Sur, e indica un aumento progresivo de la presión que alcanza el campo de estabilidad del granate, lo cual es característico de magmas con firma adakítica y es consistente con la presencia de una corteza engrosada (**Kay y Mpodozis 2001**).

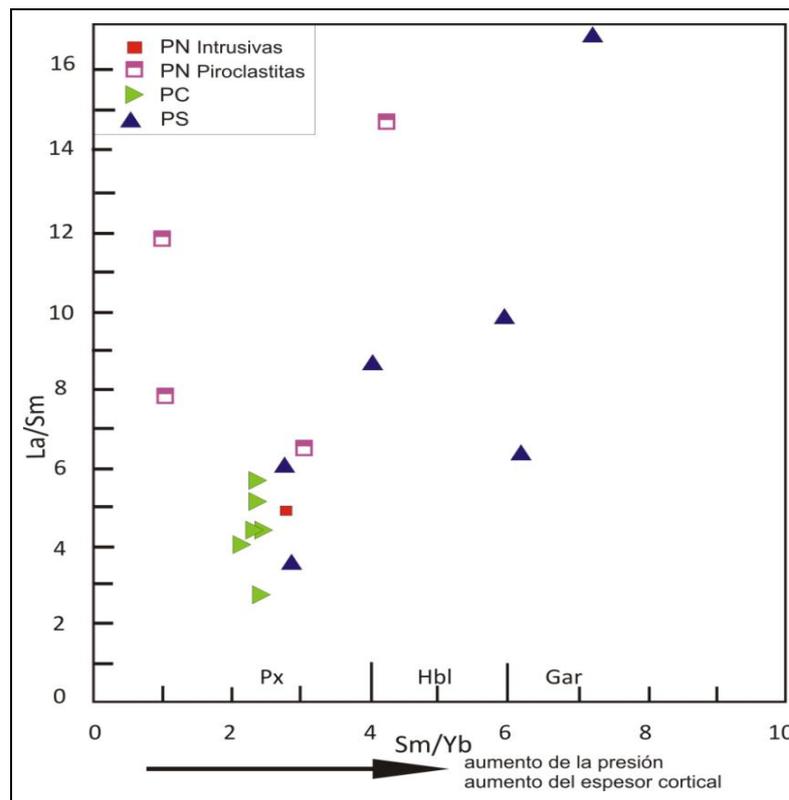


Figura 6.14. Diagrama Sm/Yb versus La/Sm. Tomado de Kay y Mpodozis (2001; 2002).

Los isótopos de Sr y Nd de la Formación Cerro Redondo siguen el arreglo del manto (Figura 9.5) al igual que las rocas magmáticas asociadas y los depósitos miocenos chilenos El Indio (epitermal) y Los Pelambres (pórfiro), ambos situados en el segmento de subducción subhorizontal de los Andes centrales. Esta distribución sugiere participación de componentes corticales en la génesis de estas rocas de corteza (Figuras 6.10 y 6.11 del capítulo 6).

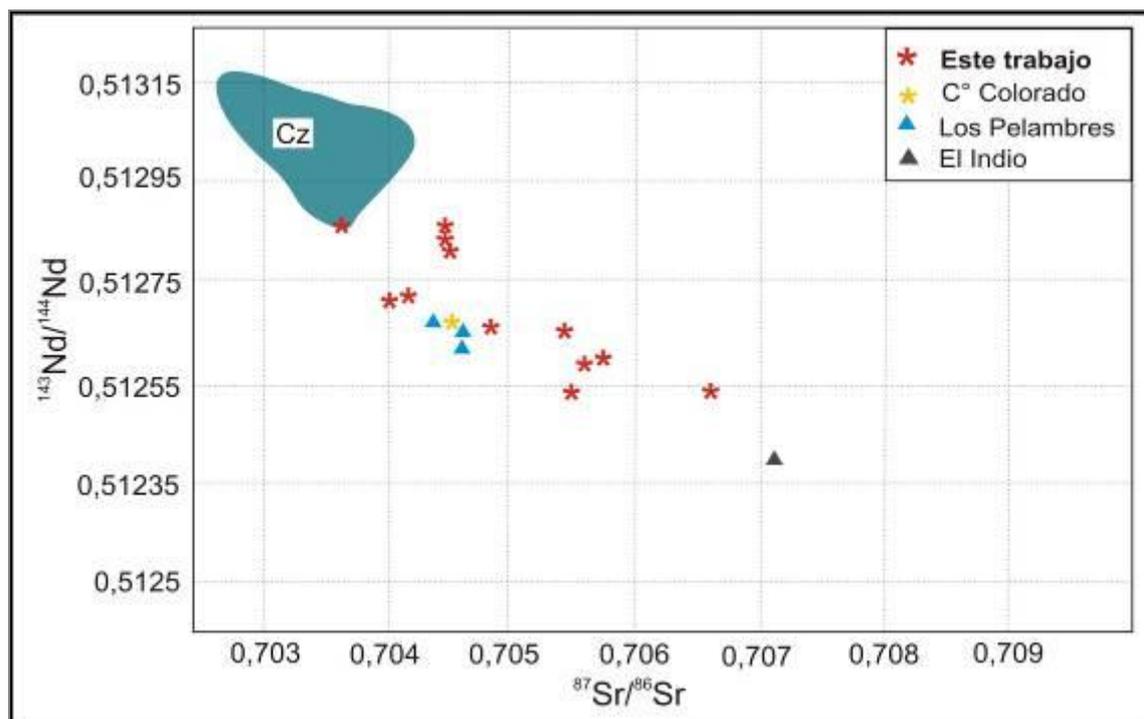


Figura 9.5. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la Formación Cerro Redondo (Tomado de **Castillo 2006**); Cz: Cenozoico. La muestra Cerro Colorado (CC-3-87) corresponde a **Kay et al (1991)**; la muestra del depósito epitermal de El Indio a **Bissig et al. (2003)** y la del pórfiro Los Pelambres a **Reich et al. (2003)**.

Finalmente, el carácter metaluminoso del magmatismo, unido a la presencia de abundante magnetita como mineral accesorio son características típicas de los granitoides oxidados de la serie-magnetita (**Ishihara 1981**) que representan condiciones de intermedia a alta fugacidad de oxígeno.

9.4 CARACTERIZACIÓN METALOGENÉTICA DEL DISTRITO

9. 4.1 DEPÓSITOS PORFÍRICOS

En el distrito minero Paramillos de Uspallata, que abarca un área aproximada de 100 km², se reconocen cuatro depósitos de tipo pórfiro emplazados en volcanitas miocenas de la Formación Cerro Redondo: Paramillos Norte, Paramillos Centro,

Paramillos Sur y Cerro Canario, al menos uno de los cuales presenta interés económico. A continuación se sintetizan las principales características de los mismos.

PARAMILLOS NORTE

Este depósito se caracteriza por una mineralización de Cu - Mo - (Au) y un diseño concéntrico de halos de alteración con un núcleo con alteración potásica rodeado por un halo fílico y con una zona calco-sódica externa. El núcleo potásico se desarrolla principalmente en el intrusivo con una asociación de feldespatos potásico-biotita; este núcleo está rodeado por un halo de alteración fílica que se desarrolla especialmente en una piroclastita con una paragénesis de sericita-(cuarzo-rutilo); al sur-sudeste de la zona fílica se identifica un halo calco-sódico con una paragénesis de tremolita-magnetita-epidoto-clorita-carbonato-(cuarzo). Las principales características metalogénicas de este depósito se presentan en la **Tabla 9.2**.

Depósitos	Paramillos Norte	Paramillos Centro	Paramillos Sur	Cerro Canario
Mineralización primaria	py-cp-hm-mt-po-mo-(Au)-mck	mt-py	py-cp-mo-sl-mt-gn-(Au)-el-mck-cub-bn	py-cp-mt-Au-el-mo-sl-gn-ilm-po-tt-tn-asp-lil-gus-witt
Mineralización supergénica	cc-cup-del-Cu; trq-mal-cv		cc-cv	cv-mr-cc-Ag-
Mineralización oxidación	hm- lm-ja	FeOx-ja	lm-hm-ja-CuOx-goe-FeO	FeOx-ja-hm-lm
Alt. Potásica	fsK-bt-(ser-qtz)	fsK-bt	fsK-bt-mt	fsK-bt
Alt. calco-sódica	trm-chl-carb-(qzt)	trm-chl		
Alt. Fílica	ser-(qzt-rt)	ser-qtz	ser-qtz	qzt-ser-(rt)
Alt. Propilítica				chl-epi
IF- Salinidad		184,1-323°C 24,78-25,38 % Eq. NaCl		

Tabla 9.2. Principales características de los depósitos porfíricos. **Abreviaturas utilizadas:** **Ag:** plata; **alu:** alunita; **arc:** arcillas; **asp:** arsenopirita; **Au:** oro; **bn:** bornita; **cab:** carbonato; **cc:** calcosina; **chl:** clorita; **cp:** calcopirita; **cub:** cubanita; **CuOx:** óxidos de Cu; **cup:** cuprita; **cv:** covelina; **del:** delafossita; **el:** *electrum*; **ep:** epidoto; **FeOx:** óxidos de Fe; **fsK:** feldespatos potásicos; **gn:** galena; **goe:** goethita; **hm:** hematita; **ilm:** ilmenita; **ja:** jarosita; **lil-gus:** lilianita-gustavita; **lm:**

limonita; **mal**: malaquita; **mck**: mackinawita; **mo**: molibdenita; **mr**: marcasita; **mt**: magnetita; **po**: pirrotina; **py**: pirita; **qzt**: cuarzo; **rt**: rutilo; **ser**: sericita; **sl**: esfalerita; **tn**: tennantita; **tour**: turmalina; **trm**: tremolita; **trq**: turquesa; **tt**: tetraedrita; **witt**: wittichenita.

PARAMILLOS CENTRO

Este depósito Paramillos Centro presenta escasa mineralización en superficie, pero desarrolla un halo de alteración de arreglo concéntrico en una caja andesítica. En el área se destaca un cerro conformado por una brecha de magnetita-(tremolita) desarrollada en una roca andesítica donde el cemento está representado por magnetita y que está afectada por una alteración calco-sódica emplazada en la andesita con alteración potásica con una asociación de feldespato potásico-biotita la cual también presenta evidencias de alteración calco-sódica (tremolita-clorita). Hacia el oeste y norte de este halo se encuentra una zona fílica que forma un halo semicircular caracterizado por intensa oxidación que se superpone a la alteración potásica. Los estudios de inclusiones fluidas indican la participación de fluidos de alta salinidad, compatibles con la etapa potásica, pero con dos rangos de temperatura diferentes que sugiere la existencia de dos etapas durante este estado de alteración. Las principales características metalogenéticas de este depósito se presentan en la **Tabla 9.2**.

PARAMILLOS SUR

Corresponde a un depósito diseminado de Cu-(Mo) que en su afloramiento principal, un intrusivo andesítico, desarrolla un halo de alteración de diseño concéntrico con un núcleo de alteración potásica con una asociación de feldespato potásico-biotita-magnetita-cuarzo. Se encuentra rodeado por un halo fílico que se superpone a la alteración potásica y se caracteriza por una alteración sericítico-arcillosa penetrante y un intenso *stockwork* de venillas de cuarzo con minerales “verdes de Cu” y abundantes óxidos de Fe e importante impregnación de jarosita. Las principales características metalogenéticas se resumen en la **Tabla 9.2**.

CERRO CANARIO

Este depósito de Cu - (Mo- Au), ubicado inmediatamente al SE del depósito Oro del Sur, presenta un área de alteración con forma anular compuesta por un núcleo potásico con una asociación de biotita - feldespato potásico - turmalina - cuarzo. Está rodeado por un halo fílico, en parte sobreimpreso, que presenta una paragénesis de sericita-cuarzo-turmalina-pirita e intensa oxidación. Externamente se identifica un halo propilítico con clorita-(epidoto). La **Tabla 9.2** resumen las principales características de este depósito.

--.oOo.--

Las asociaciones de alteración reconocidas en todos los depósitos diseminados y su distribución espacial son características de los depósitos de tipo pórfiro de Cu-Mo (**Lowell y Guilbert 1970; Sillitoe 1973; Gustafson y Hunt 1975; Sillitoe 1988; Sillitoe 1991; Clark 1993; Sillitoe 1993; Harris y Golding 2002; Sillitoe 2010; Vry et al. 2010**). Por otra parte la presencia de un halo calco-sódico en Paramillos Norte y Paramillos Centro sugiere un nivel de exposición profundo (**Dilles y Einaudi 1992; Sillitoe 2010**) para estos dos depósitos mientras que la presencia de turmalina en Cerro Canario estaría indicando un nivel somero (**Figura 9.6**). El nivel de erosión de los pórfiros Paramillos Norte y Paramillos Centro permite sugerir una menor perspectiva económica para estos dos depósitos.

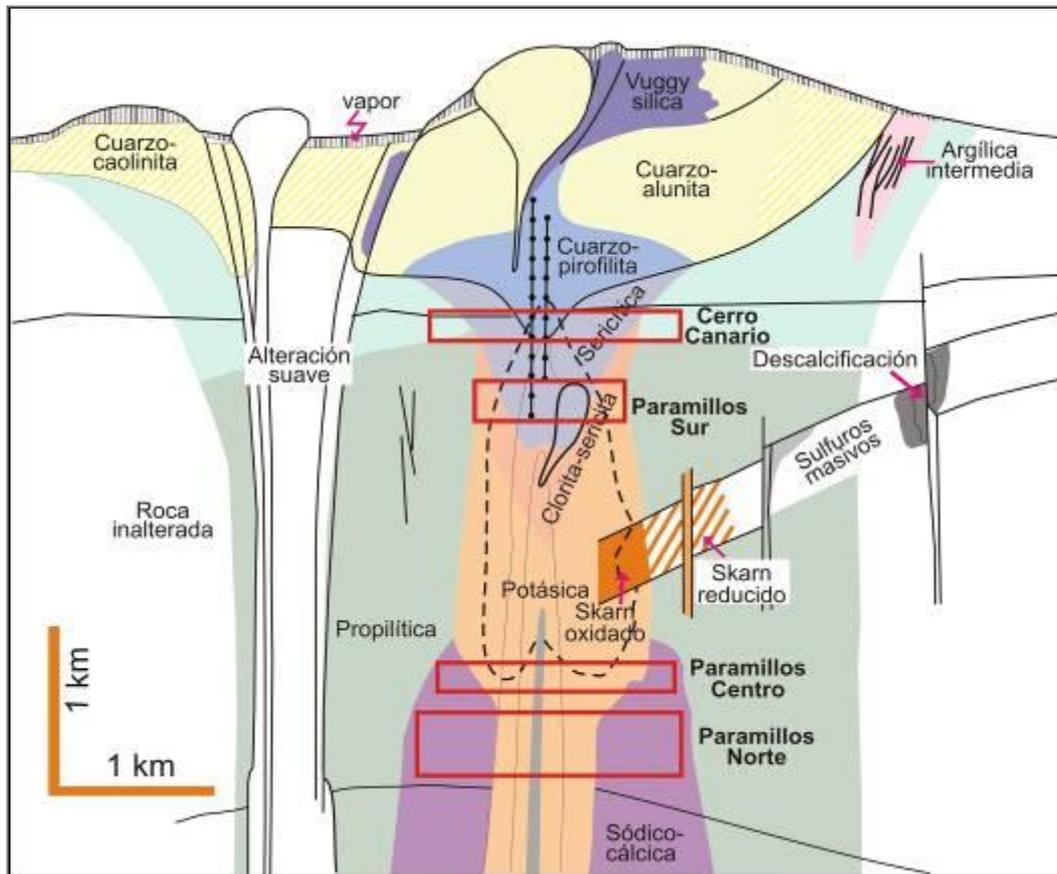


Figura 9.6 Arquitectura de un sistema de tipo pórfiro (tomado de **Sillitoe 2010**) en el que se señala el nivel de exposición de los depósitos diseminados del distrito.

9.4.2 DEPÓSITOS EPITERMALES

En el área del distrito existen al menos dos depósitos de tipo epitermal de características metalogénicas diferentes, Oro del Sur y Paramillos de Uspallata, éste último fue explotado desde el siglo XVII.

GRUPO MINERO ORO DEL SUR

Este depósito está conformado por un conjunto de vetas auríferas de orientación predominante NNO-SSE. La paragénesis de mena, alteración hidrotermal y la mineralogía de alteración supergénica se presentan en la **Tabla 9.3**.

Oro del Sur	Alteración hidrotermal	Mineralización hipogénica	Mineralización supergénica	IF-salinidad Grupo I epitermal	IF –salinidad Grupo II pórfiro
	alu-py-qzt-ser-kaolm	Au-el-py-(cp-po-mt)	lm-CuOx-cc-cv	334,5-424,3°C 0,35-26,29% Eq. NaCl	417,3-424,6°C 26,29-26,31 Eq.NaCl

Tabla 9.3. Principales características del depósito epitermal Oro del Sur. **Abreviaturas utilizadas:** alu: alunita; Au: oro; cc: calcosina; cp: calcopirita; CuOx: óxidos de cobre; cv: covelina el: *electrum*; kao: caolinita; lm: limonita; mt: magnetita; po: pirrotina; py: pirita; qzt: cuarzo ser: sericita.

Los estudios de inclusiones fluidas proporcionaron temperaturas moderadas y salinidades baja a moderadas (Grupo I **Tabla 9.3**) en tanto los isótopos de oxígeno sugieren una fuente magmática para los fluidos mineralizantes (**Figura 8.7**). La yacencia, mineralización y asociación de alteración unidas a las condiciones y fuente de los fluidos hidrotermales confirman que este depósito corresponde a un sistema epitermal de alta sulfuración (Ver apartado 8.1.5).

Por otra parte la presencia de alteración potásica somera con una paragénesis de feldespatos potásico-turmalina-biotita unida al hallazgo de inclusiones fluidas de alta salinidad y temperatura (ver grupo II **Tabla 9.3**) son evidencia de un sistema de tipo pórfiro en el área. La superposición de ambos sistemas mineralizantes de diferente nivel de emplazamiento indica un fenómeno de *telescoping* (**Corbett y Leach 1998; Muntean y Einaudi 2001; Landtwing et al. 2002; Sillitoe y Hedenquist 2003; Heinrich 2005; Taylor 2007**) poco profundo que tuvo lugar durante la generación del depósito epitermal y permite sugerir una vinculación genética con el depósito de Cerro Canario.

GRUPO MINERO PARAMILLOS DE USPALLATA

Comprende un conjunto de vetas de orientación predominante NO-SE y en forma subordinada E-O con mineralización de Pb-Ag-Zn emplazadas en una secuencia compuesta por sedimentitas con intercalaciones de basaltos de edad triásico-jurásica. La mineralización hipogénica y supergénica de estas vetas se presenta en la **Tabla 9.4**.

Grupo Minero Paramillos de Uspallata	Minerales de oxidación	Minerales de enriquecimiento supergénico	Minerales hipogénicos	Ganga
	pyr-pym-mal-ccl-az-cer-lm-ang-chc	Ag-ac-mim-cc-cv	sl-gn (Ag)-py-tt-cp-bn-jor-pr-pyrg-boul-owy	sd-cc-qtz-cer

Tabla 9.4. Mineralización del Grupo Minero Paramillos de Uspallata. **Abreviaturas utilizadas:** pyr: pirolusita; pym: piromorfita; ccl: crisocola; mal: malaquita; cer: cerusita; lm: limonita; ang: anglesita; az: azurita; Ag: plata; ac: acantita; mim: mimetesita; cv: covelina; sl: esfalerita; gn: galena; py: piritita; tt: tetraedrita; cp: calcopirita; bn: bornita; jor: jordanita; pr: proustita; pyrg: pirargirita; boul: boulangerita; owy: owyheeita; sd: siderita; cc: calcosina; qzt: cuarzo; cer: cerusita.

Según Garrido *et al.* (1994, 1998 y 2001), los fluidos mineralizantes habrían tenido bajas temperaturas (180-240°C) y salinidades bajas a intermedias (5-19 % Eq. NaCl). Los isótopos de S (Garrido *et al.* 2001) revelan la existencia de una mezcla de fuentes, una de origen cortical originada por la reducción de sulfatos de origen marino y otra de origen magmático. Los isótopos de oxígeno y carbono, que incluyen datos inéditos para varias vetas presentados en este trabajo y datos publicados por Garrido *et al.* (2001) para la veta Tajo, (Capítulo 8, Tablas 8.6 y 8.7), indican para los fluidos mineralizantes una fuente predominantemente magmática (Figura 8.20) aunque con cierta participación de agua de mar y/o meteórica en tanto que la fuente del C habría sido la secuencia calcárea ordovícico-devónica aunque no se descarta la participación de C de origen magmático.

El diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, construido en base a datos de vetas polimetálicas de Chile situadas entre los 30 - 34°S (Tosdal y Munizaga 2003) que indica una edad cretácica para el conjunto de vetas analizado.

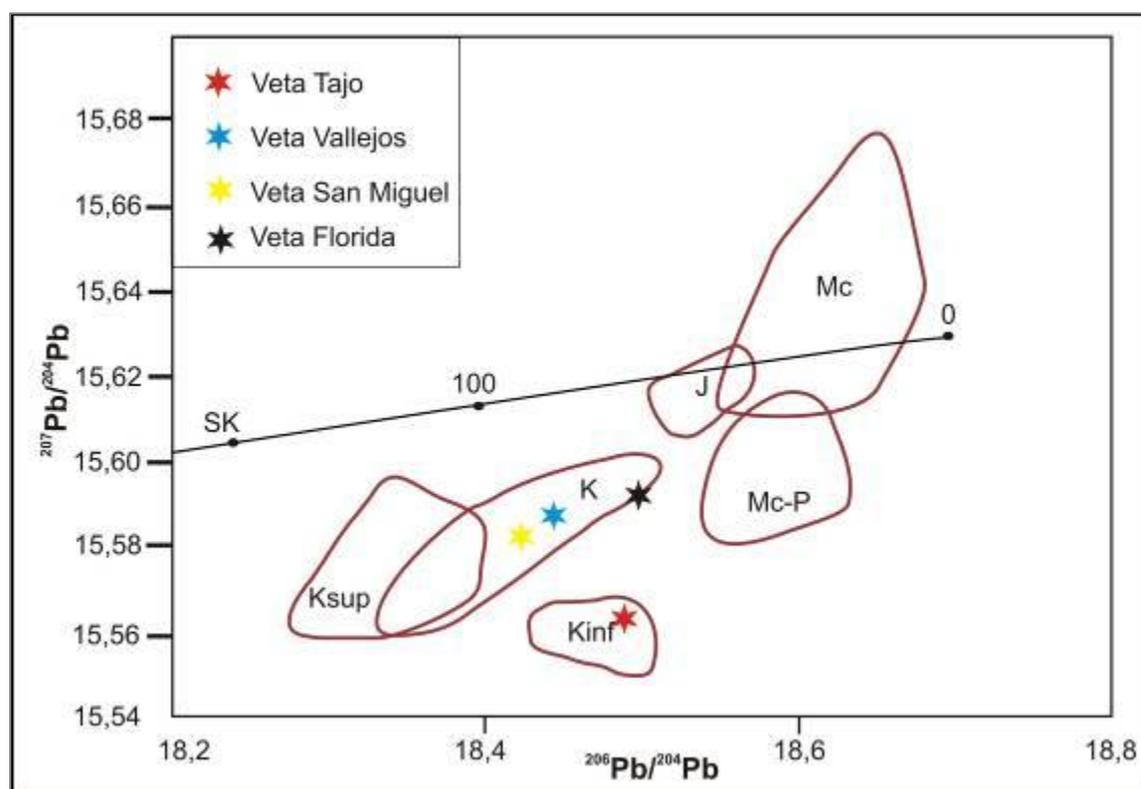


Figura 9.7. Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Basado en **Tosdal y Munizaga (2003)**. J: Jurásico; K: Cretácico; Kinf: Cretácico inferior; Ksup: Cretácico superior; Mc: Mioceno; Mc-P: Mioceno –Plioceno; SK: línea media de crecimiento de la corteza según **Stacey y Kramers (1975)**. El dato de la veta Tajo corresponde a **Zappettini et al. 2014 (en prensa)**.

Asimismo, este depósito presenta un control estructural que coincidiría con los lineamientos generales de la extensión triásica de Precordillera (rumbos NNO, ONO, NS y NNE según **Japas et al. 2008**) que inicia el rifting que da lugar a la cuenca de Uspallata (**Franzese y Spalleti 2001**).

De acuerdo a **Garrido et al. (2001)** el Grupo Minero Paramillos de Uspallata pertenece al sistema de carbonato-metales bases y oro que es intermedio entre los ambientes de pórfiro y epitermal (**Corbett y Leach 1997**) y estaría genéticamente vinculado con los pórfiros de edad miocena del sector.

Las relaciones isotópicas de Pb obtenidas en este trabajo indican una edad cretácica, lo cual es sustentado por la yacencia del depósito que estaría controlada por la estructura producto del *rifting* mesozoico. En coincidencia, **Zappettini et al. (en prensa)** encuentran que las relaciones isotópicas de Pb de la veta Tajo plotean en la línea del arreglo mesozoico de **Paiement et al. (2012)** y proponen que el modelo genético se

correspondería con el de vetas polimetálicas simples alojadas en terrenos metasedimentarios clásticos que están asociadas a zonas de fallas subsidiarias de fallas corticales mayores y están vinculadas a procesos extensionales, en los que se origina una corteza superior y generación de fracturas profundas que favorecen la conexión de fluidos dado lugar a un ambiente favorable para la generación de mineralizaciones (**Beaudoin y Sangster (1992)**). **Zappettini et al. (en prensa)** interpretan que estas mineralizaciones estarían relacionadas con el *rifting* triásico-jurásico de Precordillera, hipótesis que es sustentada por los datos obtenidos en este trabajo.

9.5 FIRMA ADAKÍTICA Y SU VINCULACIÓN CON LAS MINERALIZACIONES DEL DISTRITO

Thieblémont et al. (1997) presentaron el primer trabajo que propuso la conexión entre rocas con firma adakítica y depósitos porfíricos y epitermales en la Cordillera de los Andes. Estos autores sugirieron además que en un distrito minero donde se observa la presencia de rocas calco-alcálicas y adakitas, la mineralización se localiza preferentemente en las segundas. Esta relación fue observada en diversos lugares del continente como Bolivia (Kori Kollo, **Bray et al. 1995**, La Española, **Sanjines y Hofstra 1997**), Perú (Yanacocha, **Chiaradia et al. 2009**), Chile (Los Pelambres, **Reich et al. 2003**; El Indio, **Bissig et al. 2003**; El Salvador, **López Escobar 1982** y **Maksaev 1990**; Los Bronces, **López y Vergara 1982**; El Abra, **Ambrus 1977**; Chuquicamata, **Ballard et al. 2001**); Argentina (Paramillos Sur, **Carrasquero 1998**; **Carrasquero 1999**; **Carrasquero 2008**; Oro del Sur, **Carrasquero et al. 2011a**; **Carrasquero et al. 2011b**; San Pedro, **Gómez et al. 2014**).

Como ya se explicó precedentemente (Sección 9.1) el proceso de horizontalización, ocurrido en el segmento entre los 28 y 33° S dio lugar a un cambio en la firma química del magmatismo de calco-alcálico a adakítico asociado al cambio de una mineralogía hidratada y estable en condiciones de baja presión (plagioclasa-anfíbol) a una anhidra de alta presión (granate) producto del engrosamiento cortical.

De acuerdo a los trabajos de **Kay *et al.* (1999)** y **Kay y Mpodozis (2001)**, este cambio en la mineralogía residual, libera una importante cantidad de fluidos que promueve los procesos de mineralización en condiciones oxidantes, permitiendo que los metales se concentren en los líquidos residuales de los magmas que cristalizan. Este mecanismo que comprende la liberación de fluidos durante el proceso de deshidratación y el cambio de mineralogía ha sido considerado de fundamental importancia para la formación de los depósitos minerales en los Andes Centrales (22-34°S) y permitiría establecer una conexión entre la mineralización porfírica y la firma adakítica de las rocas magmáticas.

Richards y Kerrich (2007) revisaron el vínculo entre las rocas con firma adakítica y los depósitos porfíricos y epitermales, concluyendo que la mayor parte de las volcanitas fanerozoicas con firma adakítica son originadas por procesos de MASH (fusión-asimilación-almacenaje-homogeneización) y AFC (asimilación-cristalización fraccionada) que afectaron magmas de arco. Estos autores también concluyeron que cuando las series volcánicas precursoras de estos depósitos presentan señal adakítica, ésta es producto de procesos de MASH y AFC que afectan a rocas de arco de una serie calco-alcalina normal.

Por otra parte **Richard *et al.* (2012)**, sugieren que un magma puede considerarse con potencial para generar sistemas magmáticos-hidrotermales cuando posee altos contenidos de agua. Esta hipótesis ya había sido planteada y extensamente desarrollada por varios autores que modelaron el transporte de los fluidos y metales como producto de la desgasificación del magma en los sistemas magmáticos-hidrotermales (**Burnham 1979, 1981; Candela y Holland 1984; Candela y Piccoli 2005**, entre otros). Estos autores sostienen que la generación de estos magmas sería el resultado de una prolongada estadía en las cámaras ubicadas en la base de la corteza (lo que favorece los procesos de MASH) y de un flujo magmático sostenido que permite extender la anomalía térmica hacia la parte superior de la corteza. Las rocas en estudio se caracterizan por la presencia de hornblenda y/o biotita como fenocristales y por características geoquímicas que reflejan la madurez del arco magmático como ser altas relaciones La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y y ausencia de anomalías negativas de Eu, características típicas de rocas con señal adakítica.

En el pórfiro Paramillos Sur del distrito Paramillos de Uspallata se observa una clara señal adakítica (Sección 9.3), la cual apenas se insinúa en Paramillos Centro y no está

presente en Paramillos Norte. La presencia o no de la señal adakita podría estar relacionado a diferencias en el espesor cortical durante su emplazamiento que podría indicar diferencias en la edad de emplazamiento. Cabe aclarar que Paramillos Sur es el que presenta mayor potencial económico (**Romani 1968; Lavandaio y Fusari 1999; Romani 1999**), lo cual podría estar vinculado al nivel de erosión menos profundo y al carácter adakítico del magmatismo genéticamente relacionado con la mineralización.

Los procesos magmáticos son responsables de la incorporación y preconcentración de metales en magmas mineralizantes. Por ejemplo el carácter metaluminoso unido a la presencia de abundante magnetita como mineral accesorio son características típicas de los granitoides oxidados de la serie-magnetita (**Ishihara 1981**) que representan condiciones de intermedia a alta fugacidad de oxígeno. Los trabajos de **Thiéblemont et al. (1997); Sajona et Maury (1998); González-Partida et al. (2003); Levresse et al. (2004)** entre otros autores, sugieren que los magmas adakíticos así como sus condiciones de formación (presión, temperatura, fugacidad de las fases volátiles, composición de la roca madre y grado de fusión parcial) juegan un rol muy importante en la concentración de metales y por lo tanto en la generación de depósitos minerales. La firma cortical es otro factor clave para el enriquecimiento en metales que se observa en los pórfiros asociados a adakitas (**Richards y Kerrich 2007**).

CAPÍTULO 10

CONCLUSIONES

A continuación, se presentan las principales conclusiones de este trabajo de investigación:

♣ El análisis petrológico del volcanismo triásico-jurásico del Grupo Uspallata permite establecer la presencia de coladas y filones de composición basandesítica (hawaiitas, benmoreitas y mugearitas) formadas en un ambiente de *rift* continental, a las que se asocian en forma subordinada tobas dacíticas.

♣ El volcanismo mesozoico presenta una paragénesis de alteración producto de metamorfismo de facies prehnita-pumpellyita en transición a esquistos verdes (temperaturas de $\sim 275^{\circ}\text{C}$ y presiones de $\sim 2\text{-}4$ kbar). Este metamorfismo puede ser atribuido a un aumento en el flujo calórico producido por el “*upwelling*” mantélico, relacionado a la formación del *rift*. Este fenómeno está limitado al período durante el cual opera la extensión, luego del cual la anomalía térmica decae a medida que el manto se enfría y vuelve a su estado de equilibrio. En este escenario el metamorfismo tiene lugar como respuesta a la caída de la temperatura y es sincrónico con la formación de la cuenca.

♣ El área de estudio se caracteriza por la presencia de un magmatismo cenozoico representado por la Formación Cerro Redondo, que en el presente estudio se dató en $16,9 \pm 0,3$ Ma (LA-ICP-MS) lo que confirma la edad miocena media de este evento magmático al que se asocia la mineralización diseminada del distrito minero Paramillos de Uspallata.

♣ El proceso de horizontalización, que se inició a los 20 Ma y tuvo lugar entre los 28 y los 33°S, produjo engrosamiento cortical y migración del arco hacia el este lo que originó el magmatismo en el área de estudio para los 17 Ma aproximadamente.

♣ El engrosamiento cortical estuvo acompañado por la adquisición de una señal adakítica la cual se reconoce en la Formación Cerro Redondo.

♣ En el pórfiro Paramillos Sur se observa una clara señal adakítica que apenas se insinúa en Paramillos Centro y no está presente en Paramillos Norte. La presencia o no de la señal adakítica podría estar

relacionada a diferencias en el espesor cortical durante el emplazamiento, lo que sugiere diferencias en la edad de los mencionados pórfiros.

♣ En el área se encuentran cuatro depósitos diseminados de Cu - (Mo) todos ellos con paragénesis y diseños de alteración característicos de sistemas de tipo pórfiro:

◆ Paramillos Norte presenta un núcleo de alteración potásica con una paragénesis de feldespato potásico-biotita-(sericita-cuarzo) asociado a un halo de alteración calco-sódica representada con la paragénesis tremolita-clorita-carbonato-(cuarzo) rodeado de un halo fílico cuya paragénesis mineral es sericita-(cuarzo-rutilo).

◆ Paramillos Centro se caracteriza por presentar alteración potásica con una paragénesis de feldespato potásico-biotita a la que se sobrepone alteración calco-sódica que genera una brecha de magnetita-(tremolita) y posteriormente alteración fílica cuya paragénesis está representada por sericita-cuarzo formando un halo semicircular. En cuanto a los estudios de IF, las temperaturas y salinidades medidas corresponden a sistemas de tipo porfírico.

◆ Paramillos Sur desarrolla una zona de alteración hidrotermal con un núcleo potásico con una paragénesis de feldespato potásico-biotita-cuarzo-magnetita, rodeado y sobrepuesto por un halo fílico caracterizado por una alteración sericitica penetrante y un *stockwork* de cuarzo con venillas rellenas de óxidos de Cu y óxidos de Fe. Este depósito es el que presenta mayor potencial económico, lo cual podría estar vinculado al carácter adakítico del magmatismo genéticamente relacionado a la mineralización.

◆ Cerro Canario se caracteriza por un área de alteración de diseño anular con un núcleo potásico dado con una asociación de feldespato potásico-biotita-cuarzo-turmalina. Rodeando al núcleo potásico se identifica un halo fílico con una asociación de cuarzo-sericita-pirita el cual se sobrepone a la alteración potásica.

Externamente se desarrolla un halo propilítico con una asociación de clorita-epidoto.

♣ Las asociaciones de alteración presentes en los depósitos de tipo pórfiro del distrito sugieren un nivel de exposición profundo para Paramillos Norte y Paramillos Centro y somero para Paramillos Sur y Cerro Canario. El nivel de erosión de los pórfiros Paramillos Norte y Centro permite sugerir una menor perspectiva económica para estos dos depósitos.

♣ En el área también se identifican otros dos depósitos minerales que comprenden Oro del Sur y el Grupo Minero Paramillos de Uspallata cuyas asociaciones de alteración y mineralización, permiten modelarlos como sistemas de tipo epitermal.

◆ Oro del Sur es un depósito vetiforme con una paragénesis de Au- *electrum*-pirita-(enargita-calcopirita-pirrotina-magnetita), con una asociación de alteración compuesta por sílice-sericita/arcillas-alunita, el cual fue generado por fluidos predominantemente de origen magmático, según sugieren los isótopos de oxígeno obtenidos en este trabajo. Estas características permiten clasificarlo como un sistema epitermal de alta sulfuración genéticamente vinculado al magmatismo mioceno.

◆ En este depósito se observa la existencia de alteración potásica somera con paragénesis de feldespato potásico-turmalina-biotita, que unido al estudio de inclusiones fluidas, donde se obtuvieron mediciones de alta salinidad y temperatura, permiten demostrar la presencia de un sistema de tipo pórfiro en el área. La superposición de ambos sistemas mineralizantes de diferente nivel de emplazamiento, indica un fenómeno de telescopio poco profundo, coetáneo con la generación del depósito epitermal, lo cual sugiere una vinculación genética con Cerro Canario que se encuentra al SE y a una distancia aproximada de 1000 m.

◆ El Grupo Minero Paramillos de Uspallata comprende un grupo de vetas cuyos minerales de mena son galena argentífera, esfalerita “*disease*”, tetraedrita, freibergita, boulangierita, owyheeita, pirita, calcopirita, arsenopirita y marcasita, reconociéndose dos pulsos, uno mineralizado de Pb-Zn-Ag-(Cu) en ganga de siderita y otro pulso estéril en ganga de cuarzo.

◆ Los estudios de isótopos de oxígeno prueban fundamentalmente un dominio de los fluidos de origen magmático con participación subordinada de agua de mar y/o meteórica en tanto que los isótopos de C indican que la principal fuente de este elemento habrían sido las secuencias calcáreas de edad ordovícico-devónico que afloran en la región aunque no se descarta la participación de C ígneo.

◆ Los isótopos de Pb del Grupo Minero Paramillos de Uspallata, obtenidos en el marco del presente trabajo, indican una edad cretácica, lo cual unido al control estructural que es coincidente con los lineamientos principales de la extensión mesozoica, sugiere que no está vinculado al magmatismo cenozoico.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., Levi, B. y Nyström, J. O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. En Daly, J. S., Cliff, R. A. y Yardley, B. W. (eds.) *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society of London, Special Publication 43: 223-232 pp.
- Allégre, C. 2008. *Isotope geology*. Cambridge University Press. New York. 507 pp.
- Ambrus, J. 1977. Geology of the El Abra porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, 72 (6): 1062-1085 pp.
- Amortegui Vera, A. E. 2007. *Nature et évolution métamorphique des terrains océaniques possibles sur la genèse des magmas adakitiques*. Tesis doctoral, 1-195 pp. Université Joseph Fourier, Grenoble, Francia.
- Angelelli, V. 1983. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas. 1: 109-202 pp. La Plata.
- Anthony, E. y Titley, S. 1994. Patterns of element mobility during hydrothermal alteration of the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona. *Economic Geology*, 89: 186-192 pp.
- Aparicio, F. 1958. La Argentina, suma de geografía. 2: 128-134 pp. Ediciones Peuser, Buenos Aires.
- Avé-Lallemant, G. 1885. *Excursión minera á la Cordillera de los Andes*. Sociedad Científica Argentina. Buenos Aires.
- Avé-Lallemant, G. 1890a. El Paramillo de Uspallata. Sociedad Científica Argentina, 1-136 pp. Buenos Aires.
- Avé-Lallemant, G. 1890b. Estudios mineros en la provincia de Mendoza, la parte septentrional de la sierra de Uspallata. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, 12: 131-176 pp. Buenos Aires.
- Avé-Lallemant, G. 1892. Provincia de Mendoza: Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras. *Anales del Museo de La Plata*. 1. La Plata.
- Ballard, J. R, Palin, J. M., Williams, I. S., Campbell, I. H. y Faunes, A. 2001. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquicamata copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP. *Geology* 29: 383–386 pp.

- Barazangi, M. e Isacks, B. I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692 pp.
- Barreiro, B. y Clark, A. H. 1984. Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 69: 30–42 pp.
- Beaudoin, G. y Sangster, D. F. 1992. A descriptive model for silver-lead-zinc veins in clastic metasedimentary Terrabes. *Economic Geology*, 87: 1005-1021 pp.
- Bevins, R. E. y Robinson, D. 1993. Parageneses of Ordovician sub-greenschist to greenschist facies metabasites from Wales, UK. *European Journal of Mineralogy*, 5: 925-935 pp.
- Bissig, T., Clark, A. y Von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38: 844-862 pp.
- Bordonaro, O. L. y Banchig, A. L. 2007. Biofacies de trilobites cámbricos en la Formación Alojamiento, Precordillera de San Juan y Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 91-107.
- Botto, I. L., Barone, V. L., Castiglioni, J. L. y Schalamuk, I. B., 1996. Influencia del medio en la composición de una especie mineral: estudio de la piromorfita de Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP. Publicación 5: 67-72 pp.
- Bray du, E. A., Ludington, S., Brooks, W. E., Gamble, B. M., Ratte, J. C., Richter, D. H. y Soria Escalante, E. 1995. Compositional characteristics of Middle to Upper Tertiary volcanic rocks of the Bolivian Altiplano. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 2119: 1-41 pp.
- Brodtkorb, A. 1997. Informe de Recursos Minerales, Anexo Hoja 3369-09, Uspallata. 128 pp. SEGEMAR. Inédito.
- Burnham, C. W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. En Barnes, H. L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Editorial Wiley, 71-36 pp, New York.

- Burnham, C. W. 1981. Physicochemical constraints on porphyry mineralization. En Dickinson, W. R y Payne, W. D. (eds.) Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera Geological Digest, V. XIX: 71-77 pp. Arizona.
- Cabrera, A. L. 1953. Esquema fitogeográfico de la República Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Botánica, 8: 87-168 pp. La Plata.
- Cabrera, A. L. 1971. Fitogeografía de la República Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 14(1-2): 29-31 pp. Buenos Aires.
- Campbell, A. R. y Larson, P. B. 1998. Introduction to Stable isotope applications in hydrothermal systems. En Richards J. P y Larson P.B (sds.), Techniques in hydrothermal ore deposits geology, Reviews in Economic Geology, 10: 173-192 pp.
- Camprubí, A. 2003. Geoquímica de fluidos de los depósitos epitermales del sureste del Distrito de Temascaltepec, Estado de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20: 107-123 pp.
- Camus Infanta, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 pp. Santiago de Chile.
- Candela P. A. y Holland, H. D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. Geochimica and Cosmochimica Acta, 48: 373-380 pp.
- Candela, P. A. y Piccoli, P. M. 2005. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. En Hedenquist, W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. y Richards, J. P. (eds), Society of Economic Geologists 100 th Anniversary, Volume 25-38 pp.
- Carrasquero, S. I. 1998. Volcanismo de arco en el área del pórfido cuprífero Paramillos Sur, Uspallata, Mendoza, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 95-100 pp. Buenos Aires.
- Carrasquero, S. I. 1999. Porphyry-type and epithermal ore deposits in the Paramillos de Uspallata district, Mendoza, Argentina. Proceedings of the fifth biennial SGA meeting and the tenth Quadrennial IAGOD symposium, London. En Stanley *et al.* (eds.), Mineral deposits: processes to processing. I: 487-490. Balkema, Rotterdam.

- Carrasquero, S. I. 2001. Nuevos aportes a la geoquímica del volcanismo de intraplaca en la región de Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. 11 Congreso Latinoamericano de Geología y 3 Congreso Uruguayo. (Actas edición electrónica).
- Carrasquero, S. I. 2008. Igneous rocks with adakitic-like signature in South America. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice). Resumen Extendido: 109-112.
- Carrasquero, S. I. y Del Blanco, M. 2010. Mineralogía de la veta "Santa Rita", Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2010, Universidad Nacional de Río Cuarto. Edición digital Actas: 41-44 pp.
- Carrasquero, S. I., Gómez, A. y Rubinstein, N. A. 2011a. Adakite-like signature in volcanic rocks associated with porphyry type deposits from Mendoza Province, Argentina. 11º Biennial Meeting "Let's Talk Ore Deposits", Society of Geology Applied, Antofagasta, Chile. Resúmenes expandidos, Edición digital, 1-3 pp.
- Carrasquero, S. I., Rubinstein, N. A. y Fontignie, D. 2011b. Adakite-like signature in volcanic rocks associated with the Oro del Sur Au – (Cu) epithermal deposit, Southern Precordillera, Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 261(3): 309–320 pp.
- Carrasquero, S. I., Rubinstein, N. A. y Bevins, R. 2013a. Paragénesis mineral de la veta Tajo, Yacimiento Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. Acta Geológica Lilloana 25 (1-2): 3–8. Pp.
- Carrasquero, S. I., Rubinstein, N., Fontignie, D. y Chiaradia, M. 2013b. Sr-Nb-Pb isotopes in Miocene porphyry copper deposits from Precordillera of Mendoza, Argentina. 10th Applied isotope Geochemistry Conference, Septiembre 2013, Budapest, Hungría. Resumen, 189-191 pp.
- Castillo, P. R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51 (3): 257-268 pp.
- Catalano, L. 1944. Yacimientos de minerales de cobre, plomo, zinc, plata, oro, cromo, permutita, talco, amianto, carbón y materiales de construcción. Estudio geológico-económico preliminar. (Inédito). Biblioteca SEGEMAR, Buenos Aires, 27 pp.

- Chiaradia, M., Merino, D. y Beate, B. 2008. Adakitic rocks and their geodynamic significance: Examples from the Andes of Ecuador and Peru. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 124-127.
- Chiaradia, M., Merino, D. y Spikings, R. 2009. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288:505-515.
- Chung, S. L., Liu, D., Ji, J., Chu, M. F., Lee, H. Y., Wen, D. J., Lo, C. H., Lee, T. Y., Qian, Q. y Zhang, Q. 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021-1024.
- Clark, A. H. 1993. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? *Society of Economic Geologists Special Publication 2*: 213-283.
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R. y Mayeda, T. K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal Geophysical Research*, 77: 3057-3067.
- Comin-Chiaramonti, P., Barros Gomes, C. de, Min, A. de, Ernesto, M., Marzoli, A. y Riccomini, C. 2007. Petrology — Eastern Paraguay: an overview of the post-Paleozoic magmatism and geodynamic implications. *Rendiconti Science Fisiche e Naturali Lincei, serie IX*, 18: 139-192.
- Coplen, T. B., Kendall, C. y Hopple, J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302: 236–238.
- Corbett, G. J. y Leach, T. M. 1997. Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. *SEG Special Publications N°6*, 237 pp.
- Cortés, J. M. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 115-117.
- Cortés, J. M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178, Mendoza.

- Cortés, J. M., González Bonorino, M., Koukharsky, M., Pereyra, F. X., y Brodkorb, A. 1997. Memoria de la hoja 3369-09, Uspallata, provincia de Mendoza a escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino (Inédito), 1-164 pp. Buenos Aires.
- Darwin, C. 1846. Geological investigations in South America. 279 pp. <http://books.google.com>.
- Davis, J. S., Roeske, S. M. y Mc Clelland, W. C. 1999. Closing the ocean between the Precordillera Terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V. A. y Keppie, J. D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper, 336:115-138.
- Defant, M. J. y Drummond, M. S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Defant, M. J. y Kepezhinskas, P. 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos*, 82(6): 65-69.
- Dilles, J. H. y Einaudi M. T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada - A 6 km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87: 1963-2001.
- Drake, R. E. 1981. Sr and Pb isotopes data bearing on the origin of Late Cenozoic igneous rocks and associated Cu ore deposits from the Chilean Andes, Lat. 33° and 36°S. Geological Society of America Cordilleran section Meeting, 13: 52.
- Drummond, M. S. y Defant, M. J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons, *Journal Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- Du Toit, A. L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Institute Publication, 381: 1-57. Washington.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2^{da} edición. John Wiley & Sons .589 pp. New York.

- Fontboté, L. y Perroud, P. 2006. Recommended abbreviations for studies on ore deposits. www.unige.ch/sciences/terre/mineral/fontbote/opaques/ore_abbreviations.html. Universidad de Ginebra, Suiza.
- Franzese, J. y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- Frey, M., de Capitani, D. y Liou, J. G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 497-509.
- Fusari, C. y Lavandaio, E. 1986. Informe preliminar sobre el reconocimiento expeditivo del Distrito Polimetálico Mendoza Norte (Convenio Nación-Provincia 1985). Secretaría de Minería de la Nación, (Inédito). Centro Exploración Mendoza.
- Fusari, C., Lapidó, O. y Kross, G. 1993. Proyecto Oro del Sur (De investigación y exploración geológico-minera) Departamento Las Heras, Provincia de Mendoza, República Argentina. Carpeta 2134. Dirección Nacional de Minería, Cooperación Minera Argentino-Alemana, Dirección General de Minería, Buenos Aires.
- Garrido, M., Domínguez, E. y Schalamuk, I. 1998. Origen de los fluidos hidrotermales de la veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 105-110 pp. Editorial Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Garrido, M., Domínguez, E., y Schalamuk, I. 2001. Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (1): 99-110.
- Garrido, M.; Schalamuk, I. y Domínguez, E. 1994. Inclusiones fluidas en vetas del yacimiento Paramillos de Uspallata, Mendoza. II Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. Publicación INREMI N° 3, Actas: 120-126. La Plata.
- Geinitz, H. B. 1925. Contribuciones a la Paleontología de la República Argentina. Sobre plantas y animales réticos en las provincias argentinas de La Rioja, San Juan y Mendoza. *Actas Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, 8 (3-4): 333-347. (Versión en español del original alemán de 1876, traducido por G. Bodenbender:

- “Ueber rhätische Thier-und Pflzenreste in der argentinischen Provinzen La Rioja, San Juan und Mendoza”. *Palaeontographica*, Suppl. III (2): 1-14).
- Giambiagi, L., Mescua, J., Folguera, A. y Martínez, A. 2008. Pre-Andean deformation in the southern Central Andes (32°-33°S). 7 International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). Extended abstracts: 231-234. Niza.
- Giggenbach, W. F. 1992a. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87: 1927-1944.
- Giggenbach, W. F. 1992b. The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting. 7th International Symposium on water-rock interaction (WRI-7), 873-878. Proceedings. Rotterdam, Balkema.
- Gómez A., Rubinstein N. y Valencia V. 2014. Gondwanan magmatism with adakite-like signature linked to Cu (Mo)-porphyry deposits from the San Rafael Massif, Mendoza province, Argentina. *Chemie der Erde*, 75: 89-104.
- González Amorín, R. y Davids, N. C. 1953. Informe geológico-minero de las principales manifestaciones cupríferas de la Sierra de Uspallata-Mendoza. (Inédito). Biblioteca SEGEMAR, Buenos Aires, 20 pp.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheillett, A., Gasquet, D. y Jones, D. 2003. Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, 80 (1): 25-40.
- Gustafson, L. B. 1979. Porphyry copper deposits and calc-alkaline volcanism. En McElhinny, M. W. (Ed.), *The Earth: Its origin, structure and evolution*. Academic Press, 427-468. London
- Gustafson, L. B. y Hunt, J. P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857-912.
- Halpern, M. 1979. Strontium isotope composition of rocks from the Disputada copper mine, Chile. *Economic Geology*, 70: 129-130.
- Harmon, R. S., Barreiro, A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., Déruelle, B., McHugh, J. y Viglino, J. A. 1984. Regional O, Sr and Pb-isotope relationships in

- late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*, 141:803-822.
- Harrington, H. 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País, Provincia de Mendoza. Dirección de Minas y Geología, Boletín 49: 1-55. Buenos Aires.
- Harrington, H. 1971. Hoja geológica "22c Ramblón". Dirección de Minería de la Nación, Boletín 114: 1-89. Buenos Aires.
- Harris, A. C. y Golding, S. D. 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits. *Geology*, 30: 335-338.
- Haschke, M. y Ben-Avraham, Z. 2005. Adakites from collision-modified lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 32 (L15302): 1-4.
- Hawkesworth, C. J. y Vollmer, R. 1979. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 151-165.
- Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., Roddick, J. C., Baker, P. E., Francis, P. W. y Thorpe, S. 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 42: 45-57.
- Heinrich, C. A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39: 864-889.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Hodkinson, D., Krogstadt, E. J. y Brown, M. 1995. Geochemical constraints on magma sources of Mesozoic continental arc plutonic complexes, Andean plate boundary zone, North Chile. En: Brown, M. y Piccoli, P. M. (eds.), *The origin of granites and related rocks*. Third Hutton. Symposium, College Park, M. D, 66-67, Abstracts.

- Ionov, D. A. y Hofmann, A. W. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 131: 341-356.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 458-484.
- James, D. E.; Brooks, C. y Cuyubamba, A. 1976. Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 592-600.
- Janoušek, V., Farrow, C. M, Erban, V. y Trubač, J. 2011. Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation. *GVMS*, 18: 26-30.
- Japas, S., Cortés, J. M. y Pasini, M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 213-222.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Almendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Kay, R. W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117-132.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, March: 4-9.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 39-57.
- Kay, S. M., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the modern zone of sub-horizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.

- Kay, S. M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi C. y Gordillo C. 1988. Tertiary andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 21–38.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). En Skinner, *et al.* (eds.), *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publication 7: 27-59.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. y Rapela C. W. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137. Boulder, Colorado.
- Kay, S. M., Ramos, V. y Márquez, M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab melting prior to ridge-trench collision in southern America. *Journal of Geology*, 101: 703-714.
- Kittl, E. 1940. Los yacimientos cupríferos de la República Argentina y su explotabilidad. *Revista Minera, Geología y Mineralogía*, 11(1-4): 1-130. Buenos Aires.
- Kittl, E. y Langsteiner, R. O. 1934. La mina Mantos de Cobre y su explotación. *Revista Minera*, 6: 1-19. Buenos Aires.
- Kokogian, D. A., Fernandez Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las cuencas sedimentarias triásicas. En *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Ramos, V. A. (ed.), 12 Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio, 65–78.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R. N., Alcober, O. A., Milana, J. P., Zavattieri, A. M. y Papú, O. H. 1999. Los depósitos continentales triásicos. En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (15): 377 - 398, Buenos Aires.

- Koukharsky, M., Munizaga, F. y Brodtkorb, A. 1998. Nuevas edades K-Ar de las rocas alteradas de Paramillos Sur y Norte. Interpretación de los resultados. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica 3: 220-225. Buenos Aires.
- Lagorio, S. y Vizán, H. 2011. El volcanismo de Serra Geral en la provincia de Misiones: aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la gran provincia ígnea Paraná-Etendeka-Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). *Geoacta*, 36: 27-53. Bahía Blanca.
- Landtwing, M. R.; Dillenbeck, E. D.; Leake, M. H. y Heinrich, C. A. 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry Cu-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal System. *Economic Geology*, 97: 1273–1292.
- Lavandaio, E., y Fusari, C. 1986. Informe preliminar sobre el reconocimiento expeditivo del Distrito Polimetálico Mendoza Norte. Dirección Nacional de Geología y Minería. Centro Exploración Mendoza (Inédito). Mendoza.
- Lavandaio, E. y Fusari, C. 1999. Distrito polimetálico Mendoza Norte, Mendoza. En Zappettini, E. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales, 35: 1705-1716.
- Le Bas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Levresse, G, González-Partida, E, Cheilletz, A., Gasquet, D., Deloule, E., Carillo-Chávez, A., Tritlla, J. y Camprubí, A., 2004. Petrology, U/Pb dating and (C-O) stable isotope constraints on the source and evolution of the adakite-related Mezcala Fe-Au skarn district, Guerrero, Mexico, *Mineralium Deposita*, 39: 301-312.
- Linares, E. 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 6: 1-32. Buenos Aires.

- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 19: 1-628. Buenos Aires.
- Llambías, E. J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En Caminos, R. N. (ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 349- 363, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. y Salvarredi, J. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos V. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. En 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza, Relatorio, 12: 53-64. (Buenos Aires, 1993.)
- López Escobar, E. 1982. Características geoquímicas de rocas ígneas asociadas con pórfidos cupríferos chilenos. Revista Geológica de Chile 17: 3-19.
- López, L. y Vergara, M. 1982. Geoquímica y petrogénesis de rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento cuprífero de Río Blanco-Los Bronces. Revista Geológica de Chile, 15: 59-70.
- Lowell, D. y Guilbert, J. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65(4): 373-408.
- Lustrino, M., Melluso, L. y Morra, V. 2002. The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). Lithos, 63: 83-113.
- Macpherson, C. G, Dreher, S. T, Thirwall, M. F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. Earth and Planetary Science Letters, 243: 581-593
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26°S, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished PhD thesis, Dalhousie University. 544 pp.

- Marschik, R., Chiaradia, M. y Fontboté, L. 2003a. Implications of Pb isotope signatures of rocks and iron oxide Cu-Au ores in the Candelaria-Punta del Cobre district, Chile. *Mineralium Deposita*, 38: 900–912.
- Marschik, R., Fontignie, D., Chiaradia, M. y Voldet, P. 2003b. Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope characteristics of granitoids of the Early Cretaceous Copiapó plutonic complex (27°30'S), Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 381-398.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids, *Lithos*, 46: 411-429.
- Massabie, A. H. 1986. Filón-capas Paramillos de Uspallata, su caracterización geológica y edad, Paramillos de Uspallata, Mendoza. 1^{ras} Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan, 1: 325-330.
- Massabie, A. H., Rapalini, A. y Soto, J. L. 1986. Estratigrafía del Cerro Los Colorados, Paramillos de Uspallata, Mendoza. 1^{ras} Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan, 1: 71-76.
- Maury, R. C., Sajona, F., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M. 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin Société Géologique de France*, 167 (5): 579-595.
- McNutt, R. H., Crockett J. H., Clark, A. H., Caelles, J. C., Farrar, E., Haynes, S. J. y Zentilli, M. 1975. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26 and 29 degrees south. *Earth Planetary Sciences Letters*, 27: 305–313.
- McNutt, R. H., Clark, A. H. y Zentilli, M. 1979. Lead isotopic composition of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29°S; petrogenetic and metallogenic implications. *Economic Geology*, 74:827–837.
- Méndez, V. y Zappettini, E. 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 59-611. Buenos Aires.
- Mohamed, F. H. 2001. The Natash alkaline volcanic field, Egypt: geochemical and mineralogical inferences on the evolution of a basalt to rhyolite eruptive suite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105: 291-322.

- Molina, J. I. 1788. Compendio de la historia geográfica, natural y civil del Reyno de Chile. 1^{ra} parte, que abraza la historia geográfica y natural. Traducción: Dⁿ. Domingo Joseph. 86-125 pp Madrid.
- Muntean, J. L. y Einaudi, M. T. 2001. Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, 96: 743–772.
- Nash, T. y Theodore T. 1971. Ore fluids in the porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada. *Economic Geology*, 66: 385-399.
- Navarro, H. 1968. Informe final zona Paramillos Norte, Área de Reserva N°3N, provincia de Mendoza, Republica Argentina. Plan cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares-Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. 61 pp. Buenos Aires.
- Navarro, H. 1972. Área de reserva N°3. Zona “Paramillos Norte”, provincia de Mendoza. 4 Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), 3:105-125. Buenos Aires.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. y Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36: 794-798.
- Paiement, J. P., Beaudoin, G., Paradis, S. y Ullrich, T. 2012. Geochemistry and Metallogeny of Ag-Pb-Zn Veins in the Purcell Basin, British Columbia. *Economic Geology*, 107: 1303–1320.
- Parada, M. A., Nystrom, J.O. y Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31–34°S): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46: 505–521.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. y Thompson, A. B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planetary Sciences Letters*, 121: 227-244.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. 230-249 pp. Shiva, Orpington, London.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.

- Petford, N. y Atherton, M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37: 1491—1521.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. En Reutter *et al.* (eds.), *Andes Tectonics of the Southern Central*, 203–217. Springer, Berlin.
- Puig, A. 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic Geology*, 83: 843– 858.
- Ramos, V. y Kay, S. M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. y Rapela C. W. (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper, 265: 79-91. Boulder, Colorado.
- Ramos, V. y Nullo, F. 1993. El volcanismo de arco Cenozoico. En Ramos V. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza. Relatorio 12: 149-160. (Buenos Aires, 1993.)
- Ramos, V., Aguirre-Urreta, M. A., Álvarez, P. P., Cegarra, M. I., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24(9): 5-296, Buenos Aires.
- Rayces, E. C. 1949. Informe geológico-minero sobre el mineral del Paramillo de Uspallata. Dirección General, Fabricaciones Militares, 1-63 p. (Inédito). Buenos Aires
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. y Lehmann, B. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, 38: 876-885.
- Ribeiro-Lauret, J. 2007. Magmas adakitiques: composition des amphiboles et contraintes géo-barométriques. Tesis de maestría, Université de Bretagne Occidentale. <http://www.utdallas.edu/~juliaribeiro/adakites.pdf>. 85 pp.

- Richards, J. P. y Kerrich, R. 2007. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102: 537–576.
- Rickard, F. I. 1869. Informe sobre los distritos minerales, Minas y Establecimientos en 1868-69. Ministerio de Interior, 1-239 pp. Buenos Aires. <http://books.google.com>.
- Rollinson, H. R. 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, 352 p.
- Romani, R. R. 1968. Informe final Paramillos Sur, Área de reserva N3S, provincia de Mendoza, República Argentina. Plan Cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares-Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo, inédito 36 pp. Anexo 1: Determinaciones petrográficas por G. A Fernández y D. Plaza, 36 pp. Anexo 2: Determinaciones calcográficas por M. K. de Brodtkorb, 31 pp.
- Romani, R. R. 1999. El pórfiro cuprífero Paramillos Sur, Mendoza. En Recursos Minerales de la República Argentina, Zappettini, E. (ed.). Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales, 35: 1513-1523.
- Rubato, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123-138 pp.
- Rubinstein, C. y Steeman, P. 2007. New palynological data from the Devonian Villavicencio Formation, Precordillera of Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 3-9.
- Rubinstein, N., Sruoga, P. y Pángaro, F., 2005. Volcanismo basáltico alcalino del Ciclo Precuyano (Triásico Superior–Jurásico Inferior), rifting inicial de Cuenca Neuquina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, 3: 97–102, La Plata.
- Rubinstein, N., Bevins, R., Robinson, D. y Sruoga P. 2007. Very low grade metamorphism in the Precuyano Unit, Neuquén basin, Argentina. 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, 70 71 pp, Kiel, Alemania.
- Rubinstein, N., Carrasquero, S. I., Jara, A. y Loaysa, M. 2013. Nuevos aportes sobre la zona de alteración del yacimiento Oro del Sur, Precordillera de Mendoza. 2^{do} simposio sobre Petrología ígnea y metalogénesis asociada. Universidad Nacional de San Luis. Resumen página N° 82.

- Sajona, F. y Maury, R. C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus, Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*, 326: 27-34.
- Sanjinés, O. y Hofstra, A. 1997. La Española; depósito de oro y plata, Cordillera Occidental Bolivia. 8^{vo} Congreso Geológico Chileno, Actas: 1148-1152. Antofagasta, Chile.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41-43.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1985. Estadísticas climatológicas 1961-1970. (35): 127; 131-131a. 2^{da} edición. Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1986. Estadísticas climatológicas 1971-1980. (36): 111-111a; 116-116a. 1^{ra} Edición. Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1992. Estadísticas climatológicas 1981-1990. Serie B (37): 465-469. 1^{ra} edición. Buenos Aires.
- Seward, C. 1931. *Plant life through the ages*. London.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. New York: John Wiley & Sons, 444 pp.
- Sheppard, S. M. F. 1986. Caracterización and isotopic variation in natural waters. En Ribbe, P. H. (ed.), *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineralogical Society of America, 16: 1-40. Washington D. C.
- Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L. y Taylor, H. P. Jr. 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64: 755-777.
- Sillitoe, R. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68: 799-815.
- Sillitoe, R. 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72(1): 99-109.

- Sillitoe, R. H. 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 89-108.
- Sillitoe, R. H. 1991. Gold metallogeny of Chile - an introduction. *Economic Geology*, 86: 1187-1205.
- Sillitoe, R. H. 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. En Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. y Duke, J. M., (eds.), *Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada, Special Paper*, 40: 465-478.
- Sillitoe, R. H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits. En Simmons, S. F. y Graham, I. (eds.), *Volcanic, geothermal and oreforming fluids; rulers and witnesses of processes within the Earth. Society of Economic Geologists, Special Publication*, 10: 315–343.
- Spalletti, L. A. 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (1-2): 29-50.
- Sruoga, P., Rubinstein, N. A., Etcheverría, M., Cegarra, M., Kay, S., Singer, B. y Lee, J. 2008. Estadía inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 454–469.
- Stacey, J. S. y Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage-model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 4(3): 1-187. Buenos Aires.
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P. y Bodnar, R. 2012. Hokieflincs-H₂O-NaCl: A Microsoft Excel spread sheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl. *Computers & Geosciences*, 49: 334-337.
- Stelzner, A. 1922. Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° S. *Actas Academia Nacional de*

- Ciencias, Córdoba, 8 (1-2): I-XXII y 1-227. (Versión en español del alemán de 1878, traducido por G. Bodenbender: *"Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik"*, Kassel, Alemania).
- Stern, C. R. y Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263–281.
- Stipanovic, P. N. 1979. El Triásico del Valle del Río de los Patos (Provincia de San Juan). 2° Simposio de Geología Regional Argentina (Córdoba, 1976), Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 2: 695-744.
- Strazzere, L., Gregori, D. A. y Dristas, J. A. 2006. Genetic evolution of Permo-Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Research*, 9: 485–499.
- Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmits, R., Sørensen, H. y Woolley, A. R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Le Maitre, R. W. (Ed.). 2nd Edition Paperback: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous. 236 pp. Cambridge University Press.
- Strelkov, E. y Alvarez, L. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *Actas 9^{no} Congreso Geológico Argentino*, 3: 115-130. Bariloche.
- Sun, S. S. 1980. Lead isotopic study of Young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions, Royal Society London*, A 297: 409-445.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes – Magmatism in the ocean basin. *Geological Society Special Publication*, 42: 313-345.
- Taylor, H. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69: 843-883.

- Taylor, B. E. 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. En Hedenquist, J. W. (Ed.), Japan-US Symposium on magmatic contributions to hydrothermal systems, Extended abstracts, Geological Survey of Japan, Reports, 279: 190-194.
- Taylor, B. E. 2007. Epithermal Gold Deposits. En Goodfellow, W. D., (ed.), Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 113-139.
- Thiéblemont, D., Stein, G. y Lescuyer, J. L. 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite. Comptes Rendus, Académie Sciences, Sciences de la Terre et des planètes, 325: 103-109.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. y Parry S. J. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions, Royal Society London, A310: 549-590.
- Todt, W., Cliff, R. A., Hanser, A. y Hofmann, A. W. 1984. ²⁰²Pb -²⁰⁵Pb spike for Pb isotopic analysis. Abstract Braunlage VIII. Terra Cognita, 4 (2): 209.
- Tosdal, R. y Munizaga, F. 2003. Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30–34° S). Mineralium Deposita, 38: 234–250.
- Townley, B. K. y Godwin, C. I. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile. Mineralium Deposita, 36: 45-57.
- United Nations. 1968. Investigation of porphyry copper type mineralization in the provinces of Mendoza, Neuquén and San Juan, Argentina. Report part I (Text); part II (Graphics).
- Von Drach, V., Marsh, B. D. y Wasserburg, G. J. 1986. Nd and Sr isotopes in the Aleutians multicomponent parenthood of island-arc magmas. Contributions Mineralogy and Petrology, 92: 13-34.

- Vry, V. H., Wilkinson, J. J., Seguel, J. y Millán, J. 2010. Multistage intrusion, brecciation and veining at El Teniente, Chile: Evolution of a nested porphyry system. *Economic Geology*, 105: 119-153.
- Walkom, A. B. 1919. Queensland fossil floras. *Proceeding Royal Society Queensland*, 31 (1).
- Wiechowski, A., Brodtkorb, M. K. de, y Donnari, E. 1996. Lillianita-gustavita (sulfuros de Pb-Bi-Ag) de Oro del Sur, Prov. de Mendoza. III Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 299-301. La Plata.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. 466 pp. Unwin Hyman Ltd, London.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés D. 2002. The challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 23-38.
- Yañez, G., Ranero, C., Von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B4): 6325-6345.
- Zappettini, E. O., Crosta, S., Rubinstein, N. y Segal, S. J. 2014. Revisión de modelos de mineralización asociados a fallas de despegue e implicancias metalogenéticas relacionadas al rifting mesozoico en Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales N° XX* (En prensa). Buenos Aires.
- Zartman, R. E. y Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics. The model. *Tectonophysics* 75: 135–162.
- Zheng, Y. F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33: 109-126.

Zindler, A. y Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. Annual Review Earth and Planetary Sciences, 14: 493-571.

AGRADECIMIENTOS

Ante todo deseo agradecer a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) por formarme como geóloga y que cumpla mis estudios de postgrado en ella y al Museo de La Plata (mi lugar en el mundo), que forma parte de esta Unidad Académica, donde aprendí mucho sobre depósitos minerales.

Otra institución a la que deseo agradecer es al SEGEMAR que me proveyó de apoyo logístico en el campo y a los Dres. Eduardo Zappettini y la Dra. Susana Segal que me permitieron fotografiar algunos pulidos de Paramillos Norte para este trabajo. Al Instituto de Recursos Minerales (INREMI) que también me dio apoyo para trabajos de campo y de laboratorio, en especial Adriana González, una maga de los dibujos en computadora que me ayudó con algunos gráficos y a Marcela Pené, que no sólo es la secretaria del Instituto, sino casi mi secretaria personal y que siempre está dispuesta a darme una mano apenas se lo pido y por supuesto al Dr. Isidoro Schalamuk que me proporcionó algunas muestras de veta para comenzar los estudios, además de darme lugar de trabajo en el Instituto.

En este trabajo se consultó mucho material bibliográfico, que no siempre figura en versión electrónica y por lo tanto se debió recurrir a las bibliotecas tradicionales, por ello mi agradecimiento por la paciencia demostrada por el personal de la Biblioteca Florentino Ameghino de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, que siempre buscó con ahínco, aun las publicaciones del siglo XIX, verdaderos tesoros para mí; otra biblioteca a la que debo agradecer es la Bibliothèque des Sciences de la Terre et de l'environnement del Département des Sciences de la Terre de la Université de Genève (Suiza) que, durante mis estancias en esa universidad, me dio carta blanca para revisar sus anaqueles y fotocopiar. También debo agradecer a la Biblioteca del SEGEMAR, donde está depositada mucha de la información referente al Plan Cordillerano. También a los Dres. Mario Hernández y Nilda González (FCNyM) por facilitarme las publicaciones del Servicio Meteorológico Nacional con los datos climáticos de la región.

También deseo agradecer a Suiza, que al principio de mi vida de investigación, me favoreció con una beca de estudios e investigación que desarrollé en la Université de Genève, (Suiza) bajo la dirección del Dr. Lluís Fontboté. En este punto, cabe agradecer también a los Dres. Massimo Chiaradia y Denis Fontignie y a Fabio Capponi por el apoyo técnico para la realización de innumerables análisis en los laboratorios del Département des Sciences de la Terre de Genève, (Suiza) refiriéndome especialmente a fluorescencia de rayos X, isótopos de neodimio, estroncio y plomo así como cortes delgados y pulidos. En cuanto a los isótopos de oxígeno debo agradecer al Dr. Georges Beaudoin de la Université de Laval en Quebec (Canadá) por permitirme realizarlos en su laboratorio. También debo agradecer al Dr. Robert Marschik del Department für Geo-und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, (Alemania) por dejarme hacer los estudios de inclusiones fluidas en su laboratorio. Al Dr. Peter Fisher (Universidad de Cardiff, UK) por su asistencia en los análisis de SEM-EDX en muestras de veta Tajo.

No puedo dejar de mencionar a mis “compañeras de campo”, Virginia Villamayor,

Andrea Ramis y María Elena Canafoglia que me acompañaron al campo y juntas leímos, escribimos y borroneamos nuestra primer libreta de campo.

También deseo agradecer a la empresa Grupo Minero Aconcagua S.A. que me permitió recorrer y muestrear el depósito vetiforme Paramillos de Uspallata y alojarme en el campamento minero de Agua de la Zorra. Acá tengo un recuerdo muy especial para Don Marcelo Tapia, una persona encantadora, responsable del mencionado campamento durante mucho tiempo y que se encargó de hacerme conocer las mil y una historias del lugar, ubicando las labores realizadas en vetas (algunas ya agotadas) y cuidar de mi seguridad y la de mis compañeras.

También deseo agradecerle a la Dra. Anabel Gómez (UBA-CONICET), una amiga, por estar siempre dispuesta a ayudarme con la realización de algunos gráficos, fotografiar al microscopio los cortes delgados y razonar conmigo ciertos temas.

Así mismo deseo agradecerle a uno de los directores de tesis, el Dr. Alberto Arrospide (UNLP) por darme esta oportunidad, invaluable para mí. Por último, un agradecimiento muy especial y afectuoso a la Dra. Nora Rubinstein (CONICET-UBA) que asumió la difícil tarea de dirigir esta tesis, demostrando siempre sapiencia geológica y mucha paciencia conmigo.

Este trabajo va dedicado a mi mamá Edith, que me entregó el gusto por el estudio, la buena lectura y sobre todo, me inculcó, que sin esfuerzo no se consigue nada en la vida...

ÍNDICE DE FIGURAS	Pág.
Figura 1.1. Ubicación del área de estudio con la referencia de las rutas provinciales y nacionales que comunican la localidad de Uspallata, provincia de Mendoza. Tomado de http://www.liveargentina.com/mendozaprovincia/MapadeRutas.php .	4
Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio. Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986) .	5
Figura 1.3. Vista general del área de estudio mostrando el relieve del Cordón de San Bartolo.	7
Figura 1.4. Tronco de araucaria en posición vertical, cerca del socavón El Sauce, Grupo Minero Paramillos de Uspallata.	8
Figura 2.1. Esquema de los tipos de inclusiones fluidas; L: líquido; S: sólido; V, vapor. Adaptado de Nash y Theodore (1971) .	21
Figura 3.1. Esquema regional del área de estudio.	24
Figura 3.2. Columna estratigráfica del área de estudio.	26
Figura 4.1. Mapa geológico del área del Grupo Minero Paramillos de Uspallata donde aflora parte de los basaltos del Grupo Uspallata. Según Lavandaio y Fusari (1986) .	33
Figura 4.2. Detalle de una amígdala rellena con calcita en la colada.	34
Figura 4.3. Vista del afloramiento principal de los basaltos alcalinos, sobre la ex-ruta 7 (32°28'E; 69°07'O) donde se observa la disyunción columnar.	35
Figura 4.4a. Vista general de los filones-capas, sobre la ex-ruta 7, al este del socavón Chile. b. Vista en detalle de la sección superior de un filón-capa	35

- mostrando la estructura vesicular.
- Figura 4.5.** Detalle de amígdala rellena de ópalo rojo en un filón capa. 36
- Figura 4.6a.** Fotomicrografía de colada mostrando fenocristales de plagioclasa y olivino (alterados a actinolita); **b.** Fotomicrografía de colada mostrando fenocristales de plagioclasa y piroxenos; **c.** Fotomicrografía de piroclastita donde se observa un fenocristal deformado de biotita; **d.** Fotomicrografía de piroclastita, las flechas señalan trizas volcánicas. 38
- Figura 4.7.** Clasificación de tobas según **Schmid (1981)** en la cual las muestras se ubican en el campo de las tobas cristalinas. 39
- Figura 4.8a.** Diagrama de clasificación para rocas volcánicas TAS (total álcalis *versus* SiO₂) de **Le Bas et al. (1986)**. **b.** En la tabla se discriminan las rocas que grafican en los campos Traquibasalto-Traquiandesita basáltica-Traquiandesita según **Streckeisen et al. (2002)**. El triángulo verde corresponde a la muestra PA7 de **Ramos y Kay (1991)**. Los valores de los óxidos fueron recalculados a base anhidra. 42
- Figura 4.9** Diagrama de multielementos de las volcanitas del área de estudio y de basaltos de tipo OIB y MORB (valores extraídos de **Rollinson 1995**) normalizados según **Sun (1980)**. 43
- Figura 4.10.** Distribución de cuencas durante el ciclo Gondwánico. Adaptado de **Ramos y Kay (1991)**. 44
- Figura 4.11.** Gráfico petrogenético mostrando las facies de muy bajo grado para metabasita (**Frey et al., 1991**). **PP:** prehnita-pumpellyita (en gris). **GS:** esquistos verdes. **PA:** pumpellyita-actinolita. **PrA:** prehnita-actinolita. **Zeo:** Ceolitas. 46
- Figura 5.1.** Imágenes CL-SEM (Imagen de catodoluminiscencia con microscopio electrónico de barrido) de los circones en los que se observan los puntos 53

- analizados.
- Figura 5.2.** Diagrama de Tera-Wasserburg de los datos obtenidos sobre los circones analizados (2 sigma). 55
- Figura 5.3.** Histograma de edades de la muestra 87190. Se observa que la moda principal corresponde a edades entre Mioceno inferior a medio y la subordinada al Triásico superior – Jurásico inferior. 56
- Figura 6.1.** Mapa geológico de la región con la distribución de los principales afloramientos de la Formación Cerro Redondo. Adaptado de **Lavandaio y Fusari (1986)**. 59
- Figura 6.2a.** Vista de un dique de edad Mioceno del área de Crestón Amarillo, Paramillos Norte. **b.** Vista de otro dique Mioceno intruyendo volcánicas miocenas. 60
- Figura 6.3a.** Afloramiento de la Formación Cerro Redondo. **b.** Se puede observar un detalle de las brechas magmáticas. 61
- Figura 6.4.** Diagramas binarios tipo Harker. 66
- Figura 6.5.** Diagrama de clasificación para rocas volcánicas TAS (total álcalis *versus* SiO₂) de **Le Bas et al. (1986)**. la línea punteada divide los campos correspondientes a las rocas alcalinas y subalcalinas. 67
- Figura 6.6.** Diagrama que discrimina rocas de composición metaaluminosa, peraluminosa y peralcalina (**Shand 1943**). 68
- Figura 6.7.** Diagrama Zr/TiO₂ *versus* SiO₂ de clasificación de rocas volcánicas (**Winchester y Floyd 1977**). 69
- Figura 6.8.** Diagramas multielementales normalizados a **Pearce (1983)**. **a.** Paramillos Norte. **b.** Paramillos Centro. **c.** Paramillos Sur. 70
- Figura 6.9.** Diagramas de tierras raras normalizados al C₁ de **Sun y McDonough** 71

- (1989).**
- Figura 6.10.** Diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}$ para rocas, 75
basado en los reservorios isotópicos mantélicos de **Zindler y Hart (1986)**.
DMMb (Manto empobrecido del *N-MORB*); DMMb (Manto empobrecido de
E-MORB); EMI (manto con afinidad con corteza continental inferior); EMII
(manto enriquecido con afinidad con corteza continental superior); HIMU
(manto); PREMA (basaltos islándicos oceánicos); BSE (magma primitivo).
- Figura 6.11.** Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Adaptado de **Rollinson** 77
(1995).
- Figura 6.12.** Diagrama uranogénico que grafica las relaciones isotópicas de Pb 78
para rocas de la región en estudio. Adaptado de **Zartman y Doe (1981)**.
- Figura 6.13.** Diagrama para la clasificación de ambientes **geotectónicos (Pearce** 79
et al. 1984). **WPG** (granitos de intraplaca); **VAG+Syn-COLG** (granitos de arco
volcánico + granitos sin-colisionales); **ORG** (granitos de dorsal oceánica).
- Figura 6.14.** Diagrama SiO_2 versus Ba/La permite separar rocas de ambiente de 80
arco y retroarco (**Sruoga et al. 2008**).
- Figura 6.15.** Diagrama Sm/Yb versus La/Sm. A medida que aumenta la relación 81
Sm/Yb, se observan cambios que dependen de la presión, el piroxeno
(ClinoPx) pasa a anfíbol y luego a granate en el residuo mineral en el magma
generador. Adaptado de **Kay y Mpodozis (2001; 2002)**.
- Figura 6.16.** Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/\text{Nd}_{\text{inicial}}$ para rocas, basado 82
en los reservorios mantélicos de **Zindler y Hart (1986)**.
- Figura 7.1.** Ubicación del depósito Paramillos Norte en el área de estudio. 86
Modificado de **Lavandaio y Fusari (1999)**.
- Figura 7.2.** Geología y alteración del área de Paramillos Norte. 87

- Figura 7.3a.** Magnetita cementando clastos de brechas hidrotermales. **b.** Venas de magnetita con oxidados de cobre asociados a la magnetita. 88
- Figura 7.4.** Fotomicrografías de las asociaciones de alteración. **a.** Alteración potásica: Orlas de feldespato potásico (fsK) rodeando un cristal de plagioclasa sericitizado (ser). **b.** Alteración calco-sódica: cristales de tremolita (trm) y feldespato potásico (fsK). **c.** Alteración fílica: jarosita (ja) en roca de caja piroclástica. **d.** Alteración fílica: muscovita (ms) dispuesta en nidos. 90
- Figura 7.5a.** Vista de un sector del halo fílico. En la parte inferior derecha se destacan los colores ocres dados por la jarosita tapizando fracturas. **b.** *Boxworks* de pirita. 91
- Figura 7.6.** Venas de hematita (Mina Oscarcito). 91
- Figura 7.7.** Fotomicrografías de minerales opacos en muestras de perforación. 93
a. Perforación PN3 muestra 466': Pirita (py) parcialmente reemplazada por especularita (hm). b. Perforación PN8 muestra 530': Calcopirita (cp) reemplazada parcialmente por digenita (dg).
- Figura 7.8.** Ubicación de los perfiles, perforaciones y zonas de enriquecimiento supergénico en el área del depósito Paramillos Norte. 95
- Figura 7.9.** Perfiles que muestran el desarrollo de las zonas de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supergénico en diferentes áreas del depósito. 97
- Figura 7.10.** Distribución de los contenidos de Cu y Mo en profundidad; en rojo se destaca la zona de enriquecimiento supergénico. 99
- Figura 7.11.** Imagen *Google Earth* del área de Paramillos Centro mostrando su ubicación y la distribución de las diferentes asociaciones de alteración. 100
- Figura 7.12.** Vista panorámica de la zona de alteración de Paramillos Centro donde se observa el halo de alteración fílica y la brecha de magnetita. 101

- Figura 7.13a.** Vista de un sector del halo calco-sódico. **b.** Afloramiento de venillas de tremolita (trm). **c.** Fotomicrografía donde se observa tremolita-opacos (magnetita?) 102
- Figura 7.14.** Venas rellenas de sílice y óxidos de Fe. 104
- Figura 7.15.** La flecha muestra el afloramiento del pórfiro Paramillos Sur visto desde la ruta (dirección SE). 107
- Figura 7.16.** Imagen *Google Earth* del depósito Paramillos Sur donde se marca el afloramiento principal, un afloramiento secundario y los afloramientos menores así como la distribución de los halos de alteración hidrotermal que los afecta. 108
- Figura 7.17.** Fotomicrografías que muestran las asociaciones de alteración hidrotermal. **a.** Zona Potásica: nidos de biotita (bt) y parches de feldespato potásico (fsK). **b.** Zona fílica: Sector centro izquierda agregados de muscovita; en la parte superior derecha, feldespato potásico (fsK) con orlas de feldespato potásico. 109
- Figura 7.18.** Detalle de venillas de cuarzo y óxidos de Fe en el sector de alteración fílica. 110
- Figura 7.19.** Plano de Paramillos Sur donde se presentan las ubicaciones de las perforaciones y la presencia de calcosina supergénica. **XI** perforación; **a-a'** líneas de perfil. 113
- Figura 7.20.** Perfiles de Paramillos Sur de distribución de leyes de Cu en perforaciones construidos con datos de **Romani (1968)**. 114
- Figura 7.21.** Distribución de los contenidos de Cu y Mo en profundidad para perforaciones seleccionadas de Paramillos Sur. 117
- Figura 7.22.** Mapa del área donde aflora el depósito Cerro Canario Adaptado de **Lavandaio y Fusari (1986)**. La escala de afloramiento de las ignimbritas está 118

exagerada.

- Figura 7.23.** Brecha de Cerro Canario. 119
- Figura 7.24.** En primer plano la vista de la zona de alteración fílica y en segundo plano la alteración potásica. 120
- Figura 7.25.** Distribución de los valores de Au en las perforaciones Pd2 y Pd4. Perfil construido a partir del informe de Fusari *et al.* (1993). 125
- Figura 8.1.** Imagen *Google Earth* mejorada con la ubicación del depósito Oro del Sur. 127
- Figura 8.2.** Vista de los antiguos laboreos mineros en la veta Boques. 128
- Figura 8.3.** Mapa geológico de detalle de Oro del Sur. Adaptado de Lavandaio y Fusari (1986). 130
- Figura 8.4.** Perforaciones Pd1 y Pd3 realizados sobre la zona de vetas Oro del Sur. Datos tomados de Fusari *et al.* (1993). Al realizarse el logueo de estas perforaciones se identificó la mineralización diseminada de Cerro Canario (Capítulo 7) compuesta por pirita-(*electrum*-oro)-calcopirita-pirrotina-magnetita-calcosina-covelina que se muestra en color verde. 131
- Figura 8.5.** Gráficos de correlación para algunos pares de metales de la veta Mascareña. 134
- Figura 8.6.** Muestra tomada en un corta-veta de la Mascareña; la roca se presenta blanqueada por la alteración sericítico-arcillosa, también se pueden observar las venillas rellenas de limonitas y cuarzo. En la sección superior izquierda se observa una de las IF estudiadas (tipo III 2), compuesta por una burbuja, dos cristales transparentes y un pequeño cristal opaco. 135
- Figura 8.7.** Gráfico $\delta D - \delta^{18}O_{SMOW}$ de la veta Mascareña. Los datos isotópicos fueron corregidos a fluido. (Tomado de Camprubí 2003). El área de los fluidos magmáticos primarios se define a partir de Sheppard *et al.* (1969), 136

- Taylor (1974) y Sheppard (1986)**, el de los fluidos félsicos a partir de **Taylor (1992)** y el de los fluidos andesíticos a partir de **Giggenbach (1992a y 1992b)**.
- Figura 8.8.** Entrada a la mina Descubridora de la veta Vallejos; tanto la entrada como el socavón de acceso a la mineralización están realizados en piedra por los antiguos mineros (**Molina 1788**). 137
- Figura 8.9.** Vista del pique Gobernador, realizado por el Ing. Avé-Lallemant. 138
- Figura 8.10.** Mapa geológico del Grupo Minero Paramillos de Uspallata que muestra la distribución de las principales vetas del yacimiento. Adaptado de **Lavandaio y Fusari (1986)**. 140
- Figura 8.11.** Afloramiento de la veta Vallejos, cerca del campamento Agua de la Zorra; se puede observar la bifurcación de la mineralización en un tramo corto. 141
- Figura 8.12.** Detalle de las distintas estructuras que se observan en las vetas. **a.** 142
Bandeada costriforme donde se observa alternancia de esfalerita (sl) y siderita (sd); **b.** Bandeada costriforme con alternancia de galena (gn), siderita (sd) y cuarzo (qtz) dispuesto en situación central; **c.** Bandeada cucarda donde las bandas se presentan con galena (gn), calcita (cal) y siderita (sd); **d.** Otro ejemplo de estructura bandeada cucarda con galena (gn), esfalerita (sl) y siderita (sd) donde un sector bandeado se presenta rodeado por la mineralización.
- Figura 8.13.** Fotomicrografías de la mineralización de la veta Santa Rita. **a.** 145
Sección con galena (gn) cuyos planos de clivaje presentan forma ondulada y escasa esfalerita (sl). **b.** Esfalerita (sl1) de la primera generación con textura “*disease*”, acompañada por galena reemplazada por tetraedrita (tt) intercrecida con esfalerita (sl2) de segunda generación y acompañada por escasa piritita (py). Abreviaturas según **Fontboté y Perroud (2006)**.

- Figura 8.14.** Secuencia paragenética parcial de la veta Santa Rita. 146
- Figura 8.15.** Fotomicrografías de la mineralización de veta Tajo. **a.** Tetraedrita-tennantita (tt-tn) reemplazando a la galena (gn). **b.** Galena (gn) reemplazada por tetraedrita-tennantita la que a su vez se encuentra reemplazada por boulangerita (boul); cristales aciculares y tabulares de la sulfosal (sf) reemplazando a la tetraedrita y a la boulangerita. **c.** Galena y por encima marcasita (mr). **d.** Imagen de electrones retrodispersados mostrando las desmezclas de freibergita (fbr), de tono gris más oscuro, en tetraedrita (tt). 147
- Figura 8.16.** Secuencia paragenética parcial de la veta Tajo. 150
- Figura 8.17.** Composición isotópica de los carbonatos en diferentes ambientes tomando como variables el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (siderita) *versus* $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Siderita). La muestra UP140 corresponde a la veta San Pedro. En amarillo las muestras de **Garrido et al. (2001)** de las cuales sólo se conoce el dato medido de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (siderita). Adaptado de **Rollinson (1995)**. 152
- Figura 8.18.** Gráfico de fuentes de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. La muestra UP140 (en rojo) corresponde a la veta San Pedro. Adaptado de **Rollinson (1995)**. 153
- Figura 8.19.** Gráfico δD *versus* $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$. Las vetas analizadas (en rojo) son Belén-Mendoza, San Lorenzo, San Miguel, Santa Rita. En verde la veta San Pedro. En amarillo los datos de veta Tajo de **Garrido et al. (2001)**. Adaptado de **Taylor (1974)**. 155
- Figura 8.20.** Distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para reservorios comunes mayores de la tierra que son importantes en los sistemas hidrotermales. Los datos isotópicos fueron corregidos a fluido. Las vetas analizadas (en rojo) son Belén-Mendoza, San Lorenzo, San Miguel y Santa Rita. En verde la veta San Pedro. En amarillo los datos de veta Tajo de **Garrido et al. (2001)** que presentan una ligera tendencia al agua de mar. Adaptado de **Campbell y Larson (1998)**. 156

- Figura 9.1.** Corte esquemático que muestra la evolución tectomagmática entre los 20 y los 5 Ma a los 31°S. Adaptado de **Kay et al. (1987)**. 159
- Figura 9.2.** Diagrama Presión *versus* Temperatura que muestra las curvas de deshidratación (D) de minerales hidratados como actinolita, clorita, etc. La línea G corresponde al límite inferior de estabilidad del granate; H corresponde a la desaparición del anfíbol y FDA muestra la fusión-deshidratación del anfíbol. Adaptado de **Maury et al. (1996)** y **Amortegui Vera (2007)**. 161
- Figura 9.3.** Diagrama SiO₂ *versus* Sr/Y (Tomado de **Haschke y Ben-Avraham 2005**) donde se grafican las muestras de la Formación Cerro Redondo Paramillos Norte (PN), Paramillos Centro (PC) y Paramillos Sur (PS). El campo de las rocas con firma adakítica comprende valores de SiO₂ > 56% y relaciones Sr/Y > 20). 164
- Figura 9.4.** Diagrama Y *versus* Sr/Y (Tomado de **Richards y Kerrich 2007**) donde se marcan los campos de magmas de arco y magmas de firma adakítica. 165
- Figura 6.14.** Diagrama Sm/Yb *versus* La/Sm. Tomado de **Kay y Mpodozis (2001; 2002)**. 166
- Figura 9.5.** Diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr *versus* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de la Formación Cerro Redondo (Tomado de **Castillo 2006**); la muestra Cerro Colorado (CC-3-87) corresponde a **Kay et al. (1991)**; la muestra del depósito epitermal de El Indio a **Bissig et al. (2003)** y la del pórfiro cuprífero Los Pelambres a **Reich et al. (2003)**. 167
- Figura 9.6.** Arquitectura de un sistema de tipo pórfiro (tomado de **Sillitoe 2010**) en el que se señala el nivel de exposición de los depósitos diseminados del distrito. 171
- Figura 9.7.** Diagrama de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *versus* ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Basado en **Tosdal y Munizaga (2003)**. J: Jurásico; K: Cretácico; Kinf: Cretácico inferior; Ksup: 174

Cretácico superior; **Mc**: Mioceno; **Mc-P**: Mioceno –Plioceno; **SK**: línea media de crecimiento de la corteza según Stacey y Kramers (1975). El dato de la veta Tajo corresponde a **Zappettini *et al.* 2014 (en prensa)**.

INDICE DE TABLAS	Pág.
Tabla 1.1. Datos climáticos de la zona de Uspallata (1891 msnm). La temperatura de termómetro seco es la temperatura del aire en la atmósfera sin tomar en cuenta la humedad. Datos tomados de las publicaciones del Servicio Meteorológico Nacional (1985; 1986; 1992).	6
Tabla 4.1. Análisis químicos de roca total para elementos mayoritarios, minoritarios y trazas correspondientes a las muestras seleccionadas del área de estudio. PA7 (Ramos y Kay 1991); hawaiitas, mugaritas y benmoreitas de Cerdeña (Lustrino et al. 2002), Egipto (Mohamed 2001), Kenia (Wilson 1989). Abreviaturas utilizadas: TB= tefrita-basanita. Hawa= hawaiita. Benm= benmoreita. Muge= mugarita. Las casillas vacías indican que no fue analizado el elemento.	41
Tabla 5.1. Edades radimétricas de las rocas miocenas del área de estudio. Todas las dataciones fueron realizadas con el método K/Ar.	51
Tabla 5.2. Determinaciones de U/Pb por ablación láser en circones de la muestra 87190.	54
Tabla 6.1. Geoquímica de la Formación Cerro Redondo.	63
Tabla 6.2. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Los datos han sido corregidos para los 16,9 Ma. $(\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ o calculado 0,512616.	74
Tabla 6.3. Relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras estudiadas. El error es 2σ .	76
Tabla 7.1. Secuencia paragenética parcial de la mineralización de Paramillos Norte.	94
Tabla 7.2. Resumen de las perforaciones del área de Paramillos Norte (Navarro	96

1968).	
Tabla 7.3. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm) de muestras de superficie.	98
Tabla 7.4. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm, con excepción del Fe). Cto: Contacto entre andesita y brecha; Bre.: Brecha; And.: Andesita. C-S: calco-sódica. Gn19 corresponde a una muestra con magnetita.	104
Tabla 7.5. Resumen de los cálculos termodinámicos obtenidos mediante el uso de <i>HokieFlincs</i> H ₂ O-NaCl. n/m: valor no medido; n/c: valor no calculado. Debido al límite de operación del equipo (500°C) no pudo obtenerse ni la temperatura de homogeneización (Th) ni la temperatura de fusión (Tm) en esas inclusiones.	106
Tabla 7.6. Secuencia paragenética parcial de la mineralización de Paramillos Sur.	112
Tabla 7.7. Leyes máximas de Cu y Mo de las perforaciones de Paramillos Sur tomado de Romani (1968).	115
Tabla 7.8. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm). F+S: fílica +silicificación.	116
Tabla 7.9. Secuencia paragenética parcial de la mineralización del pórfiro Cerro Canario.	123
Tabla 7.10. Geoquímica de metales para el área de Cerro Canario expresados en ppm, excepto el Fe.	124
Tabla 8.1. Análisis químicos de elementos metálicos (expresados en ppm).	133
Tabla 8.2. Rangos de temperatura y salinidad para las inclusiones fluidas: Th (temperatura de homogeneización), Tm (temperatura final de fusión). Debido al límite de operación del equipo no se pudieron medir aquellas inclusiones de más de 500°C.	135

Tabla 8.3. Isótopos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en roca total (RT) y los consiguientes valores corregidos a fluidos.	136
Tabla 8.4. Composición química expresada en % en peso obtenida con SEM - EDS para distintas fases minerales de la paragénesis de mena de la Veta Tajo (Carrasquero et al. 2013a).	149
Tabla 8.5. Análisis de elementos metálicos de la veta Tajo expresados en ppm (excepto Fe).	151
Tabla 8.6. Análisis de isótopos de oxígeno y carbono. Los datos isotópicos para veta Tajo niveles Chile y Gobernador corresponden a Garrido et al. (1998) y Garrido et al. (2001) . El dato de $\delta^{18}\text{O}$ (Siderita) SMOW ‰ de UP140 fue calculado como se indica en el Capítulo 2. Las muestras F9161 y F4916 pertenecen a las colecciones de la División Geología Aplicada del Museo de La Plata (FCNyM-UNLP).	152
Tabla 8.7. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculado a partir de cuarzo según Clayton et al. (1972) y siderita según Zheng (1999) .	154
Tabla 8.8. Relaciones isotópicas de Pb en galena. El material estudiado proviene de muestras depositadas en la División Geología Aplicada del Museo de La Plata (FCNyM-UNLP).	157
Tabla 9.1. Principales criterios de identificación de las adakitas según diferentes autores y los valores obtenidos para la Formación Cerro Redondo.	163
Tabla 9.2. Principales características de los depósitos porfíricos. Abreviaturas utilizadas: Ag: plata; alu: alunita; arc: arcillas; asp: arsenopirita; Au: oro; bn: bornita; cab: carbonato; cc: calcosina; chl: clorita; cp: calcopirita; cub: cubanita; CuOx: óxidos de Cu; cup: cuprita; cv: covelina; del: delafossita; el: <i>electrum</i> ; ep: epidoto; FeOx: óxidos de Fe; fsK: feldespatos potásicos; gn: galena; goe: goethita; hm: hematita; ilm: ilmenita; ja: jarosita; lil-gus: lillianita-gustavita; lm: limonita; mal: malaquita; mck: mackinawita; mo:	168

molibdenita; **mr**: marcasita; **mt**: magnetita; **po**: pirrotina; **py**: pirita; **qzt**: cuarzo; **rt**: rutilo; **ser**: sericita; **sl**: esfalerita; **tn**: tennantita; **tour**: turmalina; **trm**: tremolita; **trq**: turquesa; **tt**: tetraedrita; **witt**: wittichenita.

Tabla 9.3. Principales características del depósito epitermal Oro del Sur. 172

Abreviaturas utilizadas: **alu**: alunita; **Au**: oro; **cc**: calcosina; **cp**: calcopirita; **CuOx**: óxidos de cobre; **cv**: covelina; **el**: *electrum*; **kao**: caolinita; **lm**: limonita; **mt**: magnetita; **po**: pirrotina; **py**: pirita; **qzt**: cuarzo; **ser**: sericita.

Tabla 9.4. Mineralización del Grupo Minero Paramillos de Uspallata. 173

Abreviaturas utilizadas: **pyr**: pirolusita; **pym**: piromorfita; **ccl**: crisocola; **mal**: malaquita; **cer**: cerusita; **lm**: limonita; **ang**: anglesita; **az**: azurita; **Ag**: plata; **ac**: acantita; **mim**: mimetesita; **cv**: covelina; **sl**: esfalerita; **gn**: galena; **py**: pirita; **tt**: tetraedrita; **cp**: calcopirita; **bn**: bornita; **jor**: jordanita; **pr**: proustita; **pyrg**: pirargirita; **boul**: boulangerita; **owy**: owyheeita; **sd**: siderita; **cc**: calcosina; **qzt**: cuarzo; **cer**: cerusita.

ANEXO 1 MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO: VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta	Intensidad	Alteración
Gn3	32°28'57"S	Traquiandesita	Microporfírica	Plagioclasa- piroxeno- opacos	Carbonatos Clorita-	Intersertal Plagioclasa- clorita- piroxeno- gránulos de opacos	Moderada	Carbonatización Opacos en orlas
	69°07'52"O							
Gn8	32°20'08"S	Traquiandesita	Microporfírica	Plagioclasa piroxenos	Carbonato-clorita- titanita-prehnita- pumpelleyta-opacos- titanita	Intersertal plagioclasa	Moderada	Metamorfismo bajo grado
	69°06'59"O							
Up23	32°29'24"S	Basalto	Porfírica	Plagioclasas- Máficos (ex olivino- piroxeno)- apatita	Clorita-mica blanca	Intersertal	Moderada	Metamorfismo bajo grado
	69°07'19"O							
Up25	32°29'14"S	Basalto	Granosa-subofítica	Plagioclasa- apatita	Epidoto-prehnita- clorita-carbonato-	Epidoto - carbonato	Moderada	Metamorfismo bajo grado
	69°07'31"O							
Up26	32°29'14"S	Basalto	Microporfírica granosa fina	Plagioclasa	Carbonato-clorita- opacos	Intersertal titanita	Moderada	Metamorfismo bajo grado
	69°07'31"O							
Up30	32°29'13"S	Basalto	Porfírica	Plagioclasa exmáficos	Clorita-sericita- carbonato-opacos	Intersertal Plagioclasa- clorita-Titanita	Moderada	
	69°08'08"O							
Up33	32°28'41"S	Basalto con vesículas	Porfírica	Plagioclasa	Clorita-carbonato	Pilotáxica: plagioclasa	Moderada	Carbonato en motas y venillas
	69°08'45"O							
Up35	32°29'56"S	Basalto c/vesículas	Porfírica	Plagioclasa	Opacos cúbicos-micas blancas-escasa titanita	Intersertal	Suave	
	69°07'09"O							
Up38	32°29'50"S	Piroclástica?	Porfírica	Plagioclasa	Pumpelleyta-prehnita- epidoto-carbonato- titanita	Intersertal	Moderada	Metamorfismo bajo grado
	69°07'20"O							

MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO: PIROCLASTITAS

MN°	Coord.	Cristaloclastos	Vitroclastos	Litoclastos	Mineralogía secundaria	Matriz
Up2a	32°28'52"S	Cuarzo-biotita-plagiolasa-opacos	Trizas aplastadas	Andesitas	Illita-titanita-rutilo-clorita	Felsítica fina
	69°09'55"O					
Up2b	32°28'52"S	Cuarzo-biotita-plagioclasa-opacos	Trizas aplastadas	Andesitas	Illita-titanita-rutilo-clorita	Plagioclasa Felsítica fina
	69°09'55"O					
Up27	32°28'55"S	Fragmentados, cuarzo-plagioclasa-opacos	esferulitas de vidrio	Andesitas	Illita-carbonato	Felsítica fina
	69°07'52"O					

ANEXO 2 MAGMATISMO MIOCENO

PARAMILLOS NORTE VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta	Intensidad	Alteración
UP84	32°25'56"S	Brecha	porfirica	Plagioclasa	Opacos-rutilo-	Plagioclasa	Muy alterada	Feldespatización en orlas
	69°06'28"O							
UP85	32°25'56"S	volcanita		Plagioclasa	Opacos-cuarzo-carbonato	plagioclasa	Muy alterado	Feldespatización en orlas
	69°06'28"O							
UP86	32°25'56"S	brecha		Plagioclasa-feldespatopotásico	Sericita-Rutilo-Arcillas-	pilotáxica Plagioclasa	Muy alterada	Fílica Feldespato en mosaico y orlas
	69°06'28"O							
87146	32°25'10"S	brecha	granuda	Exfenocristales	Sericita-opacos-biotita-jarosita-mica blanca	Plagioclasa-	moderado	Fílica
	69°06'03"O							
87163	32°25'44"S	volcanita	porfirica	Plagioclasa-Exmáfico	Mica-clorita	Muy fina	Muy aterado	Feldespatización en orlas
	69°06'07"O							

PARAMILLOS NORTE PIROCLASTITAS

MN°	Coord.	Cristaloclastos	Vitroclastos	Litoclastos	Mineralogía secundaria	Matriz	Textura	Alteración
UP78	32°25'52"S	Plagioclasa- albita	no	Andesitas	Sericita-cuarzo- arcillas-micas- opacos cúbicos	Micogranosa Feldespato	Felsítica	Cuarzo en venillas y en mosaico
	69°06'34"O							
UP79	32°25'52"S	Plagioclasa- feldespato	no	Andesitas	epidoto-opacos- magnetita-biotita- jarosita-clorita- sericita- cuarzo	Plagioclasa - cuarzo	Felsítica	Potásica muy alterada
	69°06'34"O							
UP82	32°25'51"S	Plagioclasa- opacos	no	Andesitas	Arc lim (vesículas y venillas) jar rutilo op	Plagioclasa- cuarzo	Felsítica mediana fluidal	Feldespatización incipiente
	69°06'34"O							
UP83	32°25'51"S	Plagioclasa- micas-opacos Acces: titanita	no	Andesitas	Arcillas- sericita- cuarzo-opacos- jarosita-rutilo	Plagioclasa	Felsítica mediana fluidal	Fílica
	69°06'34"O							

PARAMILLOS CENTRO: VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta	Intensidad	Alteración
UP17	32°27'51"S	Volcanita	Granosa	Plagioclasas-	Mica-sericita-cuarzo-titanita en orlas	Microgranosa fina	Moderada	Fílica
	69°06'45"O							
UP52	32°27'35"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasas-piroxenos-	Feldespatos-opacos	Feldespatos	Muy alterada	
	69°06'49"O							
UP54	32°27'36"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasas-piroxenos-	Opaco-sericita-clorita-titanita-arcillas	Plagioclasas-piroxeno	moderado	
	69°06'49"							
UP69	32°27'53"S	Volcanita	granosa	Plagioclasa-feldespatos potásico-Anfíbol	Tremolita-clorita-	Microgranosa fina	Moderada	Calco-sódica Feldespatización
	69°06'40"O							
UP70	32°27'53"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa-anfíbol	Sericita-epidoto-feldespatos potásico en crecimiento	Feldespatos-sericita	Moderada	Feldespatización suave
	69°06'40"O							
UP71	32°27'53"S	Volcanita	porfírica	Plagioclasa-piroxeno-biotita-	Opacos-clorita-apatita-epidoto-carbonato-tremolita	Fina feldespatos alcalino-cuarzo	moderada	Calco-sódica Feldespatización
	69°06'40"O							
UP72	32°27'53"S	Volcanita	microgranosa	Plagioclasa-piroxeno-opacos (magnetita?)-circón-	Anfíbol-tremolita-Sericita-clorita-opacos-biotita-epidoto-esfena	Plagioclasa-augita	moderada	Calco-sódica
	69°06'40"O							
UP73	32°27'53"S	Volcanita	micropoiquilítica	Plagioclasa-Anfíbol-piroxeno-	Clorita-tremolita-opaco-magnetita-biotita	cuarzo	moderada	Calco-sódica Orlas de feldespatos
	69°06'40"O							
UP74	32°27'53"S	Volcanita	Granosa inequigranular	Plagioclasa-anfíbol	Epidoto-sericita-tremolita-micas en nido-carbonato-opacos	Clorita-feldespatos potásico-cuarzo	Moderada	Calco-sódica Orlas y parches de feldespatos potásico en crecimiento
	69°06'40"O							
UP97	32°27'53"S	Volcanita	Porfírica	Fenocristales plagioclasa-piroxeno	Anfíbol-mica-clorita-sericita-apatita	Plagioclasa-piroxeno	Muy alterada	Titanita en orlas Carbonato en motas-

	69°06'40"O			(augita)-anfíbol-opacos				
87101	32°28'02"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasas-anfíbol-circón	Albita-Opacos-titanita-arcilla-sericita-clorita	Albita-arcillas-sericita recristalizada		
	69°06'52"O							
87102	32°28'02"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasas-piroxenos-	Sericita-arcillas-carbonato-clorita-Opacos	Sericita	Muy alterada	fílica titanita en orlas-
	69°06'52"O							
87104	32°27'54"S	Volcanita	porfírica	Plagioclasa- Restos de exanfíbol-cuarzo-rutilo-apatita	Clorita-Sericita-jarosita-tremolita-opacos	Granosa silicificada y sericitizada	Muy alterada	Calco-sódica Venillas con cuarzo en mosaico
	69°06'46"O							
87105	32°27'54"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa-	Arcillas-limonitas-opacos-jarosita-	Cuarzo. sericita	Muy alterada	Fílica Feldespatización cuarzo en mosaico-albita en mosaico-
	69°06'46"O							
87107	32°27'53"S	Volcanita	Granosa inequigranular	Feldespato-	Tremolita?-óxidosFe	Plagioclasa-sericita-cuarzo	Muy alterada	Fílica
	69°06'40"O							
87108	32°27'53"S	Brecha hidrotermal	brechosa	Plagioclas-anfíbol	Tremolita-filosilicatos-titanita-jarosita-carbonato	Matriz magnetita-carbonato-feldespato	Muy alterada	Calco-sódica Feldespatización en bordes y parches
	69°06'40"O							

PARAMILLOS SUR: VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta	Intensidad	Alteración
Gn21	32°29'16"S	Volcánica	Brechoso (ex-toba)	Feldespato potásico-plagioclasas-cuarzo-circones-anfíboles?	Jarosita-sericita-mosaicos de cuarzo-rutilo	Felsítica	Muy alterada	Fílica penetrante-silicificación
	69°05'39"O							
Gn14	32°30'33"S	Volcanita?	Obliterada por la alteración	Plagioclasa-feldespato potásico-anfíboles-biotita	Sericita-feldespato potásico en orlas e invasivo-cuarzo en mosaico	Cuarzo en mosaico-feldespato potásico en crecimiento	Muy alterada	Feldespatización penetrante-biotitización Venas de cuarzo+biotita
	69°07'05"O							
Gn15	32°29'54"S	Volcanita?	Micro-granosa?	Feldespato potásico-biotita	plagioclasa-sericita-muscovita-micas en nidos-arcillas-jarosita Feldespato potásico invasivo-		Muy alterada	Biotitización en nidos-feldespatización penetrante en orlas-sericitización penetrante-silicificación en venas-limonitización en parches y venillas.
	69°06'54"O							
Gn16	32°29'27"S	Contacto Brecha	-	Plagioclasa? circones	Sericita-jarosita-opacos-rutilo	Feldespato potásico en crecimiento, escasos nidos de biotita	Muy alterada	Feldespatización penetrante y en venillas-biotitización –silicificación Venillas de cuarzo con orlas de feldespato potásico Venillas de jarosita-cuarzo mosaicos de cuarzo
	69°05'57"O							
Gn18	32°29'27"S	-	Obliterada por la alteración	Exfatos No se reconoce nada	Feldespato potásico-opacos oxidos-sericita-biotita	Biotita-	Muy alterado	Feldespatización penetrante-biotitización penetrante y venas-silicificación Venas de cuarzo-venas de feldespato potásico-
	69°05'57"O							
Gn28	32°29'54"S	Volcanita	porfírica	Plagioclasa-cuarzo	sericita jarosita- Óxidos de Fe-	Cuarzo-sericita	Muy alterada	Sericitización –silicificación-mosaicos de cuarzo
	69°06'54"O							
UP19	-	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa	Biotita-feldespato potásico-cuarzo		Muy alterada	Biotitización-Feldespatización feldespato potásico en mosaico
UP67	32°29'31"S	Volcanita?	Porfírica?	Plagioclasa-	Biotita-cuarzo-sericita-opacos-carbonatos-limonitas-jarosita	Plagioclasa-Carbonato-	Muy alterada	Potásica Feldespatización penetrante+fílica penetrante
	69°06'01"O							

UP75	32°29'26"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa-zircón-	Sericita- cuarzo-jarosita- magnetita- biotita-opacos-Orlas de titanita- feldespato potásico en orlas-	Cuarzo-feldespato secundario	Muy alterada	feldespatización penetrante Biotitización escasa y en venillas silicificación penetrante
	69°06'06"O							
UP102	32°29'29"S	Volcanita Dacita?	Porfírica	Plagioclasa- exmáficos-biotita	Opacos-clorita-sericita-jarosita- arcillas-albita	Microfelsítica feldespato potásico invasivo-apatita- limonita	Muy alterado	cuarzo en mosaico- feldespato potásico en orlas y venillas Feldespatización penetrante- sericitización penetrante y limonitización
	69°06'10"O							

ORO DEL SUR: VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta	Intensidad	Alteración
Gn27	32°30'35"S	Brecha piroclástica			Tremolita en 2 generaciones-turmalina-epidoto-apatita-titanita-biotita	Fina cuarzo-tremolita	Muy alterada	Calco-sódica
	69°05'46"O							
UP87	32°30'46"S	Volcánica	Granosa fina	Plagioclasa-exmáfico	Biotita-sericita-opacos-apatita-clorita	Biotita-Opacos	Muy alterada	Biotitización
	69°05'38"O							
UP95	32°31'04"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa	Sericita-clorita-piroxeno	Plagioclasa-sericita-opacos	Muy alterada	Fílica
	69°04'55"O							
UP94	32°30'46"S	Volcanita	Porfírica	Plagioclasa	Sericita-clorita-opacos-biotita-	Plagioclasa-sericita-opacos	Muy alterada	Fílica
	69°05'38"O							
87204	32°30'39"S	Andesita	Granosa fina	Plagioclasa-feldespato primario-clinopiroxeno	Feldespato potásica-arcillas-anfíbol-opacos-turmalina	Feldespato potásico	Moderada	Feldespatización
	69°05'55"O							
87202	32°30'38"S	Andesita	Granosa inequigranular	Plagioclasa-máfico-apatita	Tremolita-actinolita-opacos-titanita-biotita	Cuarzo-tremolita-actinolita-biotita-clorita-epidoto	Suave-moderada	Feldespatización
	69°05'55"O							
87205	32°30'37"S	Andesita	Granosa fina	Plagioclasa-clinopiroxeno	feldespato potásico-arcillas-anfíbol-opacos-apatita-turmalina	Feldespato potásico	Muy alterada	Feldespatización en motas y orlas
	69°05'51"O							
87207	32°30'37"S	Andesita con brechamiento hidrotermal	brechosa	Plagioclasa-máficos	Arcillas-sericita-óxidos de Fe-jarosita-	Plagioclasa (olig)-Cuarzo como cemento	Moderada a fuerte	argilización
	69°05'51"O							
UP87		Volcanita	granuda	Plagioclasa-biotita-	Sericita-clorita-Pirita-óxidos de Fe-		Muy alterada	Biotitización
UP90	32°30'46"S	Volcanita	Grano fino	plagioclasa	Opacos (py?)-cuarzo-sericita-óxidosFe	Felsítica	Muy alterada	Fílica
	69°05'38"O							
UP15	32°30'38"S	Andesita	porfírica	Plagioclasa-piroxeno	Sericita-clorita-limonita-cuarzo-opacos	Plagioclasa	Muy alterada	Albitización venillas
	69°05'07"O							
UP92	32°30'46"S	Volcanita?	Grano fino	feldespato	Feldespato-biotita en nidos-sericita-Cuarzo-clorita-opacos	Felsítica	Muy alterada	Venillas cuarzo-clorita
	69°05'38"O							

CERRO CANARIO: VOLCANITAS

MN°	Coord.	Tipo de roca	Textura	Mineralogía primaria	Mineralogía secundaria	Pasta/matriz	Intensidad	Alteración
UP93	32°31'03"S	Brecha		Pirita	Biotita-cuarzo-turmalina		Moderada	Potásica
	69°04'54"O							
87209	32°31'02"S	Brecha hidrotermal	Clástica: felsítica-granosa	Feldespatos-	Turmalina-Sericita-mica-cuarzo	Turmalina-sericita-arcillas	Moderada	Fílica Venillas de cuarzo-mica-
	69°04'55"O							
87211	32°31'03"S	Brecha	Diseminada	Pirita-magnetita	Hematita	Cuarzo fino	Moderada	Venillas de cuarzo-pirita/pirita-óxidosFe
	69°04'54"O							

CERRO CANARIO: PIROCLASTITAS

MN°	Coord.	Cristaloclastos	Vitroclastos	Litoclastos	Mineralogía secundaria	Matriz	Textura	Alteración
87210	32°31'3"S	Feldespatos-Cuarzo-exmáficos-rutilo-opacos		Andesita microgranosa	Cuarzo-sericita-opacos	Afanítica: minerales félsicos-sericita-cuarzo	Porfírica	Fílica
	69°04'54"O							
87212	32°31'3"S	Feldespatos-Cuarzo-exmáficos-rutilo-opacos			Sericita-exbiotitas-turmalina-cuarzo-opacos	Afanítica: minerales félsicos-sericita	Porfírica	Fílica+biotitización
	69°04'54"O							
87213	32°31'04"S	Feldespatos-Cuarzo		Andesita microgranosa	Biotita-turmalina hidrotermal-opacos	Afanítica: minerales félsicos-sericita-clorita-biotita	Porfírica	Potásica
	69°04'51"O							
87214	32°31'04"S	Feldespatos-Cuarzo-exmáficos		Agregados de cuarzo-feldespato grano fino	Sericita-clorita-cuarzo-turmalina	Afanítica: sericita-muscovita-extrizas-opacos	Porfírica	Potásica
	69°04'51"O							