

Geología y metalogénesis de los yacimientos de wolframio del sector centro-este del Sistema de Famatina, Argentina

Fernando G. Sardi

INSUGEO-CONICET. Miguel Lillo 205, (4000)
San Miguel de Tucumán, Argentina
insugeo@csnat.unt.edu.ar

RESUMEN

Los yacimientos hidrotermales de wolframio ubicados en la región centro-oriental del Sistema de Famatina (La Rioja, Argentina) se alojan en el basamento cristalino de esta unidad morfoestructural. Las observaciones petrográficas y los datos geoquímicos indican que el emplazamiento de vetas mineralizadas de cuarzo no produjo alteración en las metapelitas de la caja, de edad precámbrica superior/cámbrica inferior, debido a su baja permeabilidad y poca reactividad. El magmatismo de la zona tuvo lugar principalmente durante el Ordovícico y en menor proporción en el Devónico. Los granitoides vinculados a los depósitos de wolframio varían de granodioritas a sienogranitos. Geoquímicamente son meta- a peraluminosos, con tendencias calcoalcalinas y con un alto grado de diferenciación. Los depósitos de wolframio consisten en vetas de cuarzo, siendo la wolframita el principal mineral hipogénico con cantidades menores de scheelita. La ganga está principalmente constituida por cuarzo y minerales silicatados. La alteración hidrotermal reconocida en estos yacimientos es muscovitización (-sericitización) vinculada muchas veces con la mineralización, albitización, cloritización, y silicificación. El diaclasamiento de las cúpulas graníticas y la esquistosidad de la caja metamórfica permitieron la circulación de soluciones hidrotermales portadores de wolframio. El transporte de este metal habría sido esencialmente como hidroxicomplejos y complejos con flúor y silicio, en medio ácido. La precipitación de la wolframita habría sido causada por reacciones de este fluido con silicatos ferromagnesianos en el granito, y por una disminución de la temperatura y/o aumento de la alcalinidad del medio en las vetas alojadas en metamorfitas.

Palabras claves: Sistema de Famatina, Granitos especializados, Wolframio, Metalogénesis, Argentina.

ABSTRACT

Geology and metallogeny of tungsten-bearing ore deposits from central-eastern Famatina System, Argentina. The different rocks that host the tungsten-bearing quartz veins from central-eastern sector of the Famatina System (La Rioja, Argentina) are part of the crystalline basement of this unit. Petrographic and geochemical studies demonstrate that the emplacement of quartz mineralized veins did not alter the Late Precambrian- early Cambrian metapelites. This can be attributed to their low permeability and little reactivity. The magmatism of the zone took place mainly during the Ordovician and in minor proportion during the Devonian. The granitoids related to the tungsten deposits vary from granodiorites to sienogranites. Geochemically, these range from metaluminous to peraluminous, are calc-alkaline and highly differentiated. The deposits consist of quartz-veins, where the main ore mineral is wolframite, with small amounts of scheelite. The gangue is constituted by quartz and other silicates. The hydrothermal alteration of the different deposits is muscovitization (-sericitization) sometimes related to mineralization, albitization, chloritization, and silicification. The joints in the granitic copula and cleavage in the metamorphic host rocks channelized the W-bearing hydrothermal solutions. The transport of W was essentially as hydroxicomplexes, and fluorine and silica complexes in an acid environment. The precipitation of wolframite may have been caused by reactions of this fluid with ferromagnesian silicates in the granite, decrease of the temperature and/or increase of the alkalinity.

Key words: Famatina System, Specialized granites, Tungsten, W-metallogeny, Argentina.

INTRODUCCIÓN

El Sistema de Famatina es una unidad morfoestructural, de disposición norte-sur, situado en el sector central de la provincia de La Rioja y centro-sur de la provincia de Catamarca, en el noroeste de la República Argentina. El basamento tiene una edad precámbrica superior-paleozoica inferior y está constituido por rocas metamórficas e ígneas intrusivas. Le sobreyacen sedimentitas y volcanitas del Paleozoico Superior, Mesozoico y Cenozoico. El rasgo distintivo del Sistema de Famatina es la presencia de una potente secuencia de sedimentitas marinas y volcanitas de edad ordovícica (Aceñolaza *et al.*, 1996).

Los depósitos de wolframio del centro-este del Sistema de Famatina se ubican entre el faldeo oriental de la Sierra de Famatina y el faldeo occidental de la Sierra de Paimán, en el departamento de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina (Fig.1). Los yacimientos han sido agrupados en tres áreas principales, Ángulos, Ramblones y Faltriquera. Ángulos, ubicado al norte, incluye la mina Badillo; Ramblones, en el centro-sur, a Pozo Verde, La Escondida y Los Puros; y Faltriquera, en el sur, a las minas Tres Quebradas, La Envidia y San Pedro.

La mineralización está contenida en depósitos vetiformes epigenéticos de origen hidrotermal (lentes o vetas y vetillas esencialmente) relacionados con granitoides de diferentes composiciones. Las rocas huésped pertenecen al basamento cristalino del Sistema de Famatina e incluyen, esencialmente, metamorfitas pampeanas y granitoides famatinianos (Aceñolaza y Toselli, 1981). Este basamento ha sido objeto de estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos, de alcance regional (Aceñolaza *et al.*, 1996), y es escasa la información sobre la importancia metalogenética del mismo.

Los depósitos estudiados corresponden a yacimientos de W relacionados con granitos y granitoides, según el esquema seguido por Brodtkorb (1991). También, pueden clasificarse de acuerdo a Pelissonnier (1987), dentro de la unidad filones de cuarzo con wolframita. Otra clasificación, realizada por Brodtkorb *et al.* (1982) para los yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis (Argentina), considerarían a los depósitos estudiados en este trabajo como epigenético, vetiforme concordante

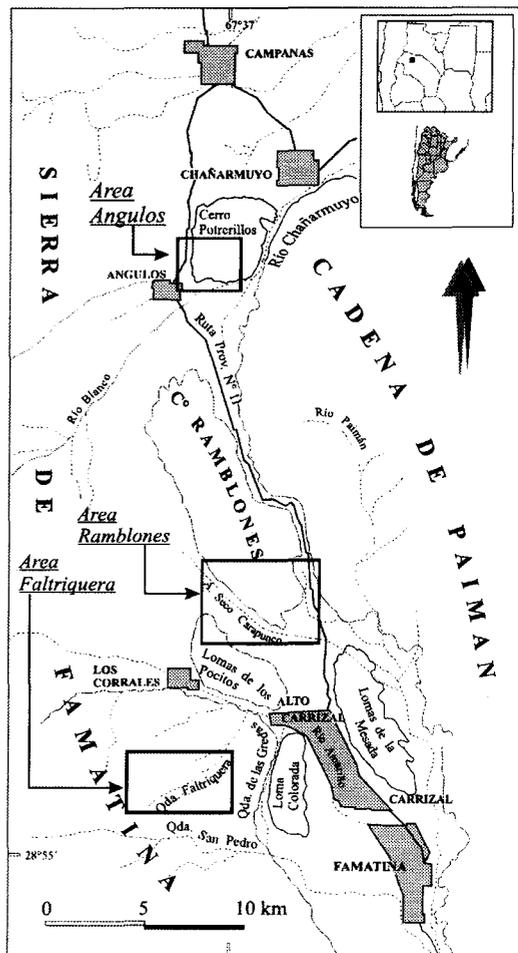


FIG. 1. Mapa de ubicación del área de estudio. El sombreado gris corresponde a zonas de urbanización.

(tipo 3) para todos los depósitos de Faltriquera, La Escondida y Los Puros del Área Ramblones y vetiforme discordante para el área de Angulos y el restante yacimiento estudiado del área Ramblones.

La baja ley y tonelaje inferidos para estos depósitos, sumado al bajo precio actual del metal, le confieren un escaso valor económico.

En esta contribución, se presentan las principales características petrográficas y geoquímicas de las rocas que tienen relación espacial con los yacimientos. También, se aborda la geología local de cada uno de los depósitos haciendo referencia

especial a la petrografía, estructuras, mineralogía y alteración de cada uno de ellos. Finalmente,

sobre la base de la información disponible, se discute la metalogénesis de los yacimientos.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La región del Sistema de Famatina que aloja a los yacimientos está constituida por metamorfitas aluminosilicáticas de bajo a muy bajo grado, pertenecientes a la Formación Negro Peinado (Turner, 1960). La edad de sedimentación del protolito de esta formación no sobrepasa el Cámbrico superior (Rossi de Toselli *et al.*, 1996), mientras que la de su equivalente litológico, la Formación La Aguadita, es Precámbrica superior-Cámbrica inferior (Durand y Aceñolaza, 1990).

Este basamento es caja de los intrusivos graníticos formados durante el Ciclo Famatiniano tales como los Granitos Ñuñorco, Paimán, y Potrerillos vinculados con los depósitos de Faltriquera, Ramblones y Ángulos, respectivamente.

El Granito Ñuñorco (Turner, 1962), compuesto principalmente de granodioritas y monzogranitos biotíticos de granulometría media a gruesa, aflora en la Loma Colorada situada en el flanco oriental de la Sierra de Famatina (Fig. 1). Este granito constituye un plutón epizonal y peraluminoso, con evidencias de procesos de fusión cortical (Fogliata, 1990). Recientes dataciones de Pankhurst *et al.*

(2000) con método U/Pb SHRIMP en muestras de esta unidad tomadas fuera del área de estudio (Cuesta de Miranda, flanco oeste del Sistema de Famatina) han dado como resultado $484,2 \pm 4,7$ Ma (Ordovícico Inferior).

Pérez y Kawashita (1992) obtuvieron una isócrona de referencia (Rb/Sr) para granitoides de la sierra de Paimán de 450 Ma (Ordovícico Superior). La presencia de sedimentos carboníferos sin deformación sobre granitos milonitizados en esta sierra señala claramente una edad anterior para el evento de deformación, considerándose el magmatismo como netamente Famatiniano (Toselli *et al.*, 1996).

Finalmente, para el Granito Potrerillos, Pérez y Kawashita (1992) determinaron una edad Rb/Sr de 379 Ma (Devónico).

En general, los granitoides del área de estudio forman parte del arco magmático del Paleozoico Inferior correspondiente a un margen continental activo, que estuvo situado al oeste del Sistema de Famatina (Toselli *et al.*, 1993; Mannheim, 1993; Toselli *et al.*, 1996).

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS HUÉSPEDES Y GEOLOGÍA LOCAL DE LOS YACIMIENTOS

FORMACIÓN NEGRO PEINADO

La Formación Negro Peinado está constituida por una sucesión de metapelitas y metapsamitas, y la textura macroscópica es de grano muy fino, casi afanítica. Al microscopio, se observa sericitita+clorita±biotita orientadas, conformando una textura lepidoblástica que no siempre está bien definida. En Faltriquera, la biotita es, en general, de grano más fino que las otras micas. En las facies metapsamíticas, la textura consiste de un mosaico de granos de diferentes tamaño, aunque no mayores de 0,85 mm. El mineral predominante es el cuarzo, con cantidades subordinadas de micas en una trama lepidoblástica.

Rossi *et al.* (1997a) destacaron que los clastos de cuarzo, predominantemente monocristalinos, se presentan subredondeados a redondeados; escasos fragmentos líticos corresponden, en general, a cuarcitas. La plagioclasa recristalizada es frecuente en el sur de Ramblones y Ángulos. No es raro encontrar epidota, generalmente asociada a los filosilicatos. Estos autores reconocen como accesorios, en orden de abundancia, circón, turmalina verde, apatito y anatasa autógena euhédrica, a veces esquelética (esta última identificada por Clemens, 1993).

Hacia el sector sureste del Cerro Ramblones, en inmediaciones de la mina Los Puros, afloran esquistos oscuros cuya asociación mineralógica

feldespato potásico+sillimanita+andalucita+cordierita indica un metamorfismo térmico de alta temperatura y baja presión. Se trata de colgajos de techo afectados por un metamorfismo de contacto a causa de la intrusión del Granito Paimán, cuyo protolito se atribuye a rocas de la Formación Negro Peinado (Rossi *et al.*, 1997b).

Petrográficamente, no se han observado cambios en las metamorfitas en torno a las vetas de cuarzo, a excepción de zonas de silicificación muy reducidas en Faltriquera.

De acuerdo a Sardi (1999), las metapelitas contienen mayor cantidad de Al_2O_3 (12-19%) y menor proporción de SiO_2 (57-68%) que las metapsamitas (Al_2O_3 : 6-12%; SiO_2 : 71-80%).

GRANITO PAIMÁN Y POTRERILLOS

RASGOS PETROGRÁFICOS

Regionalmente, el Granito Paimán abarca prácticamente la totalidad de la sierra del mismo nombre, la cual constituye el cordón más oriental del Sistema de Famatina (Fig. 1). El Granito Paimán se compone predominantemente de granodioritas y monzogranitos porfiroides con fenocristales de feldespato potásico que alcanzan ca. 5,5 cm de longitud (Toselli *et al.*, 1996). Sin embargo, también se presentan facies con una textura de grano grueso a medio (no porfiroide) como en el suroeste y centro-sur del cerro Ramblones, en donde la textura es inequigranular, hipidiomórfica a xenomórfica.

La participación del cuarzo es importante, modalmente entre 27 y 66%. El microclino, con formas subhedrales, es un mineral abundante que puede alcanzar 37% en la moda de la roca. La plagioclasa es, en general, subhedral y de composición sódica. Su cantidad modal varía entre 17 y 32%. La epidota incluida es producto de alteración. Los minerales accesorios consisten en biotita y muscovita con un valor máximo modal de 7 y 3%, respectivamente. Es frecuente la disposición orientada de los minerales micáceos; se repite a intervalos cortos en formas paralelas y subparalelas, y generalmente dichas vetillas no son continuas. La clorita aparece como alteración de biotita.

El Granito Paimán, comúnmente, presenta enclaves ígneos de composición máfica (Durand *et al.*, 1990). Por ejemplo, en el sector suroeste del cerro Ramblones, se encuentra un enclave granodiorítico de alrededor de 120 m de longitud.

La roca presenta textura porfírica, con fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa, no mayores a 4 mm de longitud, siendo la matriz de color verde oscuro compuesta de grano muy fino a afanítico. La matriz se compone de tabillas de plagioclasa, hornblenda, con formas subhedrales a euhedrales de hábito prismático, biotita, circón, apatito y cantidades muy escasas de cuarzo. Localmente, la matriz presenta textura fluidal.

El Granito Potrerillos aflora en el cerro del mismo nombre (Fig. 1) y tiene un contacto por falla con las metamorfitas de la caja, representada en la zona de Ángulos por la Formación La Aguadita. La roca es leucocrática de composición granodiorítica a monzosienogranítica. Los minerales accesorios son: biotita, muscovita, fluorita, apatito, circón, allanita, wolframita y rutilo; estos dos últimos desarrollados durante la alteración muscovítica posmagmática. Otro fenómeno de esta naturaleza, ocurrido en la cúpula granítica, es la albitización que afecta al microclino (Sardi y Rossi de Toselli, 1999).

RASGOS GEOQUÍMICOS

El muestreo de las unidades graníticas Paimán y Potrerillos se realizó en las inmediaciones de los depósitos minerales. Los resultados (ver Tabla 1) reflejan granitos muy ricos en SiO_2 , particularmente el Granito Potrerillos, con valores entre 74,75 y 78,50% en peso. Ambos presentan tendencias calcoalcalinas y un carácter levemente meta-peraluminoso para el Granito Potrerillos ($A/CNK=0,99-1,13$) y peraluminoso ($A/CNK=1,03-1,12$) para el Granito Paimán (Fig. 2). Esto tiene relación directa con la composición mineralógica de cada unidad, registrándose un mayor contenido de minerales accesorios (principalmente micas) en el Granito Paimán.

Para rangos de SiO_2 similares, estos dos granitoides presentan marcadas diferencias en los contenidos de Ba y Sr. El Granito Paimán contiene más Ba (52-316 ppm) que el granito Potrerillos (28-86 ppm). El Sr se comporta de forma similar al Ba (Tabla 1). El F es más abundante en el Granito de Potrerillos (hasta 2.080 ppm), que en el Granito de Paimán (1.240 ppm), esto es consistente con la presencia de fluorita en el primero.

La sumatoria de tierras raras (REE) en el Granito Paimán varía entre 340 y 428 ppm mientras que en el Granito Potrerillos este total fluctúa entre 275 y 421 ppm. Estos representan valores compa-

TABLA 1. COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOS PAIMÁN Y POTRERILLOS Y VALORES PROMEDIO DEL GRANITO ESPECIALIZADO DE TISCENDORF (1977). A/CNK REPRESENTA LA RELACIÓN $Al_2O_3/CAO+NA_2O+K_2O$ MOLAR.

Muestra	Granito Paimán Δ					Granito Potrerillos \square						Gto. Tische- dorf (1977) \times
	5718	5719	5724	5727	5932	5616	5619	5621	5623	5625	5630	
SiO ₂ (%)	75,86	76,44	77,00	75,74	71,56	74,75	76,50	78,50	77,13	75,63	75,89	73,38 \pm 1,39
Al ₂ O ₃ (%)	12,59	12,63	12,68	12,72	14,08	11,79	11,93	10,50	11,56	12,49	12,46	13,97 \pm 1,7
TiO ₂ (%)	0,19	0,22	0,11	0,10	0,32	0,41	0,25	0,19	0,14	0,19	0,25	0,16 \pm 0,10
FeO ^T (%)	1,62	0,85	0,45	0,83	2,60	2,43	1,41	1,01	0,89	1,01	1,51	1,82 \pm 0,47
MnO (%)	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,045 \pm 0,04
P ₂ O ₅ (%)	0,01	0,04	0,08	0,03	0,19	0,24	0,18	0,24	0,03	0,06	0,16	--
CaO (%)	0,54	0,67	0,32	0,50	1,37	0,87	0,21	0,15	0,57	0,21	0,23	0,75 \pm 0,41
MgO (%)	0,10	0,09	0,01	0,05	0,72	0,26	0,07	0,04	0,06	0,01	0,04	0,47 \pm 0,56
Na ₂ O (%)	3,49	3,40	4,70	3,20	2,84	4,50	3,20	3,30	3,36	3,36	3,60	3,20 \pm 0,61
K ₂ O (%)	4,84	4,80	3,50	5,20	5,03	2,70	4,50	4,50	4,35	5,03	5,25	4,69 \pm 0,68
Volat. (%)	0,68	0,70	0,66	0,67	0,82	1,40	0,93	0,85	0,90	0,81	0,67	--
Total	99,94	99,86	99,52	99,05	99,60	99,36	99,18	99,29	99,00	98,81	100,07	--
Pb (ppm)	1,84	2,66	2,32	0,89	--	--	15,53	22,86	16,55	51,33	21,7	--
Ni (ppm)	9,87	7,94	0,11	--	17,69	--	12,84	20,52	18,04	18,33	22,78	--
Cr (ppm)	25,0	6,0	5,4	10,0	28,0	--	4,8	13,0	4,0	11,0	9,7	--
Y (ppm)	20,33	--	29,00	27,83	31,56	--	18,40	19,61	22,80	--	--	--
Ba (ppm)	120	282	135	52	316	--	61	26	31	28	86	--
Rb (ppm)	175,0	180,7	172,4	194,8	160,9	--	119,8	120,4	150,3	175,2	159,8	580 \pm 200
W (ppm)	2,20	3,90	1,93	2,05	3,10	--	1,05	1,52	0,75	2,70	2,70	7 \pm 3
Mo (ppm)	0,94	0,99	1,03	0,80	0,85	--	0,49	0,56	0,75	1,50	2,85	3,5 \pm 2
Li (ppm)	81,40	75,08	82,43	35,41	85,20	--	37,48	39,67	43,66	81,40	86,40	400 \pm 200
Sr (ppm)	41	68	61	18	67	--	17	17	10	18	21	--
Sc (ppm)	6	6	6	5	8	--	6	7	6	5	6	--
V (ppm)	8	7	--	--	--	--	11	28	13	--	17	--
Zr (ppm)	327	--	358	319	278	--	483	105	401	--	105	--
Be (ppm)	4,00	3,00	4,00	2,00	3,00	--	11,00	10,00	7,00	11,00	9,00	13 \pm 6
F (ppm)	--	--	--	1240	--	--	--	1410	2080	1880	--	3700 \pm 1500
LREE (ppm)	335,3	--	--	328,3	409,5	--	359,7	376,8	265,1	407,4	--	--
HREE (ppm)	12,74	--	--	11,9	18,92	--	10,23	13,47	10,07	14,43	--	--
A/CNK	1,03	1,05	1,04	1,08	1,12	0,99	1,13	0,99	1,12	1,10	1,03	1,20

Nota: el análisis químico de los elementos mayoritarios fue realizado en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán (Argentina), usando métodos de colorimetría y espectrofotómetro de absorción atómica. Los elementos trazas se determinaron en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología General y Aplicada de la Ludwig-Maximilians Universität, München, Alemania, utilizando un 'Simultaneous Multielement AA Spectrometer' e ICP, y en 'Activation Laboratories LTD' (Canadá). F fue realizado en el laboratorio ALS Geolab SA, con sede en Mendoza, Argentina.

rables, y mayores aún, al contenido de REE de los granitos procedentes de terrenos tungstíferos de Mongolia (Ivanova *et al.*, 1996).

Por último, en el diagrama multielemental de la figura 3 se muestran las concentraciones promedios normalizadas a corteza superior, según datos de Wedephol (1995). Son notables las anomalías negativas de Ba y Sr, sobre todo en el Granito Potrerillos. También existen anomalías negativas

en elementos granitófobos tales como V y Cr. Las concentraciones de Ni y Pb en el Granito Paimán son menores en relación al Granito Potrerillos, en el cual estos elementos son similares y levemente más alto a aquellos de la corteza superior. Se destacan los mayores contenidos de Rb, LREE, HREE y F en los granitos Paimán y Potrerillos con respecto a la media cortical.

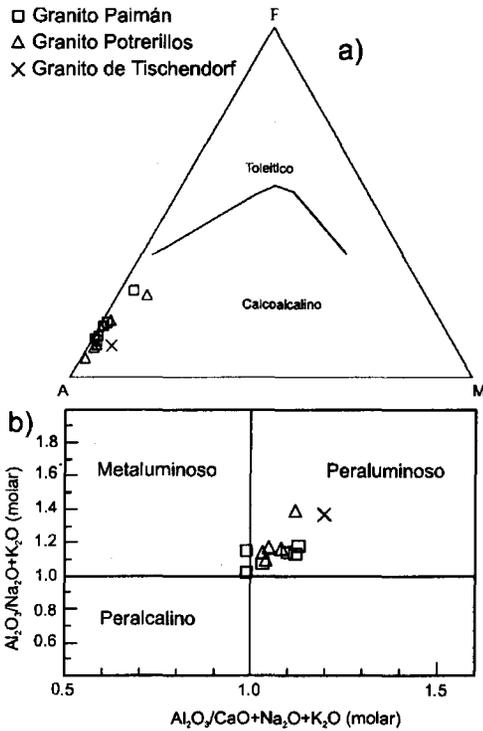


FIG. 2. Diagramas geoquímicos para los Granitos Paimán y Potrerillos. a) diagrama triangular AFM (A=Na₂O+K₂O; F=FeO+Fe₂O₃; M=MgO) con límite de Irvine y Baragar (1971); b) diagrama ortogonal de aluminosidad de Maniar y Piccoli (1989).

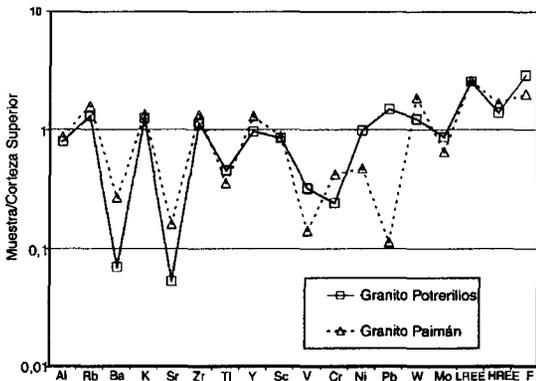


FIG. 3. Normalización de los Granitos Paimán y Potrerillos (valores promedio) a corteza superior según valores de Wedephol (1995).

GEOLOGÍA DEL ÁREA ANGULOS

En la zona se destaca el Granito Potrerillos, el cual está en contacto por falla con las rocas metamórficas de la Formación La Aguadita (Fig. 4a). Este granito, constituye la roca de caja de vetas lenticulares de cuarzo portadoras de la mineralización de wolframita.

Las vetas mineralizadas, de 10 a 40 cm de ancho y una corrida de ca. pocos metros, afloran esporádicamente a lo largo de aproximadamente 1 km. El rumbo y buzamiento de los filones varía entre este-oeste a noreste-suroeste con inclinaciones de 20 a 25° hacia el norte, siendo localmente subverticales.

El rumbo y buzamiento de las diaclasas del Granito Potrerillos proyectados en la falsilla equiareal de Schmidt (hemiesfera inferior) (Fig. 5), permiten observar un patrón de distribución irregular, dominado por el grupo de diaclasas de orientación noreste-sureste, con inclinaciones variables entre 65 y 78° hacia el sureste y un plano promedio de rumbo/buzamiento N 50°/69° sureste (Fig. 5a). También, en la figura 5a se ilustra un plano representativo de las estructuras que contienen a los filones -N48°/18°NW-.

Mineralógicamente, los filones se componen esencialmente de cuarzo macizo, con un entramado xenomórfico e inequigranular. Asociados aparecen subordinadamente, filones félsicos de cuarzo-albita. Los minerales metálicos principales del yacimiento son wolframita, scheelita, molibdenita y casiterita; en cantidades subordinadas aparecen pirita, magnetita y covelina y en carácter de accesorios, ilmenita, rutilo, betafita y rabdofano. La composición de la wolframita es, en general, rica en Fe; mientras que algunas scheelitas contienen importantes cantidades de CaMoO₄ (Sardi, 1999).

Las alteraciones en el área Angulos se observan como muscovitización parcial o total de minerales primarios del Granito Potrerillos y también en forma de vetillas secundarias en los filones mineralizados. La alteración está acompañada ocasionalmente de elementos como W y F (Sardi y Rossi de Toselli, 1999).

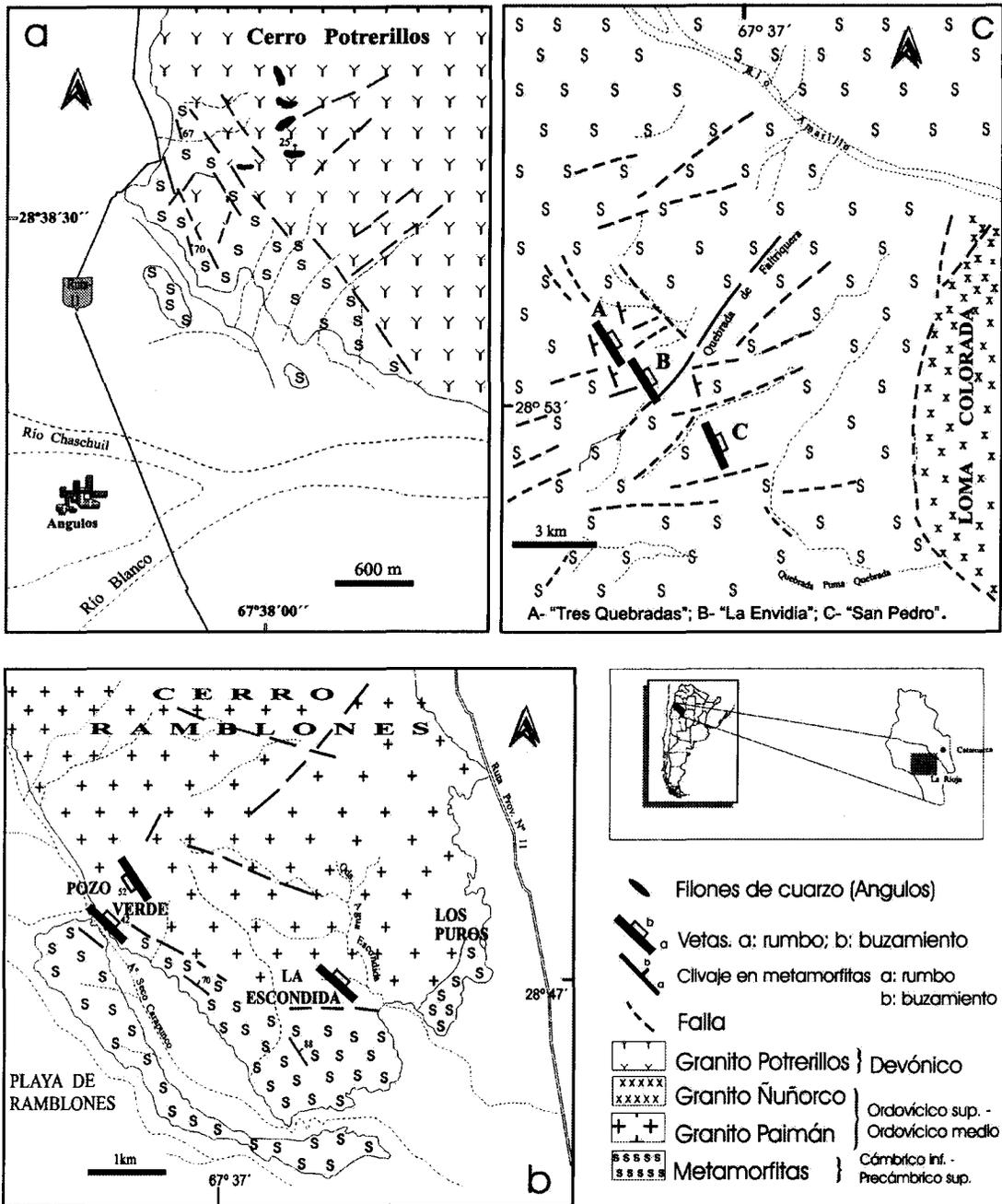


FIG. 4. Geología local de cada área mineralizada. a) Ángulos (modificado de Sardi y Rossi de Toselli, 1999); b) Ramblones; c) Faltriguera.

GEOLOGÍA DEL ÁREA RAMBLONES

El área está cubierta en gran parte por el Gra-

nito Paimán. Las metamorfitas de la Formación Negro Peinado, que constituyen la roca de caja del Granito Paimán, afloran en las estribaciones más

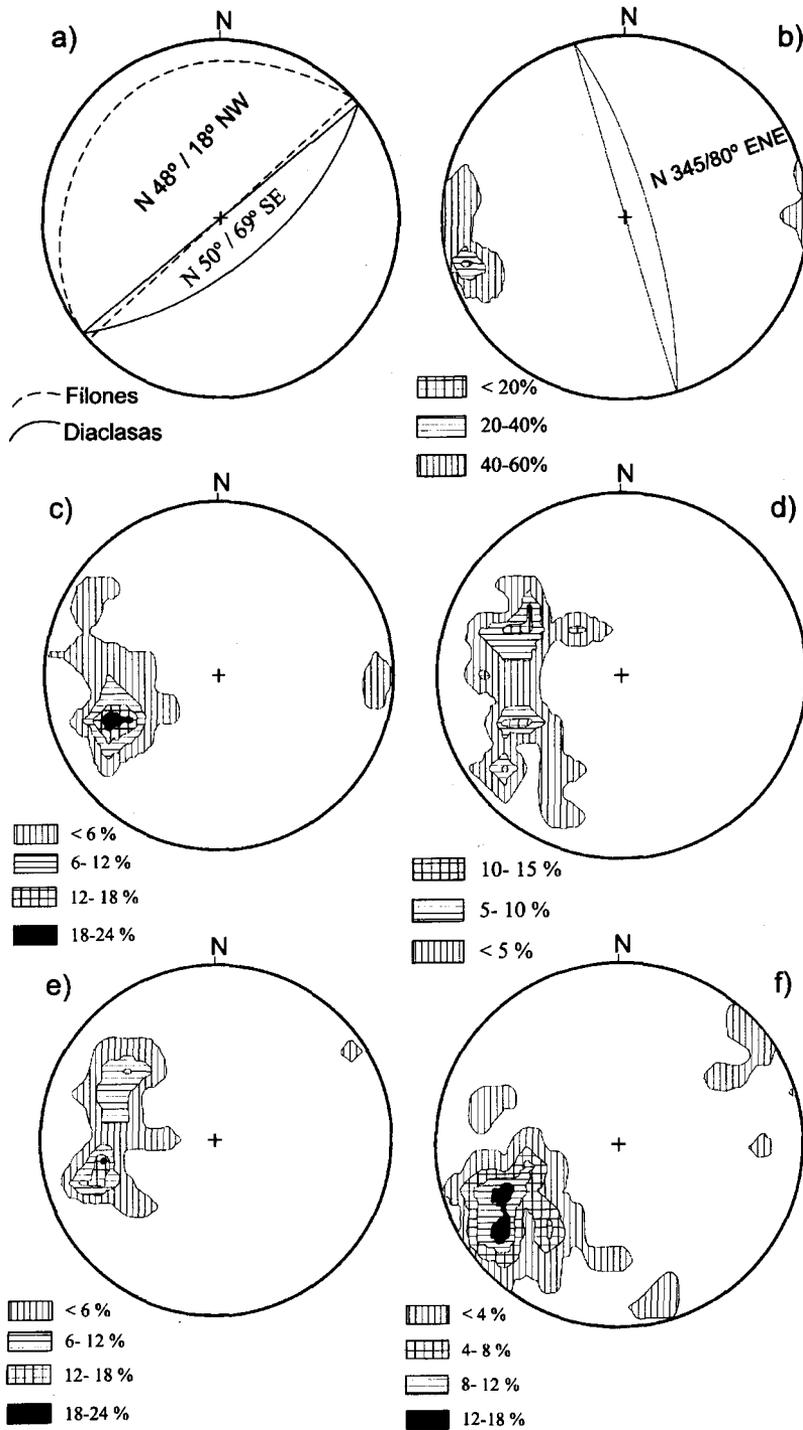


FIG. 5. Falsilla equiareal de Schmidt, hemiesfera inferior, en la que se proyectan valores de rumbo y buzamiento de diferentes planos estructurales. a) plano promedio de las diaclasas del Granito Potrerillos y de los filones del área Angulos; b) plano representativo de las principales estructuras en la mina Los Puros del área Ramblones, especialmente esquistosidad; c, d y e) rumbo e inclinación de las vetas del área de Faltriquerá, mina Tres Quebradas, La Envidia y San Pedro, respectivamente; f) clivaje de las metamorfitas de la Formación Negro Peinado en el área de Faltriquerá.

australes del cerro Ramblones (Fig. 4b). Hacia el sureste del mismo, se encuentran rocas metamórficas de contacto de alto grado.

Los depósitos vetiformes se diferencian entre sí, por sus rocas de cajas. La veta de Pozo Verde se hospeda en un enclave gabrodiorítico del Granito Paimán, aunque también se observan delgados filones en las pizarras y filitas de la Formación Negro Peinado. La veta La Escondida se desarrolla íntegramente en las metamorfitas aludidas, mientras que la veta de Los Puros se aloja en cornubianitas. Estructuralmente, la veta de Pozo Verde se presenta en rosario con una potencia entre 5 y 25 cm, con rumbo aproximado noroeste-sureste y una corrida visible de alrededor de 10 m. La veta La Escondida aparece esporádicamente a lo largo de 150 m, con rumbo N 320° e inclinación de 62° hacia el noreste. Las principales estructuras en Los Puros, representadas por pequeños cuerpos de apilitas y pegmatitas y esquistosidad, tienen una dirección general aproximadamente meridional. El plano representativo del conjunto tendría un rumbo NNW con inclinación hacia el NNE (Fig. 5b).

Las vetas están formadas esencialmente por cuarzo. En Pozo Verde se ha observado además magnetita, hematita en forma maciza y terrosa, escasa biotita y wolframita en muy poca proporción. La scheelita también es escasa y localmente se encuentra incluida en cristales de hornblenda.

En la veta de La Escondida existen cavidades drusiformes en la que se desarrollan diminutos cristales de cuarzo. La mineralización principal consiste en pirita y scheelita. La plagioclasa es el accesorio más común, presentándose fuertemente alterada a sericita y en menor grado a caolinita. La clorita, en cantidades muy pequeñas, aparentemente, es el producto de alteración de mica ferromagnésica. Escasas cantidades de fluorita ocupan espacios intersticiales en relación sólo con el cuarzo.

Por último, en Los Puros, la wolframita es el mineral metálico más importante. A veces se asocia en contacto neto con scheelita y turmalina. La muscovita aparece sólo esporádicamente. Al microscopio, la textura de la veta está constituida por un mosaico de cuarzo, con cantidades menores de feldespato, albita maclada, muscovita, sillimanita acicular y laminar asociada generalmente a andalucita, y biotita.

La formación de wolframita y la paragénesis mineral feldespato potásico+sillimanita+andalucita+cordierita de la roca metamórfica de contacto es

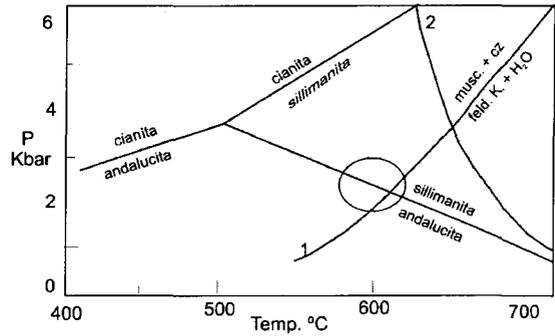


FIG. 6. Diagrama de presión-temperatura. El círculo representa las condiciones P-T de formación del yacimiento Los Puros del área Ramblones. **Curva 1:** muscovita-cuarzo de Helgeson *et al.* (1978). **Curva 2:** fusión albita-feldespato potásico-cuarzo-agua+líquido de Thompson y Tracy (1979). Curva de estabilidad de aluminosilicatos de Holdaway (1971).

considerada contemporánea. Esta última asociación constituye un geotermobarómetro para Los Puros, sugiriéndose una temperatura de formación de ca. 600°C y una presión cercana a los 2 kbares (Fig. 6).

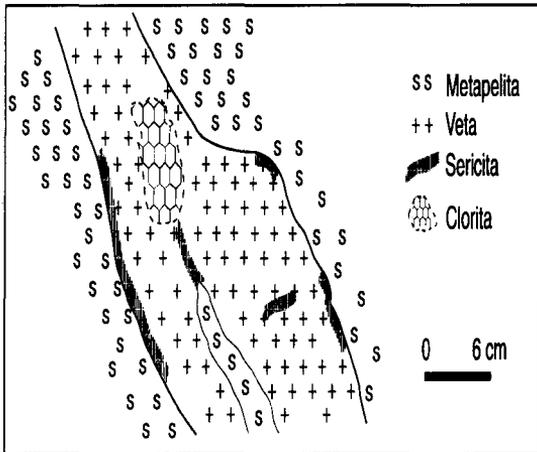
GEOLOGÍA DEL ÁREA FALTRIQUERA

La unidad dominante en la región de Faltriquera es la Formación Negro Peinado. Ésta es la caja de las vetas cuarzosas mineralizadas (Fig. 4c). La estructura metamórfica de estas rocas posee un rumbo predominantemente NNW-SSE, con algunas variaciones locales a norte-sur y noroeste-sureste, como en la mina San Pedro con una inclinación variable entre 45 y 85°, siempre hacia el este y noreste.

Los yacimientos se componen de un conjunto de vetas paralelas y subparalelas entre sí, y separadas por 3-4 m hasta aproximadamente 20 m. La potencia media de las vetas es de 33 cm en Tres Quebradas; 17 cm en La Envidia y 18 cm en San Pedro (Sardi, 1999). Según este autor, las vetas de Faltriquera se componen de una masa de cuarzo acompañada de escasa biotita, albita y muscovita.

Se encuentran vetillas de sericita, y nódulos y vetillas de clorita sobreimpuesta a la formación de las vetas (Fig. 7), y la silicificación en la roca de caja es rara.

La mineralogía metalífera de las vetas de Faltriquera es sencilla y está constituida por wolframita rica en Fe, ferberita, scheelita, hematita, pirita, arsenopirita, pirrotina e ilmenita.



La deformación posmineral se manifiesta en algunos sectores por 'boudinage' incipiente. La figura 8 muestra un corte transversal al rumbo de las vetas de la mina La Envidia, representativo para el área Faltriquera.

El rumbo de las vetas en el área de Faltriquera es meridional, variando localmente a NE, NW y NNW, con un buzamiento hacia el este. A su vez, los planos de clivaje metamórfico de la roca de caja (Fig. 5f) son aproximadamente paralelos a las

FIG. 7. Esquema representativo de la vetillas y nódulos de sericita y clorita circunscrita a la veta de cuarzo en el área de Faltriquera.

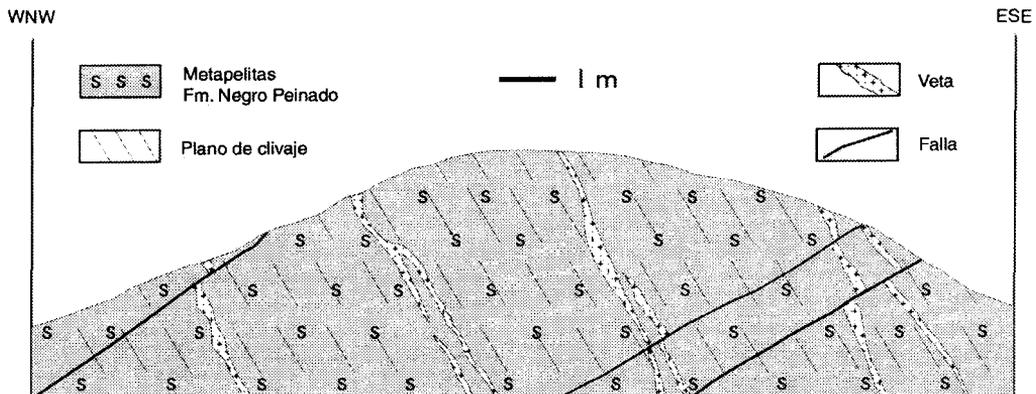


FIG. 8. Corte esquemático transversal de detalle de un sector de la mina La Envidia, Faltriquera. Se marca el paralelismo del rumbo de las vetas y el clivaje de la roca de caja metamórfica, y el espesor poco variable de las vetas.

vetas de Tres Quebradas, La Envidia y San Pedro (Figs. 5c, d y e, respectivamente); esto significa

una relación, en general, concordante entre ambas estructuras.

DISCUSIÓN

ROCAS HUÉSPEDES

Las metasedimentitas de la Formación Negro Peinado y La Aguadita atestiguan un metamorfismo regional, preintrusivo, que habría originado clivaje y recrystalización con formación de sericita-clorita±biotita. Éstos se consideran neoformados a partir de la recrystalización de la matrix arcillosa de la roca sedimentaria original (Rossi *et al.*, 1997a).

Sobre esto, se habría producido, al momento de la intrusión, un evento de metamorfismo de contacto con presencia de sillimanita-andalucita-cordierita (ejemplo, sur del cerro Ramblones). Cabe destacar en este punto, que la sericita de las metamorfitas de bajo grado tiene una distribución regional, y no tiene vinculación con la formada por alteración en los distintos depósitos.

Geoquímicamente, las metapélitas y metapsa-

mitas muestran claras diferencias en la composición química, particularmente en el contenido de alúmina, sílice y álcalis, lo cual se refleja en la constitución mineralógica de cada grupo litológico. Las características petrográficas y los estudios geoquímicos realizados por Sardi (1999) señalan que la alteración hidrotermal es prácticamente nula en torno a los depósitos donde la caja es de naturaleza metamórfica. Esto se atribuye a la impermeabilidad y poca reactividad de las metapelitas.

La paragénesis encontrada en corneanas del sur del cerro Ramblones indica un emplazamiento muy somero del Granito Paimán (Rossi *et al.*, 1997b). Por otro lado, Sardi y Rossi de Toselli (1999) señalaron que las texturas granofíricas en el Granito Potrerillos y vetillas subvolcánicas asociadas marcan un enfriamiento rápido de un magma emplazado a niveles supracorticales. Pérez (1991) determinó para el mismo granito, una presión de emplazamiento menor a 2 Kbar, con temperaturas de cristalización de aproximadamente de 690-730°C en un ambiente muy rico en volátiles, F principalmente. Este elemento es importante para el transporte del Sn y W en soluciones hidrotermales posmagmáticas (Krauskopf, 1970; Manning y Pichavant, 1988).

Los elementos trazas Rb-Sr-Ba son monitores del grado de diferenciación magmática. El Granito de Paimán, y con mayor énfasis el de Potrerillos, son altamente diferenciados de acuerdo al diagrama triangular de El Bouseily y El Sokkary (1975)

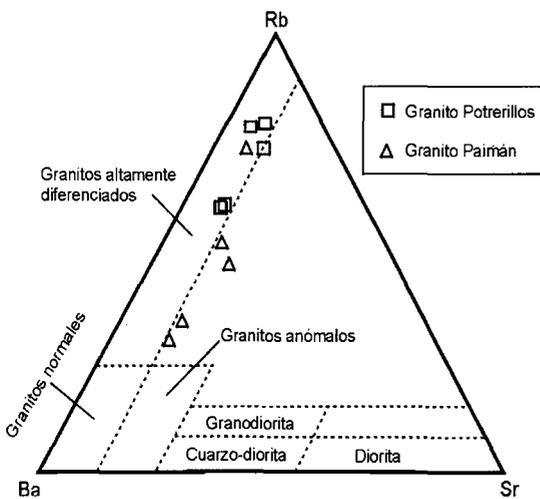


FIG. 9. Diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily y El Sokkary (1975) para los granitos Paimán y Potrerillos.

(Fig. 9). Por otro lado, la relación Ba/Rb usada por Ekwere (1985) para identificar granitos potencialmente mineralizantes ($Ba/Rb < 1$) tiene valores promedios de 1,02 para el Granito Paimán y 0,32 para el Granito Potrerillos.

El Granito Paimán es más rico en W que el leucogranito de Potrerillos (Tabla 1), debido a una mayor cantidad de minerales máficos como accesorios, los cuales son mayormente concentradores de este metal. A pesar de que el Granito Potrerillos contiene pequeñas cantidades de wolframita, este granito se considera normal con respecto a la cantidad de W.

Las particularidades geológicas y petrológicas observadas en el Granito Potrerillos coinciden, en gran parte, con las enunciadas por Tischendorf (1977) para un cuerpo granítico especializado. Algunas de ellas son, una relación espacial y genética con depósitos de elementos tales como W-Mo-Sn; confinamiento a etapas medias a posteriores de una orogenia con un magmatismo silíceo pronunciado; presencia de unidades hipabisales; minerales accesorios tales como wolframita, fluorita y rutilo; fenómenos de alteración posmagmática que originaron principalmente muscovitización y albitización (Sardi y Rossi de Toselli, 1999). Por esta razón, se considera al 'stock' de Potrerillos como un granito especializado, al menos, en el sentido geológico y petrológico tal como lo define Tischendorf (1977).

No obstante, la composición química de los

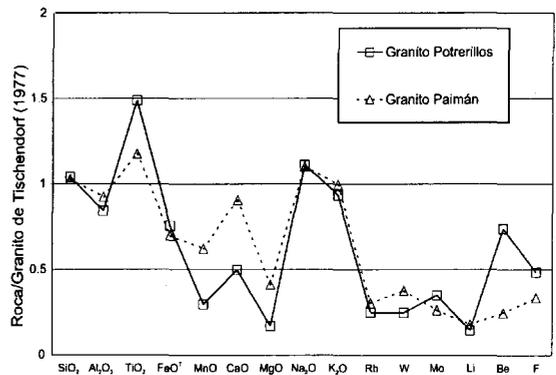


FIG. 10. Normalización de los Granitos Paimán y Potrerillos con el especializado de Tischendorf (1977) (valores promedio).

granitos Paimán y Potrerillos no es estrictamente comparable con la señalada para tales granitos especializados (ver Tabla 1 y Fig. 10). Así, en estas unidades, se manifiesta un mayor contenido de TiO_2 y menor en FeO^T , como así también, un notable empobrecimiento, particularmente en el Granito Potrerillos, de MnO , MgO y CaO . El resto de los elementos mayoritarios (SiO_2 , Al_2O_3 y álcalis) tienen valores similares al granito de Tischendorf (1977). Los elementos trazas F, Rb, Li, Be, W, Mo se encuentran empobrecidos en relación con el normalizador.

METALOGÉNESIS

Los principales factores geológicos y geoquímicos a tener en cuenta para la formación de los yacimientos estudiados en este trabajo, son intrusión granítica, fracturación de las rocas, transporte y depositación del wolframio.

INTRUSIÓN GRANÍTICA

Las mayores concentraciones de wolframio en la corteza se ubican en rocas graníticas alcanzando un promedio de 2 a 3 ppm (Burnol *et al.*, 1978). Por otro lado, Wedepohl (1995) dio para la corteza superior un valor promedio de 1,4 ppm de W y para la corteza inferior 0,6 ppm de W, lo que sugiere que los magmas graníticos producidos a partir de la fusión de corteza superior deberían presentar mayores concentraciones de wolframio. A su vez, estos magmas podrían enriquecerse por asimilación de la roca de caja de composición pelítica como pudo haber ocurrido con los intrusivos estudiados en este trabajo. Adicionalmente, durante el proceso de cristalización de estos magmas graníticos, el wolframio, por ser un elemento incompatible, tiende a concentrarse en la fase fundida residual. Durante la etapa final, el W se particiona fuertemente a la fase fluida en equilibrio con el fundido (Audétat *et al.*, 2000).

Se considera, en este trabajo, que todos los yacimientos están relacionados con intrusivos graníticos, los cuales, constituirían la fuente de metales de las vetas de wolframio. El Granito Potrerillos se asocia al yacimiento de Ángulos, mientras que el Granito Paimán al de los de Ramblones. En las inmediaciones cercanas de los yacimientos del área Faltriquera, no existe afloramiento de rocas ígneas plutónicas, por lo que se sugiere que el Granito Ñuñorco, aflorante a ca. 7

km hacia el oriente de la zona, en Loma Colorada, podría estar vinculado con la mineralización.

De acuerdo a los resultados del estudio de las inclusiones fluidas de Sardi *et al.* (1998, 2000), los componentes gaseosos CO_2 y H_2S también serían parte del fluido de características neumatolítica/hidrotermal a una temperatura estimada de 500°-650°C. Ésta habría descendido hasta 328°C durante la alteración hidrotermal en el Granito Potrerillos, y hasta los 279 y 302°C durante la formación de las vetas mineralizadas de Ángulos y Faltriquera.

FRACTURACIÓN DE LAS ROCAS

La movilización de los fluidos hidrotermales desde las zonas más externas de la cámara magmática hacia lugares de menor presión y temperatura habría tenido lugar a través de fisuras y fracturas, tanto de la misma roca intrusiva como de la roca de caja.

En Faltriquera y en los yacimientos de Ramblones, la permeabilidad estaría controlada por los planos de esquistosidad de la Formación Negro Peinado. La contracción por enfriamiento en la cúpula del Granito Potrerillos de la zona de Ángulos habría dado origen a una serie de fracturas de poca inclinación las que favorecieron la circulación de los fluidos.

TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN DEL WOLFRAMIO

El transporte del wolframio en soluciones hidrotermales se produce principalmente como heteropolicomplejos y como hidroxicomplejos ($H_2WO_4^0$; HWO_4^- y WO_4^{2-}) controlados mayormente por el pH y la temperatura. Gundlach y Thormann (1960) y también Manning y Henderson (1984) determinaron que en soluciones acuosas con pH bajo y temperatura por debajo de 550°C son posibles los heteropolicomplejos en los que interviene el silicio como $H_8[Si(W_2O_7)_6]$ (ácido silicowolfrámico). En los hidroxicomplejos, el ión WO_4^{2-} domina en soluciones de alta temperatura (400°C) y ambiente alcalino, HWO_4^- en una amplia región neutral (entre débilmente ácido a débilmente alcalino) y $H_2WO_4^0$ en un ambiente más ácido (Wood y Samson, 1998). También Higgins (1985) sugirió que el H_2WO_4 es la especie dominante en soluciones a temperatura superior a los 400°C, especialmente bajo condiciones ácidas. Debajo de esa temperatura dominan HWO_4^- y WO_4^{2-} (Wesolowski *et al.*, 1982; Wesolowski *et al.*, 1984).

Teniendo en cuenta estas generalidades, se infiere que la migración del wolframio en los sistemas estudiados aquí habría ocurrido, como hidroxocomplejos o en forma de heteropolicomplejos con silicio en condiciones de alta acidez. El acomplejamiento con F, particularmente en el yacimiento de Ángulos como lo sugiere la presencia de fluorita, habría sido un eficaz mecanismo de movilización del metal.

Con respecto a la depositación de wolframita en depósitos vetiformes hidrotermales, el principal factor que la gobierna es el incremento del pH (Ivanova, 1972; Higgins, 1985), además del decremento de la temperatura y presión (Schröcke *et al.*, 1984; Heinrich, 1990). Por otra parte, según Hsu (1976, 1977) y Hsu y Galli (1973) un ambiente oxidado (alta fO_2 y/o baja fS_2) favorece la formación de scheelita rica en $CaMoO_4$, mientras que en uno reducido induce a la formación de scheelita pura

junto con molibdenita.

En consecuencia, el potencial redox no habría sido el mismo en todos los depósitos estudiados. Por ejemplo, el desarrollo de molibdenita en Ángulos sugiere condiciones más reductoras, mientras que la presencia de scheelita rica en $CaMoO_4$ (Sardi, 1999) indica condiciones de mayor oxidación. En Faltriquera, la presencia de hematita, wolframita rica en Fe y muscovita estaría marcando un ambiente oxidante, mientras que la formación de pirita indica un medio algo menos oxidante que el caso anterior. Los minerales metalíferos de los yacimientos de Ramblones consistentes en óxidos y en algunos sulfuros muestran también la variabilidad del ambiente redox.

La figura 11 es un esquema interpretativo sobre la génesis de los diferentes yacimientos tratados en este trabajo, tomando como base a cortes idealizados de Heinrich (1990) y Scherba (1970). Las

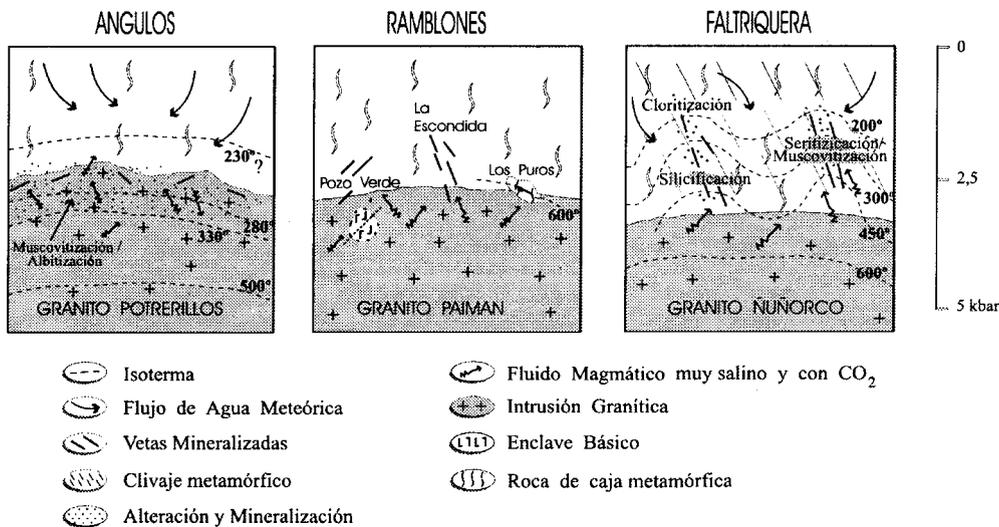


FIG. 11. Esquema interpretativo de la génesis de los yacimientos de Ángulos, Ramblones y Faltriquera.

isotermas y los indicadores de flujo acuoso del diagrama se extrajeron de los trabajos de inclusiones fluidas de Sardi *et al.* (1998, 2000); para el área

Ramblones se usó como geotermómetro la paragénesis citada para este yacimiento más arriba.

CONCLUSIONES

- Los depósitos de wolframio de la zona centro-este del Sistema de Famatina se habrían formado

a partir de fluidos mineralizantes derivados del cuerpo ígneo que los contiene o que aflora en las

inmediaciones.

- La petrografía y la geoquímica muestran que la alteración hidrotermal de la roca de caja metamórfica es prácticamente nula, debido a la baja permeabilidad y reactividad de ésta.
- El Granito Potrerillos es levemente metaaluminoso a peraluminoso, mientras que el Granito Paimán es peraluminoso. Son rocas evolucionadas que al compararlas con la corteza superior muestran anomalías negativas pronunciadas en Ba y Sr, además de V y Cr, y anomalías positivas en Rb, REE y F.
- La alteración muscovítica prevaleció en los yacimientos sugiriendo la circulación de fluidos ácidos con evolución hacia un pH mayor argumen-

tado por la precipitación de scheelita.

- La secuencia de eventos metalogenéticos es: 1- intrusión de granitos ricos en volátiles (H_2O y F) y wolframio; 2- circulación a través de fracturas y microfracturas de los cuerpos graníticos y rocas hospedantes de soluciones hidrotermales portadores de W en forma de hidroxicomplejos (H_2WO_4 , HWO_4^- , WO_4^{2-}) y/o heteropolicomplejos de silicio; 3- precipitación de wolframita por reacción fluido-roca en el Granito Potrerillos del área Ángulos o por cambios fisicoquímicos de las soluciones, esencialmente una disminución de la temperatura y presión, y un aumento del pH en los distintos yacimientos.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a la Dra. J. Rossi de Toselli (INSUGEO-UNT, Instituto Superior de Correlación Geológica-Universidad Nacional de Tucumán, Argentina) por su tiempo y valiosa ayuda empleados como supervisora general de la Tesis

Doctoral del autor, cuyo presente trabajo es una apretada síntesis de una parte de la misma. Asimismo, hace extensivo el agradecimiento a los árbitros de este trabajo que hicieron mejorar sustancialmente su contenido y su formato.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Facultad Ciencias Naturales-Universidad Nacional de Tucumán, Publicación Especial*, No. 1287, 212 p. Tucumán.
- Aceñolaza, F.; Miller, H.; Toselli, A. 1996. Geología del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte*, Vol. A, *Allgemeine Geologie*, A 19, 410 p. Munich.
- Audetát, A.; Günther, D.; Heinrich, C. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, No. 19, p. 3373-3393.
- Brodtkorb, M. de. 1991. Geología de Yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales*, Publicación, No. 1, 196 p. La Plata.
- Brodtkorb, M. de; Brodtkorb, A.; Ametrano, S. 1982. Tipología de los yacimientos wolframíferos de la provincia de San Luis, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Vol. 3, p. 177-185. Argentina.
- Burnol, L.; Geffroy, J.; Soler, P. 1978. Le tungstène, ses principaux types de gisement. (Tungsten, its principal types of deposits). *Chronique de la Recherche Minière*, Vol. 46, No. 443, p. 27-44. Paris.
- Clemens, K. 1993. Sedimentología, Proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el Noroeste de Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12, *Actas*, Vol. 1, p. 310-320. Mendoza.
- Durand, F.; Aceñolaza, F. G. 1990. Caracteres faunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del Noroeste Argentino. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie de Correlación Geológica* No. 4, p. 71-112. San Miguel de Tucumán.
- Durand, F.; Toselli, A.; Aceñolaza, G.; Lech, R.; Pérez, W.; Lencina, R. 1990. Geología de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 11, *Actas*, Vol. 2, p. 15-18. San Juan.
- Ekwere, S. 1985. Li, F and Rb contents and Ba/Rb and Rb/Sr ratios as indicators of postmagmatic alteration and mineralization in the granitic rocks of the Banke and Ririwai Younger Granite complexes, Northern Nigeria. *Mineralium Deposita*, Vol. 20, No. 2, p. 89-93.

- El Bouseily, A.; El Sakkary, A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, Vol. 16, No. 3, p. 207-219.
- Fogliata, A. 1990. El granito de Loma Colorada: caracteres geológicos y geoquímicos, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas*, Vol. 1, p. 52-55. San Juan.
- Gundlach, H.; Thormann, W. 1960. Versuch einer Deutung der Entstehung von W-Sn-Lagerstätten. *Zeitschrift dt. Geologische Gesellschaft*, Vol. 112, p. 1-35.
- Heinrich, C. 1990. The chemistry of hydrothermal tin (-tungsten) ore deposition. *Economic Geology*, Vol. 85, p. 457-481.
- Helgeson, H.C.; Delang, J.; Nesbitt, H.; Bird, D. 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, Vol. 278A, p. 1-299.
- Higgins, N.C. 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: The Grey River Tungsten prospect, Newfoundland, Canada. *Economic Geology*, Vol. 80, p. 1297-1327.
- Holdaway, M.J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, Vol. 217, p. 97-131.
- Hsu, L. 1976. The stability relations of the wolframite series. *American Mineralogist*, Vol. 61, p. 944-955.
- Hsu, L. 1977. Effects of oxygen and sulfur fugacities on the scheelite-tungstenite and powellite-molybdenite stability relations. *Economic Geology*, Vol. 72, p. 664-670.
- Hsu, L.C.; Galli, P. 1973. Origin of the scheelite-powellite series of minerals. *Economic Geology*, Vol. 68, No. 5, p. 681-696.
- Irvine, R.; Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Ivanova, G. 1972. Geochemical conditions of tungsten deposits formation. *NAKUA*, 152 p.
- Ivanova, G.; Kolesov, G.; Cherkasova, Ye. 1996. The REE in granites, topazes, and fluorites from Mongolian Tungsten-Ore regions. *Geochemistry International*, Vol. 33, No. 7, p. 100-123.
- Krauskopf, K. B. 1970. Tungsten (wolfram). In *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl, K.; executive editor). Springer-Verlag, Vol. 2, No. 2, Chapter 74. Heidelberg, Berlin.
- Maniar, P.; Piccoli, C. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 101, p. 635-643.
- Mannheim, R. 1993. Génesis de la volcanitas eopaleozoica del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 12, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas*, Vol. 4, p. 147-155. Mendoza.
- Manning, D.A.C.; Henderson, P. 1984. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems. *Applied Earth Sciences*, Vol. 93, p. 185-189.
- Manning, D.A.; Pichavant, M. 1988. Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In *Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits* (Taylor, R.; Strong, D.; editors). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume, Vol. 39, p. 13-24.
- Pankhurst, R.; Rapela, C.; Fanning, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 91, p. 151-168.
- Pelissonnier, H. 1987. Les gisements de tungstène dans le monde. *Chronique de la Recherche Minière*, Vol. 55, No. 487, p. 3-10. Paris.
- Pérez, W. 1991. Contribución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja. Tesis Doctoral (Inédito), *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo*, 217 p.
- Pérez, W.; Kawashita, K. 1992. K/Ar and Rb/Sr geochronology of igneous rocks from the Sierra de Paimán, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, No. 2-4, p. 251-264.
- Rossi de Toselli, J.N.; Durand, F.; Toselli, A. 1996. Aspectos estratigráficos y geoquímicos del Basamento metamórfico del Sistema de Famatina, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 13, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas, Abstract*, Vol. 3, p. 679. Buenos Aires.
- Rossi, J.N.; Durand, F.; Toselli, A.; Sardi, F. 1997a. Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos del basamento metamórfico de bajo grado del Sistema de Famatina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 52, No. 4, p. 469-480. Buenos Aires.
- Rossi, J.N.; Toselli, A.J.; Durand, F.R.; Saravia, J.; Sardi, F.G. 1997b. Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en granitos de las Sierras de Paimán, Velasco y Famatina. Provincia de La Rioja, Argentina. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 1498-1501. Antofagasta.
- Sardi, F. 1999. Geología y geoquímica de los yacimientos de wolframio ubicados en la región centro-oriental del Sistema de Famatina. Interpretación genética. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo*, 213 p. Tucumán, Argentina.
- Sardi, F.; Mas, G.; Bengochea, L. 1998. Las inclusiones fluidas de las vetas de Faltriquera, La Rioja. In *Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, No. 4, y Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas*, No. 4, Actas, p. 251-257. Bahía Blanca, Argentina.
- Sardi, F.; Mas, G.; Bengochea, L. 2000. Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas de la manifestación wolframífera de Ángulos, Sistema de Famatina

- (La Rioja, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 111, No. 1, p. 53-66. España.
- Sardi, F.; Rossi de Toselli, J. 1999. Caracteres petrográficos del stock granítico de Potrerillos y su depósito de W-Mo-Sn asociado, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* Teil I, Nos. 7/8, p. 883-894. Stuttgart.
- Scherba, G. 1970. Greisens. *International Geology Review*, Vol. 12, No. 2, p. 114-150; No. 3, p. 239-255.
- Schröcke, H.; Trumm, A.; Hochleitner, R. 1984. The transport of tungsten and the deposition of tungsten double oxides in fluid, aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 48, p. 1791-1805.
- Thompson, A.B.; Tracy, R.J. 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 70, p. 429-438.
- Tischendorf, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. *Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM)*, Vol. 2, p. 41-96.
- Toselli, A.; Rossi de Toselli, J.; Pellitero, E.; Saavedra, J. 1993. El Arco magmático granítico del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas*, Vol. 4, p. 7-15. Mendoza, Argentina.
- Toselli, A.; Miller, H.; Saavedra, J.; Rossi de Toselli, J.; Pellitero, E. 1996. Granitoides y rocas básicas de la Sierra de Paimán. *In Geología del Sistema de Famatina (Aceñolaza, F.; Miller, H.; Toselli, A.; editores)*. *Münchner Geologische Hefte*, Vol. 19, Vol. A, p. 241-253. Munich.
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, No. 42, p. 77-126. Córdoba, Argentina.
- Turner, J.C. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región oeste (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, No. 43, p. 5-54. Córdoba, Argentina.
- Wedepohl, H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 59, No. 7, p. 1217-1232.
- Wesolowski, D.; Drummond, S.; Mesmer, R.; Ohmoto, H. 1982. Tungsten speciation in NaCl solutions to 300°C. *In The Geological Society of America, annual meeting, Abstracts with Programs, Geological Society of America*, Vol. 14, No. 7, p. 645.
- Wesolowski, D.; Drummond, S.; Mesmer, R.; Ohmoto, H. 1984. Hydrolysis equilibria of tungsten (VI) in aqueous sodium chloride solutions at 300°C. *Inorganic Chemistry*, Vol. 23, p. 1120-1132.
- Wood, S.; Samson, I. 1998. Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *In Techniques in hydrothermal ore deposits geology (Richards, J.; Larson, P.; editors)*. *Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists*, Vol. 10, Chapter 2, p. 33-80.