

Depósitos de greisen asociados a granitos carboníferos post-orogénicos con potencial mineralizador, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina

A. S. Fogliata^(1,3), N. Rubinstein^(2,4), J. C. Ávila^(1,2) y M. Báez⁽¹⁾

(1) Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina.

(2) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

(3) Fundación Miguel Lillo, Tucumán, Argentina.

(4) Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 2160 Pabellón II Ciudad Universitaria, C1428EGA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

E-mails: anafogliata@yahoo.com.ar; narubinstein@gmail.com; jcavila@csnat.unt.edu.ar; miadbaez@yahoo.com.ar

RESUMEN

La Sierra de Fiambalá está ubicada en el centro-sur de la provincia de Catamarca, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina. Está constituida por rocas metamórficas precámbricas, un intrusivo granítico cámbrico, rocas básicas y ultrabásicas y granitos carboníferos epizonales (Los Ratones, El Salto y Ayacucho). Los granitos carboníferos son subalcalinos, moderadamente peraluminosos, tienen alta sílice (excepto la facies porfírica del granito Los Ratones) y moderadamente enriquecidos en K. Los contenidos de elementos trazas y REE indican que los granitos El Salto y Ayacucho y la facies granular del granito Los Ratones tienen características de granitos evolucionados y diferenciados asociados con sistemas hidrotermales. Las variaciones de elementos trazas, particularmente Sn, W, U, Rb, Ba, Zr y Sr sugieren que corresponden a granitos con potencial mineralizador. Genéticamente relacionados a estos granitos se encuentran depósitos de greisen de Sn, W, U y subordinadamente de metales bases. Los procesos hidrotermales que afectaron a estos depósitos involucran dos estadios principales de alteración, comenzando con un metasomatismo alcalino seguido por greisenización. De acuerdo a las edades isotópicas los procesos hidrotermales tendrían una edad de 1 Ma posterior a la actividad magmática. Los análisis de los granitos y los depósitos de greisen confirman que el magmatismo post-orogénico carbonífero es el principal control de los depósitos de mena del área estudiada. Este control metalogénico podría ser usado en prospecciones de depósitos similares en el resto de Sierras Pampeanas Occidentales.

Palabras clave: Argentina, Catamarca, depósitos de greisen, Fiambalá, granitos carboníferos

Greisen deposits associated to carboniferous post-orogenic granites with mineralization potential, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina

ABSTRACT

The Fiambalá range is located in the central – south part of the province of Catamarca, Western Sierras Pampeanas, Argentina. It is largely conformed by Precambrian metamorphic rocks, a Cambrian granitic intrusive, Ordovician basic and ultrabasic rocks and epizonal Carboniferous granites (Los Ratones, El Salto and Ayacucho Granites). The Carboniferous granites are subalkaline, weakly peraluminous, high silica (except for the porphyritic facies of Los Ratones granite) and moderately enriched in K. Contents of trace elements and REE indicate that El Salto and Ayacucho granites and the granular facies of Los Ratones granite have characteristics of evolved and differentiated granite associated with hydrothermal systems. The variations of trace elements, particularly Sn, W, U, Rb, Ba, Zr and Sr suggest that they correspond to granites with mineralization potential. Genetically linked to these granites there are Sn, W, U and minor base metals greisen deposits. The hydrothermal process that yield to these deposits involved two main alteration stages, beginning with alkali metasomatism follow by greissenization. According to the isotopic ages the hydrothermal processes postdate about 1 Ma the magmatic activity. The analyses of the granites and the associated greisen deposits confirm that the post – orogenic carboniferous magmatism is the major metallogenetic control of the ore deposits from the studied area. This metallogenetic control could be a usefull tool in prospecting similar deposits in the rest of the Western Sierras Pampeanas.

Key words: Argentina, Carboniferous granites, Catamarca, Fiambalá, Greisen deposits

Introducción

La Sierra de Fiambalá de orientación submeridiana

se ubica en el sector central – sur de la provincia de Catamarca, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina (Ramos, 1999). En el sector occidental de la

Sierra se encuentra un conjunto de depósitos de U, Sn, W y Pb-Zn (Arrospide, 1974, 1985; Guidi *et al.*, 1990; Burgos *et al.*, 1992; Rubinstein *et al.*, 2001), mientras en el sector suroriental se encuentran depósitos de Sn, W, Pb-Zn y Fe (Tomsic, 1979; Ávila, 1982; Fogliata y Avila, 2004). Todas estas mineralizaciones están espacialmente relacionadas con intrusivos graníticos. Con excepción del depósito de U Las Termas, que ha sido explorado durante los últimos veinte años por la Comisión Nacional de Energía Atómica, los yacimientos del área fueron discontinuamente explotados por métodos subterráneos durante la última parte del siglo pasado.

El objetivo de este trabajo es comparar ambos sectores mineralizados de la Sierra de Fiambalá con el fin de establecer los controles metalogenéticos de las mineralizaciones considerando el potencial mineralizador del magmatismo al cual se encuentran asociados.

Geología regional

La Sierra de Fiambalá pertenece a la provincia geológica Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999) cuya estructura corresponde a un sistema de monta-

ñas que se disponen en bloques limitados por fallas inversas de alto ángulo que se horizontalizan en profundidad. La estructura actual se originó principalmente a partir del Mioceno inferior por reactivación de fallas antiguas.

El basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales corresponde a un orógeno eopaleozoico compuesto por rocas metamórficas y migmatitas de edad ordovícica que alojan una serie de intrusivos de edad cámbrica a ordovícica media, cuya composición varía de gabros tholeiíticos a tonalitas y granodioritas y están asociados a un ambiente de subducción que culmina en el Ordovícico superior - Devónico inferior con granitos post-colisionales. Durante el Carbonífero inferior se emplaza un conjunto de granitos post-orogénicos. La estructura interna del basamento cristalino es compleja, producto de los diferentes ciclos de deformación y metamorfismo y de los eventos magmáticos que lo afectan. El basamento está cubierto parcialmente por rocas sedimentarias continentales de edad carbonífera, pérmica y terciaria (Ramos, 1999).

Geología de la Sierra de Fiambalá

La Sierra de Fiambalá (Fig. 1) está constituida por un basamento cristalino en el que por encima y a favor de fallas inversas de alto ángulo localizadas en el flanco oriental de la Sierra se encuentran conglomerados del Terciario superior (González Bonorino, 1950). Este basamento está conformado por esquistos, gneises hasta facies granulita (con sillimanita), rocas calcosilicatadas y secuencias migmatíticas de origen sedimentario de edad precámbrica (González Bonorino, 1972; Villar *et al.*, 1978). Está intruido por granitos cámbricos pre-tectónicos, el ortogneis de La Puntilla y el granito La Primavera (Penck, 1920; González Bonorino, 1972; Grissom, 1991; Quenardelle y Poma, 2004).

Durante el Cámbrico superior - Ordovícico superior tuvo lugar un ciclo de deformación que produjo metamorfismo y magmatismo (Page *et al.*, 1992). En el Ordovícico inferior, cuando tuvo lugar el pico de metamorfismo regional, se intruyeron rocas básicas concordantes con la roca de caja. Estas conforman un cuerpo lentiforme compuesto por gabros noríticos, duníticos y lerzolíticos y rocas ultramáficas metamorizadas que constituyen el Gabro de Fiambalá (Villar, 1970, Grissom, 1991, Page *et al.*, 1992).

Durante el Carbonífero, se emplaza un conjunto de cuerpos epizonales post-tectónicos, principalmente de composición granítica que comprenden los granitos Los Ratones, Cuestanzune, Ayacucho y La Florida

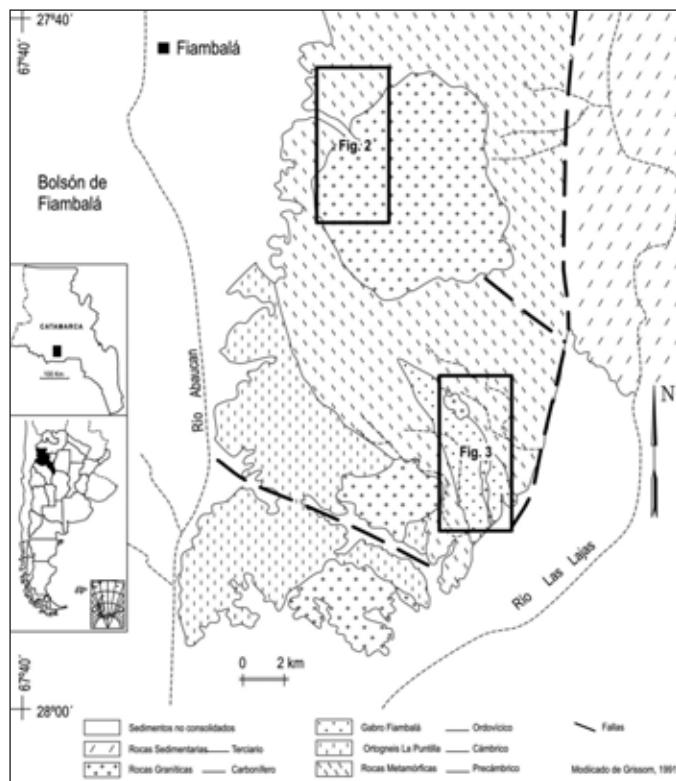


Fig. 1: Sector sur de la sierra de Fiambalá
Fig. 1: Southern sector of sierra de Fiambalá

(Arrospide, 1974; Grissom *et al.*, 1991; Page *et al.*, 1992). Diques riolíticos subcalinos y en menor proporción andesíticos intruyen a los granitos y ocasionalmente a las metamorfitas (Rubinstein *et al.*, 2001). Por último, intruyendo al basamento metamórfico y a los granitos carboníferos se encuentran diques de basaltos alcalinos (Villar 1975; Morello y Rubinstein, 2000).

Granitos carboníferos

Granito Los Ratones

El granito Los Ratones (Fig. 2) intruye en un basamento metamórfico compuesto por una secuencia de esquistos de cuarzo-biotita y moscovita-cuarzo (a veces con grafito), cuarcitas y gneises biotíticos. Intercalados en la secuencia metamórfica se encuentran escasos y pequeños cuerpos de anfibolita de bajo grado (tremolita-actinolita) asignados al Gabro de Fiambalá (Rubinstein *et al.*, 2001).

El cuerpo granítico, de forma subcircular, desarrolla contactos netos con el basamento y presenta "roof pendants" de metamorfitas en su techo. Genera una aureola metamórfica en la roca encajante la cual exhibe textura porfiroblástica en su parte interior y granoblástica en su parte exterior, con una paragénesis de feldespato alcalino-cuarzo-biotita con cordierita en las proximidades del contacto con el granito.

Se reconocen dos facies en el cuerpo granítico con contactos netos entre ellas (Rubinstein *et al.*, 2001). En el oeste aflora una facies porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol inmersos en una matriz cuarzo-feldespática. Tiene xenolitos de granitos porfíricos, esquistos cuarzo-micáceos, basandesitas y dioritas. Hacia el este aflora la facies principal, que intruye en la porfírica. Es un granito compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol con circón, uraninita, uranotorita, torita, allanita y xenotima como minerales accesorios. Se reconocieron escasos xenolitos de tonalita. Tiene textura equigranular a inequigranular, de grano grueso a fino, a veces con cuarzos de forma bipiramidal e intercrecimientos gráficos; presenta evidencias de cataclisis como desplazamiento a lo largo del clivaje de los cristales de feldespato, láminas de Boehm y cuarzo fragmentoso. Comúnmente se encuentran cavidades miarolíticas rellenas por grandes cristales de cuarzo y feldespato.

Dataciones de U-Pb en monacitas y circones de tres fracciones de la facies granular del granito Los Ratones dieron edades discordantes que indican una edad mínima de 335 Ma (Grissom, 1991).

Depósitos Minerales Asociados

En el sector noroccidental del Granito Los Ratones e irregularmente distribuidos en un área de aproximadamente 6 km², se encuentran depósitos de Sn, W y U emplazados en el granito y en el encajante metamórfico (Fig. 2).

Los depósitos están asociados a bandas de grei-

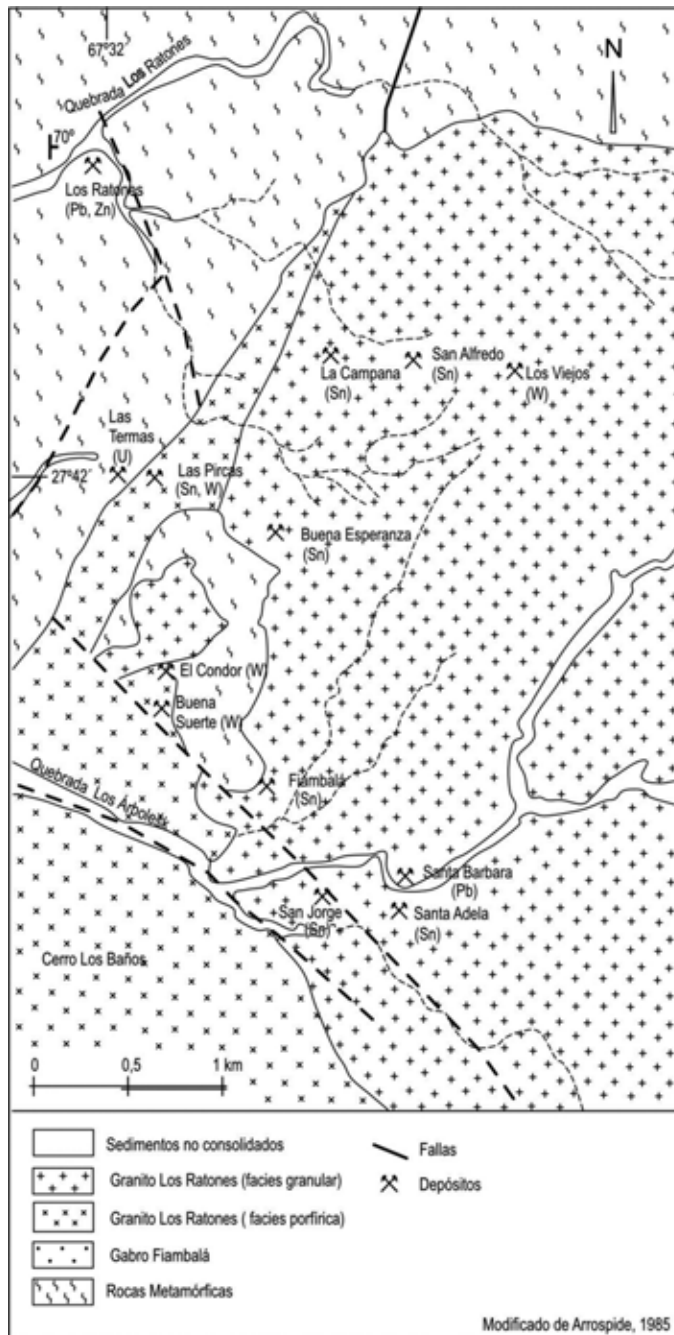


Fig. 2: Sector Occidental (Granito Los Ratones)
Fig. 2: Western Sector (Los Ratones granite)

sen, las que se ubican en zonas de debilidad del granito, principalmente en diaclasas. Arrospide (1985) determinó cuatro direcciones principales de diaclasas en el granito Los Ratones: N-S (d1); E-O (d2); 40° E (d3) y 20° O (d4). Este autor, encuentra una vinculación entre las diaclasas y la orientación de las bandas de greisen de los depósitos de Sn, W y Pb-Zn. La orientación de las venas de los depósitos de Sn es NNO-NNE y estarían relacionadas con las diaclasas d4 y d3. Los depósitos de W cuyas venas presentan orientación NO estarían relacionados a las diaclasas d4, mientras que en los depósitos de Pb-Zn de orientación N-S se correspondería con las diaclasas d1.

Estos depósitos de Sn y W han sido explotados a cielo abierto y en galerías durante la década de los cuarenta en el siglo pasado, totalizándose más de 3 km de laboreo. Los eluviones y desmontes de esa explotación conservan contenidos importantes de wolframio.

Depósitos de Sn

La mineralización de Sn se presenta solo en forma de casiterita y se encuentra irregularmente diseminada en masas feldespáticas, rocas graníticas, en zonas de greisen y en venas de cuarzo generalmente asociada a greisenización.

En las venas de cuarzo es donde aparecen las mayores concentraciones de casiterita en forma de "ojos" o "bolsadas" que constituyen varios depósitos (San Alfredo, Buena Esperanza, Fiambalá, San Jorge, La Campana y Santa Bárbara, Fig. 2).

La orientación principal de las venas varía de NNO a NNE, buzando entre 40° y 70° al este; su extensión en el sentido del rumbo llega a centenas de metros y su espesor varía desde pocos centímetros hasta 1 metro. Estas venas conforman un sistema de fracturas "en echelón" controlado por estructuras dextrales transtensionales de orientación NO.

La asociación mineral está compuesta por casiterita y subordinadamente pirita, calcopirita y wolframita. El mineral de ganga es cuarzo, a veces con textura drusiforme, al cual acompañan escasa fluorita y topacio. La greisenización, que afecta la roca encajante, se presenta en tres diferentes asociaciones: cuarzo-mica; topacio-mica y sericita-cuarzo (Arrospide, 1985).

Depósitos de W

La mineralización de W consiste en wolframita que se presenta como cristales diseminados en ambas facies

del granito, generalmente asociado a la greisenización y principalmente en venas de cuarzo conformando un conjunto de depósitos económicamente significativos (Los Viejos, Ofelia, Santa Inés, Las Pircas, El Cóndor, Buena Suerte y San Adolfo, Fig. 2) (Arrospide, 1985). Las venas tienen por lo general orientación NO buzando entre 40° y 60° al NE y SO y alcanzan hasta 100 metros de largo y 40 centímetros de espesor. La asociación mineral está constituida por wolframita y escasa casiterita en ganga de cuarzo con menor proporción de feldespato potásico, fluorita y biotita. La roca encajante se encuentra afectada por biotitización.

En el granito la wolframita aparece en venas de cuarzo y fluorita (con o sin feldespato potásico y biotita) emplazadas en la roca de caja biotitizada (Los Viejos, Ofelia, El Condor y Buena Suerte), diseminada en el granito greisenizado (Santa Inés), como segregaciones junto con fluorita, topacio y scheelita (Buena Suerte) y en venillas de cuarzo (Las Pircas).

Dataciones K-Ar sobre biotita de la Mina Los Viejos dieron una edad de 330 ± 10 Ma (Arrospide, 1985).

Depósito de U

El depósito de uranio Las Termas fue extensamente explorado durante los últimos años por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Guidi *et al.*, 1990; Burgos *et al.*, 1992; Rubinstein *et al.*, 2001; Morello y Rubinstein, 2002). Esta mineralización se encuentra en brechas cataclásticas desarrolladas en bandas miloníticas, conformando cuerpos discontinuos de dirección N°180 y subordinadamente N30° los cuales alcanzan hasta 150 m de longitud y 20 m de potencia (Fig. 3). Estudios de detalle de los controles estructurales en el área del depósito indican que hacia fines del Devónico y principios del Carbonífero, se habrían desactivado, por lo menos localmente, los procesos que condujeron a la orogénesis (Japas *et al.*, 2004), verificándose en la región la transición a un régimen post-orogénico transtensional. La etapa correspondiente a la mineralización de uranio se vincula al desarrollo de brechas cataclásticas sobrepuestas a fajas miloníticas N-S.

Rubinstein *et al.* (2001) reconocen la siguiente secuencia de procesos de alteración en el área del depósito:

Albitización: Presenta escaso desarrollo en la facies equigranular del granito y está representada por pequeños cristales de albita de distribución intersticial.

Alteración potásica: Está poco desarrollada en las brechas cataclásticas, pero se encuentra muy distri-

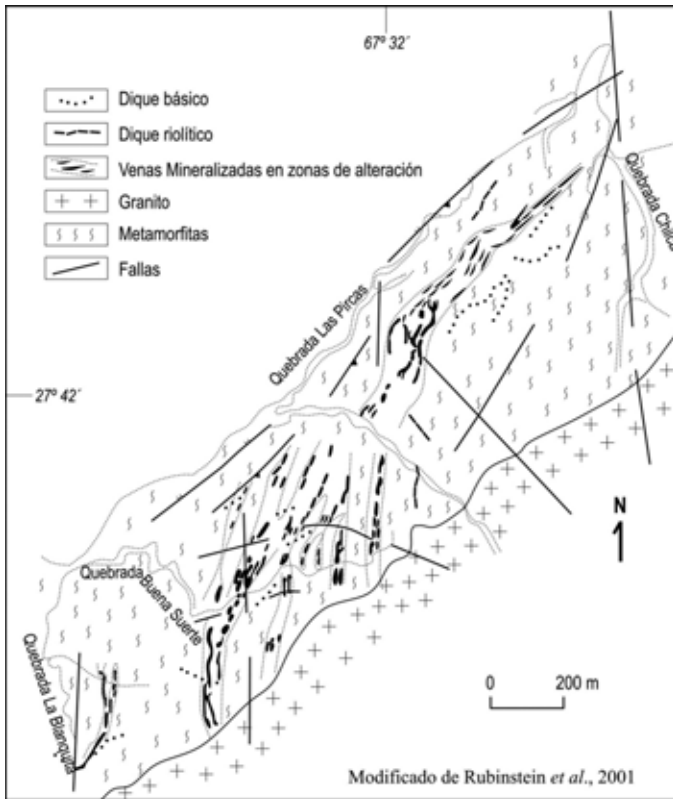


Fig. 3: Geología del depósito de U Las Termas
 Fig. 3: Geology of Las Termas U deposit

buida en ambas facies del granito y está caracterizada por una paragénesis compuesta principalmente por feldespato potásico y biotita. En las brechas cataclásticas predomina la biotitización, en tanto que en el granito predomina la feldespatización, que se encuentra asociada principalmente a las aplitas y a la facies granular. En el granito se reconocen además bolsadas de feldespatización extrema, compuestas por feldespato potásico con sus oquedades parcialmente rellenas por cuarzo secundario.

Greisenización: Es el principal proceso de alteración hidrotermal y está muy distribuido tanto en la roca de caja como en ambas facies del granito. Este se superpone a la alteración potásica conformando tres paragénesis: (1) moscovita-zinnwaldita-fluorita-topacio-cuarzo-(\pm apatito); (2) moscovita y (3) cuarzo-fluorita. En la facies porfírica la greisenización (paragénesis 1) se desarrolla en los contactos de las venas de cuarzo y, de forma penetrativa, en el contacto con la facies granular. En la facies granular la greisenización (paragénesis 1 y 2) es penetrativa y se encuentra homogéneamente distribuida. En las áreas donde es

más intensa, la fluorita aparece reemplazando a los minerales accesorios radiactivos. La greisenización es particularmente intensa en las brechas cataclásticas mineralizadas (paragénesis 1). En toda la zona de alteración son muy abundantes las venas tardías compuestas por fluorita y subordinadamente cuarzo.

Microclinización: Está poco desarrollada y sólo afecta a la facies granular, donde el feldespato potásico secundario se encuentra reemplazado por parches de microclino.

Post-greisenización: Afecta de forma suave tanto a la roca encajante metamórfica como a ambas facies del granito produciendo alteración sericitico-arcillosa principalmente penetrativa con apatito, clorita y epidota asociados así como venas de carbonato.

Silicificación: Tuvo lugar durante todos los estadios de alteración dando origen a diferentes sistemas de venas y ocasionalmente produciendo alteración penetrativa.

Los procesos supergénicos produjeron abundantes limonitas junto con yeso, jarosita, malaquita, óxidos de Mn, arcillas y subordinadamente natrojarosita, azurita, covelina, paratacamita, melanothallita, creedita, slavikita y kalinita (Rubinstein *et al.*, 2001). Se reconocieron además numerosas especies de minerales de uranio secundarios que incluyen óxidos, silicatos y fosfatos (Saulnier y Greco, 1988; Morello, 1990).

La paragénesis está formada principalmente por pirita a la que acompañan petchblenda, casiterita, wolframita, calcopirita, pirrotina, melnikovita, galena, esfalerita y electrum (Rubinstein *et al.*, 2001). La pirita se encuentra en las brechas cataclásticas acompañada de petchblenda así como también diseminada en la roca de caja adyacente. La petchblenda solo se encuentra en las brechas cataclásticas mineralizadas con dirección N180° y subordinadamente N30° en el sector norte del área mineralizada y aparece espacialmente asociada a la greisenización y en particular a la fluorita que forma parte de dicha paragénesis. La casiterita y la wolframita ocurren principalmente en las venas de cuarzo las cuales desarrollan orlas de greisenización en los contactos con las facies porfírica del granito y tienen una dirección general N-S con variaciones entre N340° y N40°. La paragénesis de sulfuros con electrum se encuentran en las brechas cataclásticas (con o sin petchblenda asociada) y en venas de cuarzo de dirección E-O que desarrollan alteración sericitica en las cajas. Las relaciones texturales y el análisis de los controles estructurales de la mineralización (Rubinstein *et al.*, 2001; Japas *et al.*, 2004) permiten establecer la siguiente secuencia paragenética: casiterita-wolframita, petchblenda-pirita, calcopirita-pirrotina-melnikovita-galena-esfalerita-

electrum. Las leyes de U de las brechas mineralizadas oscilan entre 0.1 y 9.2% U_3O_8 en tanto que también se detectaron cantidades significativas de Mo y Au y anomalías de Cu, Pb y Zn (Rubinstein *et al.*, 2001).

Depósitos de Pb-Zn

Los depósitos de Pb-Zn son escasos (Santa Bárbara, La Rica y Los Ratonés) y constituyen venas perigráníticas con orientación N-S y N330° espacialmente asociadas a bandas de greisenización. La roca de caja son esquistos y cuarcitas. La paragénesis está compuesta por galena y esfalerita con ganga de cuarzo o epidota acompañada de escasa calcita. La roca encajante está comúnmente afectada por sericitización (Arrospide, 1974).

Granitos Ayacucho y El Salto

Ambos granitos intruyen con contactos netos el basamento metamórfico el cual está formado por anfibolitas del Gabro de Fiambalá (Fig. 4), las que en las proximidades del contacto norte con el granito Ayacucho, se encuentran intruídas por diques aplíticos (Tomsic, 1979). La anfibolita está inyectada por venas de cuarzo que siguen la esquistosidad de rumbo N-S. Tiene textura granoblástica y está compuesta por plagioclasa (bitownita), hornblenda y en menor proporción esfena y apatito.

El granito Ayacucho constituye una pequeña intrusión cuyo emplazamiento está controlado por la estructura y presenta "roof pendants" de anfibolita. Su textura es equigranular de grano medio a fino y está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con apatito y circón como accesorios (Fogliata *et al.*, 2005). Los feldespatos están moderadamente caolinitizados y la biotita presenta suave moscovitización. Se observan cavidades miarolíticas de hasta 25 cm de largo parcialmente rellenas con cristales de cuarzo y feldespato. Una datación K/Ar sobre roca total arrojó una edad de 340 ± 8 Ma para este intrusivo (Ávila *et al.*, 2008).

El granito El Salto es un cuerpo de forma elongada en sentido NO-SE con textura equigranular de grano medio a fino. Tiene mineralogía similar al granito Ayacucho (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y escasa biotita, apatito y circón) pero presenta textura mirmequítica y gráfica y un incremento en el contenido de biotita en las proximidades del contacto con la roca de caja. Los cristales de feldespatos presentan intensa caolinitización y las biotitas se encuentran moderadamente cloritizadas. En el yacimiento

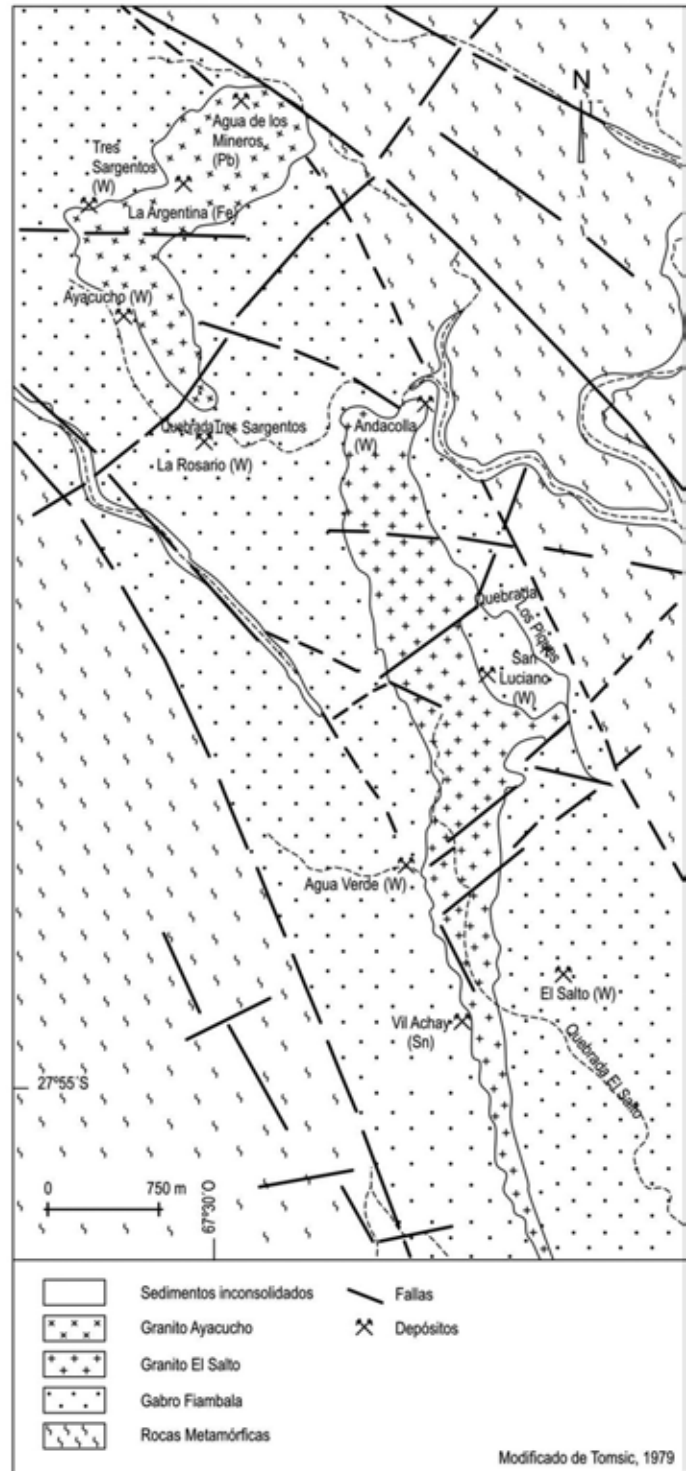


Fig. 4: Sector Oriental (Granito Ayacucho y El Salto)
Fig. 4: Easter Sector (Ayacucho and El Salto granites)

Vil Achay aflora un dique granítico equigranular limonitizado, compuesto por cuarzo, albita, feldespato

Granito	Depósitos	Actitud	Paragénesis de mena	Ganga	Alteración de la caja
Los Ratones	Sn (San Alfredo, Buena Esperanza, Fiambalá, San Jorge, La Campana, Sta. Bárbara)	Venas en <i>echelon</i> de rumbo NNO a NNE e i 40° y 70° E	Casiterita (pirita, calcopirita, wolframita)	Cuarzo (fluorita, topacio)	Greisenización (cuarzo-mica; topacio-mica; sericita-cuarzo)
	W (Los Viejos, Ofelia, Sta. Inés, Las Pircas, El Cóndor, Buena Suerte, San Adolfo)	Venas de rumbo NO e i 40° y 60° al NE y SO	Wolframita (casiterita)	Cuarzo (FK, fluorita, biotita)	Biotitización
	U (Las Termas)	Cuerpos de rumbo N°180 y N30°	Pirita, petchblenda, casiterita, wolframita, (calcopirita, pirrotina, melnikovita, galena, escalearita, electrum)	Cuarzo, fluorita	Albitización, alteración potásica (FK-biotita), greisenización (moscovita-zinnwaldita-fluorita-topacio-cuarzo; moscovita; cuarzo-fluorita), microclinización; post-greisenización (sericita/arcillas-clorita-epidoto; carbonato)
	Pb-Zn (Santa Bárbara, La Rica, Los Ratones)	Venas de rumbo NS y N330°	Galena, esfalerita	Cuarzo, epidota (calcita)	Greisenización
El Salto	Sn (Vil Achay)	Dique granítico de rumbo NS	Casiterita, magnetita, pirita, calcopirita, wolframita		Albitización, greisenización (clorita, sericita, fluorita, topacio, cuarzo)
	W (El Salto, San Luciano, Agua Verde, Andacolla)	Venas de rumbo N 310° e i 75° SO	Wolframita, calcopirita, scheelita	Cuarzo	Silicificación, sericitización
Ayacucho	W (La Rosario, Tres Sargentos, Ayacucho)	Venas de rumbo NO-SE	Wolframita	Cuarzo, zinnwaldita	Silicificación, sericitización, (bandas de zinnwaldita)
	Pb (Agua de los Mineros)	Venas de rumbo NO-SE, subverticales	Galena	Fluorita, baritina	Venillas de fluorita

Tabla 1: Principales características de los depósitos minerales asociados a rocas graníticas carboníferas, Sierra de Fiambalá.
Table 1: Main characteristics of the ore deposits associated to carboniferous granitic rocks, Sierra de Fiambalá.

potásico y fluorita intersticial (Fogliata y Ávila, 2004). También afloran en el área pequeños diques graníticos de textura aplítica.

Depósitos Minerales Asociados

Emplazados en los granitos Ayacucho y El Salto y en la roca encajante se encuentran depósitos de W y Sn que son interpretados como sistemas de greisen genéticamente relacionados con los intrusivos graníticos (Tabla 1).

En la zona existen tres juegos principales de fallas, que por orden de importancia son: 160° N/subvertical (3a); 70° N/subvertical (3b); 135° N/50° SO (3c) (Tomsic, 1979). El juego principal (3a), estaría vinculado estrechamente a la falla regional N-S que limita por el E a la Sierra de Fiambalá (Tomsic, 1979). Existe una relación entre la orientación de las venas y diques mineralizados de Sn y W con las fallas principales. En el depósito de Sn (Vil Achay) el dique granítico mineralizado tiene orientación N-S coincidente con fallas sigmoidales N-S (Ávila, 1982). Los depósitos de W y Pb cuyas venas mineralizadas presentan orientación NO-SE, estarían relacionados con las fallas (3a, b y c).

Estos yacimientos han sido irregularmente explo-

tados a cielo abierto y en forma subterránea principalmente en la primera mitad del siglo pasado, aunque en el caso del yacimiento Vil Achay la explotación continuó hasta la década de los ochenta.

Depósito de Sn

La mineralización de Sn solamente fue reconocida en el yacimiento Vil Achay, donde aparece diseminada y en stockwork en un dique granítico de rumbo N-S que intruye a la anfibolita en las proximidades del contacto con el granito El Salto. También aparece escasa mineralización diseminada en las anfibolitas de la caja. La distribución de la mineralización está controlada por fracturas sigmoidales de orientación N-S (Ávila, 1982) (Fig. 5).

En este yacimiento la alteración hidrotermal, que afectó principalmente al dique granítico, comprende albitización y greisenización.

Albitización: Aparece formando cristales de albita secundaria que reemplazan parcialmente a los feldespatos primarios, en parches o bien rellenando venillas. En algunos sectores junto a la albita se reconoce una mica incolora a amarillenta que probablemente corresponda a zinnwaldita (Fogliata y Ávila, 2004).

Greisenización: Tiene distribución penetrativa,

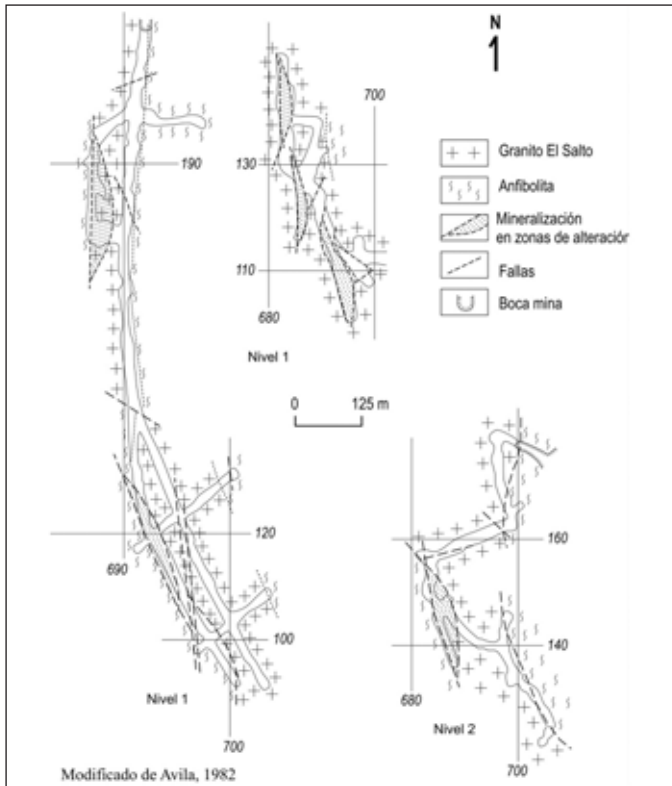


Fig. 5: Geología del depósito Sn Vil Achay
 Fig. 5: Geology of Vil Achay Sn Deposit

intensidad moderada y es posterior a la albitización. Su intensidad aumenta considerablemente en las proximidades del contacto con la anfibolita. La paragénesis de alteración está compuesta por clorita, sericita, fluorita, topacio y escaso cuarzo. La clorita aparece alterando a biotita y la sericita a los feldespatos; ambas micas también conforman venillas. La fluorita se presenta intersticial y siempre asociada a los minerales de mena. El topacio es escaso y constituye pequeños cristales que se asocian con los otros minerales de alteración (Fogliata y Ávila, 2004).

La mineralización se concentra en los sectores de la roca afectados por la greisenización. El mineral de mena es casiterita que está acompañada por magnetita, pirita, calcopirita, wolframita y minerales supergénicos (covellina, calcosina, hematites, limonita, malaquita, azurita y natrojarosita). La casiterita aparece como cristales aislados y en venillas en tanto que la magnetita se presenta en cristales de distribución irregular, parcialmente martitizados. En mucha menor proporción se observa pirita, en ocasiones como inclusión en la magnetita y calcopirita (Fogliata y Ávila, 2004).

Depósitos de W

Los depósitos de W relacionados con el granito El Salto (El Salto, San Luciano, Agua Verde y Andacolla, Fig.4) están formados por venas de cuarzo de hasta 40 cm de espesor que se emplazan en las anfibolitas siguiendo su esquistosidad (N 310° /75° SO) próximo al contacto con el granito. El mineral es wolframita que está acompañado en menor proporción por calcopirita y scheelita. En el contacto con las venas, la roca encajante está silicificada y sericitizada. (Tomsic, 1979).

En el área del granito Ayacucho los depósitos de W (La Rosario, Tres Sargentos y Ayacucho, Fig.4) están alojados en las anfibolitas y en el granito que presenta moderada sericitización y caolinitización. Constituyen venas de hasta 50 cm de espesor con rumbos generales NO-SE compuestas por cuarzo lechoso masivo con zinnwaldita y wolframita. Las salbandas de las venas están formadas por una banda de zinnwaldita con escasa casiterita

Una datación K/Ar en zinnwaldita de la mina La Rosario arrojó una edad de 339 ± 8 Ma (Ávila *et al.*, 2008). Se reconocieron dos tipos de inclusiones fluidas en muestras de veta de esta mina, uno rico en líquido y otro rico en fase vapor, con temperaturas de homogeneización entre 260°C y 350°C y salinidades del orden del 4% eq. en peso de ClNa. Estos parámetros se corresponden con fluidos de temperatura media entrampados en condiciones de ebullición (Bengochea *et al.*, 2005).

Otros Depósitos

El depósito de Pb Agua de Los Mineros está emplazado en el granito Ayacucho y en las anfibolitas de la caja. Está constituido por venas de cuarzo de hasta 20 cm de espesor de dirección general NO-SE, subverticales, con mineralización de galena en ganga de fluorita y baritina. Son comunes las venillas de fluorita en el contacto con la roca de caja (Tomsic, 1979).

Geoquímica

La tabla 2 muestra la composición química de los granitos Los Ratones, El Salto y Ayacucho. En el diagrama de aluminosidad de Maniar y Piccoli (1989) (Fig. 6) se puede observar que las muestras de los granitos estudiados caen dentro del campo peraluminico, muy cerca del campo metaluminoso. Asimismo, los valores proyectados en el diagrama de álcalis versus sílice indican que se trata de granitos subalcalinos (Fig. 7).

	Granito El Salto				Granito Ayacucho				Granito Los Ratones					
	F8	F12	F9	E2	F4	A004	A008	A010	A017	16	18A	20	31	18G
SiO ₂	74.64	76.02	75.77	75.74	75.17	74.73	74.49	75.37	75.45	75.66	74.00	77.91	71.49	74.00
Al ₂ O ₃	12.44	12.73	12.62	12.98	13.09	13.43	13.24	12.96	12.98	13.07	15.58	12.09	14.75	14.35
Fe ₂ O ₃	1.91	1.84	1.71	1.42	1.97	1.62	1.44	1.71	1.41	1.1	0.56	1.27	2.25	3.69
MgO	0.06	0.15	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.02	0.11	0.03	0.04	0.03	0.35	0.46
CaO	0.82	0.88	0.51	0.36	0.54	1.18	0.64	0.60	0.59	0.43	0.42	0.52	1.08	0.91
Na ₂ O	4.93	0.2	3.51	4.11	3.62	0.12	4.21	3.56	3.77	3.91	4.18	3.1	3.23	3.1
K ₂ O	3.63	4.86	5.05	4.66	4.67	4.20	4.07	4.38	4.45	4.82	4.69	4.46	4.94	5.06
TiO ₂	0.03	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.07	0.03	0.18	0.43	0.58
P ₂ O ₅	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.5	0.05	0.05	0.09	0.12
MnO	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.015	0.021	0.027	0.047	0.027	0.018	0.037	0.047	0.037	-	-	-	-	-
LOI	1.5	3.2	1.1	1	1.2	4.1	1.3	0.8	0.6	0.74	0.50	0.43	1.34	1.13
Ba	7	15	8	13	6	73.40	9.10	7.80	3.40	5.7	37	13	446	454
Co	2	1.8	1.3	1.3	2.5	0.7	0.7	0.9	0.5	165	138	81	96	58
Cs	5.3	8	8.6	9.7	8.3	9.4	7.4	13.7	12.8	11	4.6	11	4.2	10
Ga	39.5	37.3	40.4	42.1	41.3	32.5	35.1	36.5	33.7	36	35	28	26	23
Hf	10	7.7	7.6	12.9	8.1	8.4	6.5	6.1	6.8	7.2	6.9	7.2	9.3	9.5
Nb	71	69.4	67.4	67.8	66.5	75.9	122.7	57.2	52.8	89	104	73	33	32
Rb	581.4	939.7	1023	936	942.5	732.9	636.6	966.1	909.4	612	549	521	266	270
Sr	22	22	430	296	143	12	8	124	128	11	4.5	15	19	6.9
Sc	14.2	13.2	10.3	3.3	12.4	16.7	5.7	8	6.6	6.57	18.6	6.13	114	111
Ta	18.2	17.9	15.4	10.8	15.6	9.6	14.7	15.3	14.6	13.5	20.7	7.8	2.69	2.16
Th	41.7	54.4	58.9	49.4	40.3	62.7	77.3	41.1	45.8	50.9	42.5	66.9	49.5	40
Tl	3.4	4	3.4	2.7	2.5	-	-	-	-	5.49	3.76	4.52	3	1.99
U	8.1	19.4	8.2	7.8	5.8	6.9	11	6.7	7	21.9	10.5	16.4	7.81	7.02
V	5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	16	24
W	10	9	58	6	5	47.3	5.8	30.2	52	877	723	517	503	341
Zr	107	103.4	99.1	121.1	84.4	135.2	77.2	75.2	74.6	136	95	142	313	348
Y	114.2	149.9	130.7	103.6	125.6	178.9	165.7	130.7	129.3	184	104	114	58	55
La	21	28.2	25.5	24	21.7	17.3	25.2	19.8	20.4	55.5	43.4	54.5	80.8	74.2
Ce	55.5	75	62.1	62.9	46	50.9	71.4	56.0	57.6	119	102	114	157	154
Pr	7.09	9.48	8.15	8.5	6.38	7.50	9.83	7.59	7.62	13.67	11.97	11.6	17.49	16.5
Nd	27.7	38.2	36.3	35.9	26.7	34.9	40.5	30.4	30.3	60.7	49.2	47.7	70.7	65.4
Sm	9.8	12.3	12.1	11.7	9.1	14.5	15.5	11.1	12.0	17	13	12.8	12	12.2
Eu	0.08	0.09	0.03	0.03	0.03	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	0.057	0.13	0.107	1.149	1.444
Gd	10.19	12.7	13.6	12.38	9.52	18.52	17.29	13.32	12.78	16.2	12.4	11.7	12.2	12
Tb	2.39	2.97	2.65	2.46	2.1	4.06	3.87	3.06	3.11	3.78	2.77	2.42	1.69	1.54
Dy	15.18	18.81	18.1	15.44	14.18	23.56	23.94	18.90	18.43	25.6	18.2	17.6	9.85	9.15
Ho	3.43	4.22	3.61	2.86	2.98	4.90	5.09	4.12	3.99	5.07	3.75	3.54	1.97	1.91
Er	11.19	13.94	11.2	8.63	9.41	14.36	15.83	12.86	12.73	17.2	13.2	10.4	6.2	5.55
Tm	1.96	2.27	2.07	1.66	1.91	2.37	2.72	2.31	2.29	3.279	2.5	1.77	0.911	0.736
Yb	12.47	15.29	14.51	11.33	14.78	15.01	18.20	16.65	16.09	21.4	16	11.5	5.09	4.51
Lu	1.94	2.3	1.94	1.58	2.1	1.99	2.47	2.16	2.21	3.032	2.383	1.67	0.759	0.74
Ac/NK	0.92	1.28	1.03	1.049	1.103	1.97	1.06	1.23	1.08	1.057	1.243	1.113	1.178	1.165
Rb/Sr	40.9	71.2	9.9	283.6	6.1	43.8	111.6	120.7	137.7	93.1	29.5	84.9	2.3	2.4
K/Rb	51.6	42.9	40.9	41.3	41.1	47.5	53.0	37.6	40.6	65.3	70.9	71.0	154	155
Eu/Eu*	0.024	0.022	0.007	0.008	0.009	0.007	0.11	0.01	0.009	0.01	0.031	0.026	0.29	0.364
T ₁	1.13	1.12	1.02	1.09	0.98	1.09	1.14	1.16	1.16	0.96	1.04	0.98	0.95	0.99
T ₂	1.13	1.13	1.09	1.15	1.13	1.14	1.13	1.13	1.17	1.2	1.15	1.12	0.92	0.86
T _{1,3}	1.131	1.125	1.056	1.116	1.055	1.116	1.14	1.148	1.168	1.07	1.096	1.051	0.939	0.931

Tabla 2: Elementos mayores (%), elementos trazas y tierras raras (ppm) de los granitos El Salto (Fogliata y Ávila, 2004), Ayacucho (Fogliata *et al.*, 2005) y Los Ratones (Rubinstein *et al.*, 2001).

Table 2: Major (%), trace element and REE (ppm) compositions of El Salto granite (Fogliata y Ávila, 2004), Ayacucho granite (Fogliata *et al.*, 2005) and Los Ratones granite (Rubinstein *et al.*, 2001).

En la tabla 3 se muestran los valores promedios de los tres granitos estudiados y a modo comparativo, los valores promedio del granito de St. Austell (Inglaterra) asociado con mineralización predominantemente de Sn, del granito James Creek (Australia) con mineralización de W (Cerny *et al.* 2005) y de un granito estéril (Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996).

Los tres granitos de la zona de estudio muestran altos contenidos en SiO₂, excepto la facies porfírica de Los Ratones que muestra contenidos normales. En todos los casos los valores de K₂O son moderadamente altos y los contenidos de CaO y TiO₂ son bajos en comparación con un granito normal. En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) (Fig.8)

la proyección de prácticamente la totalidad de las muestras cae en el campo de granitos de intraplaca.

Con respecto a los elementos trazas se analizaron Sn, W, U, Rb, Ba, Sr y Zr ya que son considerados como indicadores del potencial mineralizador en rocas graníticas.

El valor promedio de Sn para un granito normal es de 3 ppm (Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996). Como puede observarse, los contenidos de este elemento en los tres granitos estudiados son superiores a los normales, aunque los mayores valores corresponden al granito El Salto.

Las concentraciones de W también son superiores respecto al contenido de este elemento traza en un granito normal que es de 2 ppm (Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996). El granito Los Ratones es el que presenta el mayor contenido en W.

Si bien en los tres granitos el contenido en U es superior a los valores normales, la facies granular del granito Los Ratones es la que presenta mayor enriquecimiento. Las relaciones Th/U son menores en esta facies, lo que estaría indicando mayor fertilidad respecto al U (Rubinstein *et al.*, 2001).

Para el Rb se observa un enriquecimiento en los tres granitos con respecto a los contenidos normales para este elemento (150 ppm según Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996). Sin embargo en la facies porfírica del granito Los Ratones el enriquecimiento es menor.

En cuanto al Ba existe un marcado empobrecimiento en los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular de Los Ratones con respecto al promedio de un granito normal (250 ppm según Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996). La facies porfírica de Los Ratones, por el contrario, tiene un fuerte enriquecimiento en este elemento.

El Sr presenta también un fuerte empobrecimiento en los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granosa de Los Ratones. Sin embargo, en la facies porfírica del granito Los Ratones el empobrecimiento de este elemento es menor.

El Zr está empobrecido en los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular de Los Ratones, en tanto que la facies porfírica de Los Ratones se encuentra enriquecida.

Se proyectaron los contenidos de Rb, Ba y Sr de los tres granitos estudiados en un diagrama ternario modificado de El Bousely y El Sokkary (1975) en donde se observa que, a excepción de la facies porfírica de Los Ratones que cae en el campo de los granitos normales, el resto se ubica en el campo de los granitos fuertemente diferenciados (Fig. 9).

La relación promedio K/Rb de las rocas graníticas estudiadas (Tabla 2) es en todos los casos <100 ppm

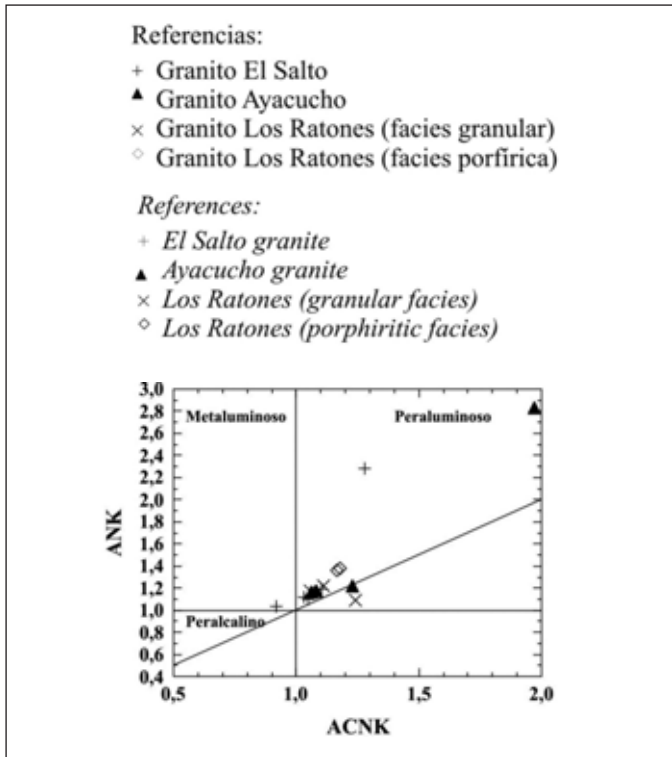


Fig. 6: Diagrama de aluminosidad de Maniar y Piccoli (1989)
 Fig. 6: Aluminous diagram Maniar and Piccoli (1989)

que es el límite para distinguir entre granitos fértiles o especializados y granitos estériles (Tischendorf *et al.*, 1972 en Tischendorf, 1977). La facies porfírica del granito Los Ratones es la única que presenta valores superiores a 100 ppm característicos de granitos estériles.

La Figura 10 muestra los diagramas Ba-Rb, K-Rb y Sr-Rb que son utilizados para distinguir entre granitos mineralizados y estériles (Tauson y Kozlov, 1973; Dall Agnol *et al.*, 1994 y Ruiz *et al.*, 2007). En estos diagramas las muestras correspondientes al granito El Salto, Ayacucho y la facies granular del granito Los Ratones caen dentro del campo de los granitos fértiles y sólo la facies porfírica del granito Los Ratones lo hace en el campo de los granitos estériles.

Para estudiar el comportamiento de las tierras raras, se llevó a cabo la normalización a condrito (según Anders y Grevesse, 1989) en los tres cuerpos graníticos (Fig. 11). Se observa un patrón subparalelo y una marcada anomalía negativa en Eu en los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular de Los Ratones. El patrón correspondiente a la facies porfírica del granito Los Ratones es diferente con una anomalía negativa mucho menor.

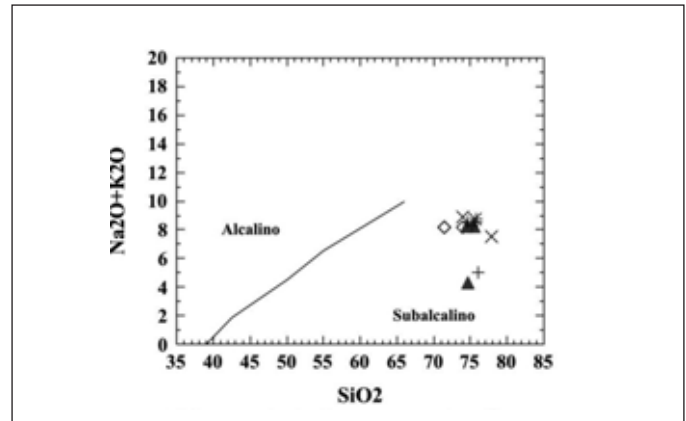


Fig. 7: Diagrama alcalis vs. sílice
 Fig. 7: Alkali vs. Silica diagram

Se analizaron los patrones de tierras raras teniendo en cuenta los conceptos propuestos por Masuda y Ikeuchi (1978). El término "tetrada" se refiere a la subdivisión de los 14 elementos lantánidos presentes en la naturaleza en cuatro grupos en un patrón de distribución normalizado a condrito. El efecto tetrada se evidencia como un diseño cóncavo o convexo en las tetradas 1 (La a Nd) y 3 (Gd a Ho) pudiendo ser, según su morfología, de Tipo W o M. De las cuatro tetradas, sólo la primera y la tercera se usan para la cuantificación de dicho efecto. Para cuantificar el efecto tetrada en las muestras analizadas se utilizó el método propuesto por Irber (1999) especialmente diseñado para rocas graníticas. Según este método, el límite para que el efecto tetrada sea visible es de $TE_{1,3} > 1,1$.

Analizando por separado los patrones de las tierras raras de cada una de las muestras de los granitos analizados se observó que algunos presentan un diseño de tipo M el cual corresponde al mencionado "efecto tetrada". (Fig. 12, 13, 14 y 15). De igual modo los resultados obtenidos para los plutones El Salto, Ayacucho y Los Ratones (facies granosa) presentan valores de $TE_{1,3} > 1,1$ (Tabla 2).

El efecto tetrada ha sido reconocido en sistemas ígneos muy evolucionados, como los estadios finales de cristalización de magmas graníticos asociados con sistemas hidrotermales. En el caso de los cuerpos analizados en este trabajo este efecto se reconocen en todos ellos excepto en la facies porfírica de Los Ratones.

Discusión y conclusiones

Los granitos El Salto, Ayacucho y Los Ratones tienen

	1	2	3	4	5	6	7
Si O ₂	77.47	75.01	75.85	72.74	74.4	77.27	71.42
Al ₂ O ₃	12.77	13.15	13.58	14.55	14.6	12.47	14.45
Fe ₂ O ₃	1.77	1.54	0.97	2.97	1.29	1.33	1.77
MgO	0.07	0.05	0.03	0.41	0.12	0.01	0.07
CaO	0.62	0.75	0.31	0.99	0.53	0.38	1.91
Na ₂ O	3.27	2.91	3.73	3.16	3.19	3.46	3.47
K ₂ O	4.57	4.28	4.65	5.0	4.97	4.57	4.38
TiO ₂	0.04	0.04	0.09	0.51	0.1	0.05	0.34
P ₂ O ₅	0.023	0.01	0.2	0.1	0.28	<0.01	-
MnO	0.03	0.032	0.01	0.045	0.05	0.01	0.06
Cr ₂ O ₃	0.027	0.035	-	-	-	-	-
LOI	2.6	1.7	0.55	1.23	0.64	0.64	-
Ba	9.8	23.43	16.6	450	23	22	250
Co	1.8	0.7	128	77	-	2	1
Cs	7.9	10.83	8.86	7.1	-	-	5
Ga	40.1	34.45	33	24.5	33	14	-
Hf	9.2	6.9	7.1	9.4	-	-	4
Nb	68.4	77.15	88.6	32.5	29	14	20
Rb	884.5	811.3	560.7	268	772	388	150
Sn	182.6	68	10.2	12.9	35	3	3
Sr	10.7	9.3	10.4	112.5	18	5	285
Ta	15.6	13.6	14	2.4	<5	-	-
Th	48.9	56.73	53.4	44.7	10	31	17
Tl	3.2	-	4.6	2.5	-	-	-
U	9.8	7.9	16.3	7.4	16	12	4.8
V	-	-	-	-	-	<2	20
W	17.6	33.83	705.6	422	-	9	2
Zr	103	90.55	124.3	330.5	61	92	-
Y	124.8	151.2	134	56.5	19	57	40
La	20.1	20.7	51.1	77.5	-	14	55
Ce	60.3	58.9	111.6	155.5	-	33	104
Pr	7.9	8.13	12.4	16.9	-	-	-
Nd	32.9	34.0	52.53	68.05	-	-	47
Sm	11	13.3	14.3	12.1	-	-	8
Eu	0.05	-	0.09	1.296	-	-	1.1
Gd	11.7	15.48	13.4	12.1	-	-	7.4
Tb	2.5	3.53	2.99	1.61	-	-	1.1
Dy	16.3	21.21	20.4	9.5	-	-	6.2
Ho	3.4	4.53	4.12	1.94	-	-	-
Er	10.8	13.95	13.6	5.8	-	-	-
Tm	1.97	2.42	2.51	0.82	-	-	0.69
Yb	13.67	16.49	16.3	4.8	-	-	4.3
Lu	1.97	2.21	2.36	0.74	-	-	0.68
A/CNK	1.11	1.23	1.13	1.17	1.26	1.10	-
Rb/Sr	82.6	87.2	53.91	2.38	42.9	77.6	-
K/Rb	43.4	43.7	69	154.5	53.5	97.8	-

Tabla 3: Elementos mayores (%), elementos trazas y tierras raras (ppm). Promedios: 1 granito El Salto (Fogliata y Ávila, 2004); 2 granito Ayacucho (Fogliata et al., 2005); 3 facies granular granito Los Ratones; 4 facies porfírica granito Los Ratones (Rubinstein et al., 2001); 5 granito con mineralización predominantemente de Sn St Austell, Great Britain (Manning and Hill, 1990 en Cerny et al. 2005); 6 granito con mineralización de W dominante James Creek granite (wolfram camp), Queensland, Australia (Mackenzie Solomon and Groves, 2000 en Cerny et al. 2005); 7 granito normal (Krauskopf, 1967 en Kamilli y Criss, 1996).

Table 3: Major (%), trace element and REE (ppm). Average: 1 El Salto granite (Fogliata and Ávila, 2004); 2 Ayacucho granite (Fogliata et al., 2005); 3 granular facies Los Ratones granite; 4 porphyritic facies Los Ratones granite (Rubinstein et al., 2001); 5 Sn-bearing St Austell, Great Britain granite (Manning and Hill, 1990 in Cerny et al. 2005); 6 W-bearing James Creek granite (wolfram camp), Queensland, Australia (Mackenzie Solomon and Groves, 2000 in Cerny et al. 2005); 7 normal granite (Krauskopf, 1967 en Kamilli and Criss, 1996).

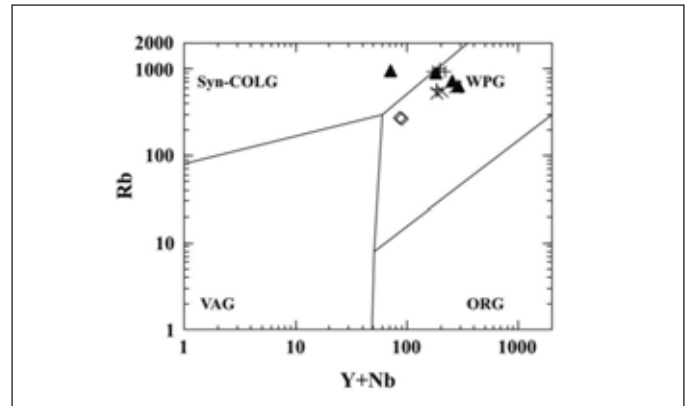


Fig. 8: Diagrama de discriminación tectónica para granitos Rb vs (Y+Nb) (Pearce et al. 1984). Syn-COLG granitos sin-colisionales, WPG granitos de intraplaca, VAG granitos de arco volcánico, ORG granitos de dorsal oceánica.

Fig. 8: The Rb vs (Y+Nb) tectonic discrimination diagram for granites (Pearce et al., 1984). Syn-COLG syn-collisional granites, WPG within-plate granites, VAG volcanic-arc granites, ORG ocean-ridge granites.

características petrográficas y geoquímicas similares y corresponden a granitos moderadamente peraluminosos, subcalinos, con altos valores de SiO₂ (con excepción de la facies porfírica del granito Los Ratones) y moderadamente enriquecidos en K. Estas rocas presentan características de granitos evolucionados y con una marcada diferenciación. Por otra parte, la facies porfírica de Los Ratones difiere geoquímicamente de aquellos, acercándose a los valores de los granitos normales.

El enriquecimiento en Sn, W, U y Rb y el empobrecimiento de Ba, Zr y Sr en los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular de Los Ratones son rasgos indicadores del potencial mineralizador de los magmas graníticos de acuerdo a los estudios realizados por diversos autores (Tischendorf 1977; Haapala y Kinnunen, 1982; Olade, 1980; Dall Agnol et al., 1994 y Scheepers, 2000). Por otra parte las relaciones U/Th obtenidas en la muestras analizadas indican que solo el granito Los Ratones es fértil (U/Th<4), especialmente la facies granular que habría sido la fuente principal del U que dio origen a la mineralización del depósito Las Termas.

En lo que respecta a las Tierras Raras los patrones de distribución de los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular de Los Ratones muestran un enriquecimiento relativo en tierras raras pesadas, similares al de los granitos evolucionados provenientes de fundidos graníticos ricos en flúor (Taylor y Fryer, 1983). El marcado empobrecimiento en Eu podría ser atribuido

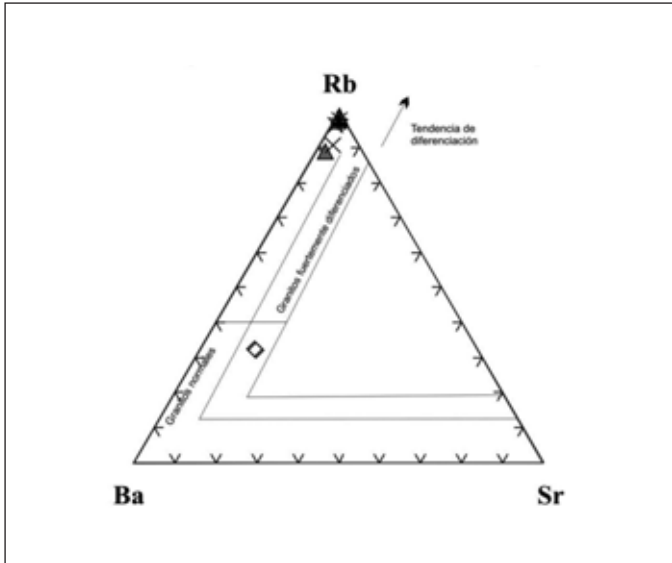


Fig. 9: Diagrama ternario modificado de El Bousely y El Sokkary (1975)
 Fig. 9: Ternary diagram modified from El Bousely and El Sokkary (1975)

al fraccionamiento de plagioclasa (Henderson, 1984). El efecto tetrada, que ha sido reconocido en las rocas graníticas de la Sierra de Fiambalá, con excepción de la facies porfírica de Los Ratones, es característico de sistemas ígneos muy evolucionados asociados con sistemas hidrotermales.

La distribución de las asociaciones de alteración en los depósitos de Sn, W y U vinculados al granito Los Ratones sugiere que el proceso hidrotermal está genéticamente relacionado con la facies granular. Dicho proceso comenzó durante la etapa tardía magmática - hidrotermal cuando la fase fluida con alta a_{Na^+} dio lugar al desarrollo restringido de un metasomatismo sódico seguido de un metasomatismo potásico generalizado producto de un cambio en las condiciones del fluido hidrotermal que pasó a tener una elevada a_{K^+} dando lugar a un proceso de alteración potásica. Durante la etapa post-magmática la ebullición, a temperaturas entre 390° a 410°C (Bengochea *et al.*, 1996), generó la separación de la fase vapor con alta a_{H^+} y a_{FH} la cual precipitó topacio. La neutralización, el enfriamiento y la condensación de las soluciones provocó el reemplazamiento de topacio por moscovita (Burt, 1981). Posteriormente, la recirculación y calentamiento de los fluidos hidrotermales dieron lugar a una segunda etapa de metasomatismo alcalino (microclinización). Finalmente, un mayor metasomatismo H^+ causado por un incremento de la partici-

pación de aguas meteóricas condujo a procesos de post-greisenización (Pirajno, 1992).

En los yacimientos de Sn y W asociados al granito El Salto los procesos hidrotermales comenzaron

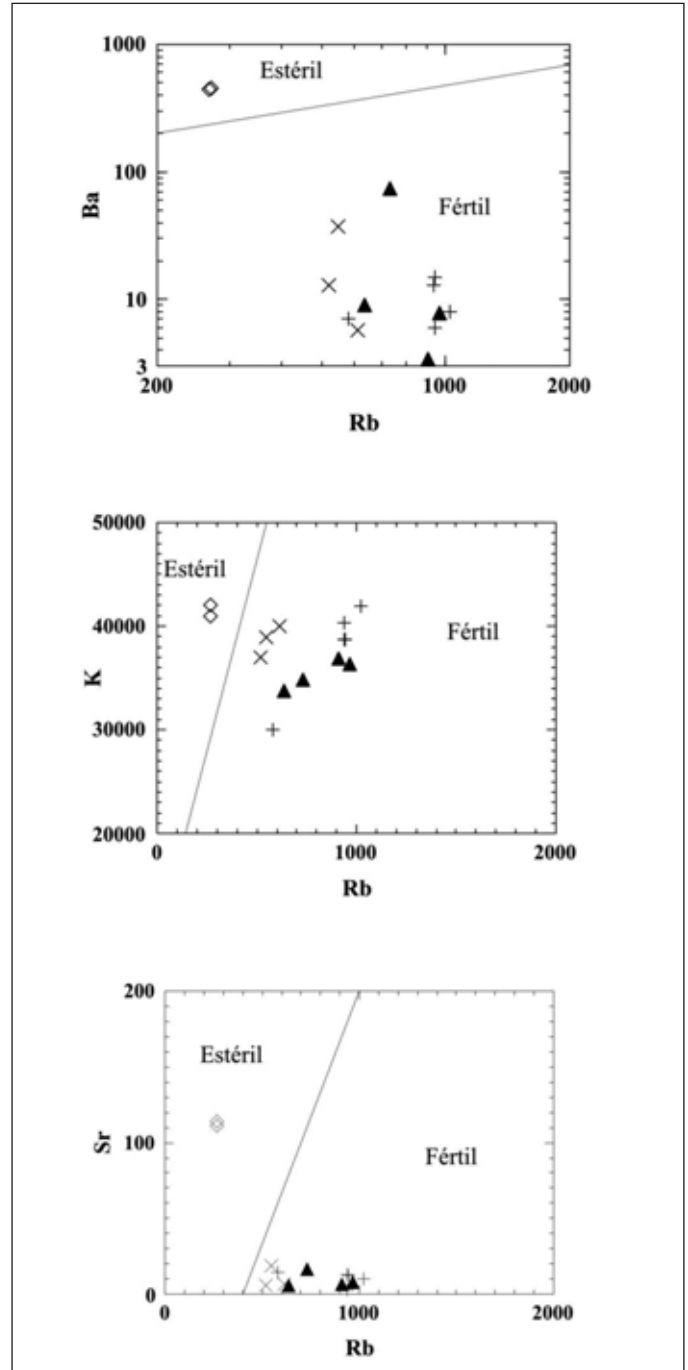


Fig. 10: Diagramas de elementos trazas indicadores de potencial mineralizador
 Fig. 10: Trace element diagrams indicators of mineralization potential

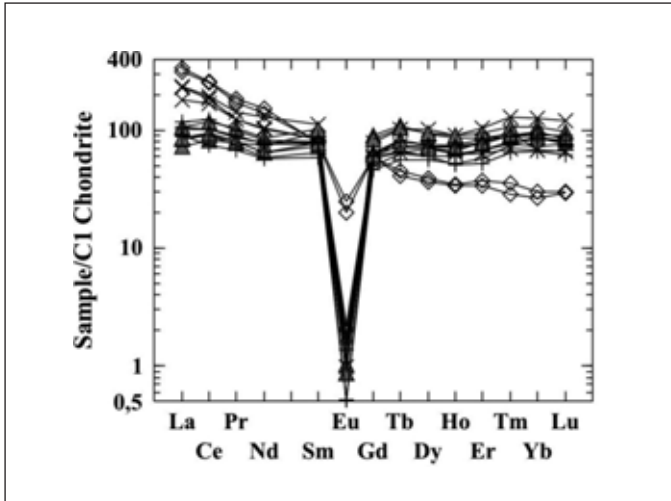


Fig. 11: Diagrama REE normalizado a condrito (Anders y Grapesse, 1989)

Fig. 11: REE diagram normalised to chondrite (Anders and Grapesse, 1989)

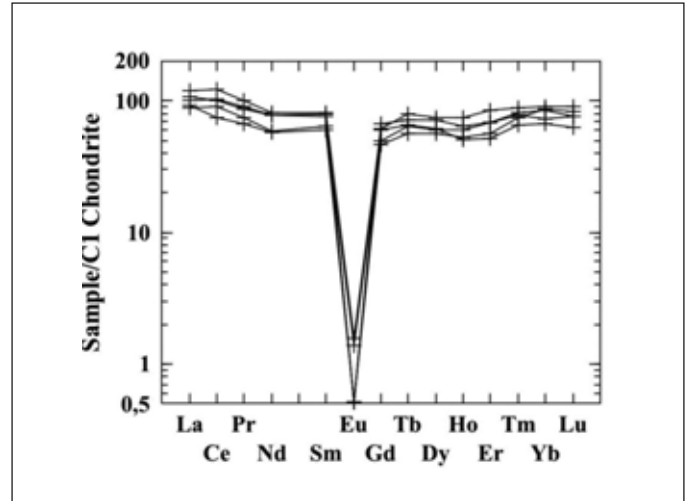


Fig. 12: Diagrama REE normalizado a condrito (Anders y Grapesse, 1989) con diseño tipo M para el granito El Salto

Fig. 12: REE diagram normalised to chondrite (Anders and Grapesse, 1989) with tetrad effect type M for El Salto granite

durante la etapa tardía magmática - hidrotermal, con una fase fluida de alta aNa^+ que produjo albitización. Durante la etapa post-magmática un incremento de aH^+ y aFH condujo a procesos de greisenización. En lo que respecta a los depósitos de W relacionados al granito Ayacucho, solo fueron reconocidos hasta el presente procesos de greisenización.

La secuencia paragenética reconocida para el depósito Las Termas (óxidos, óxidos/sulfuros, sulfu-

ros) sugiere que el progresivo descenso de la temperatura durante la evolución de los fluidos mineralizadores fue el mecanismo de control de la deposición de los minerales de mena (Cerny *et al.*, 2005).

El granito Ayacucho y la facies principal de Los Ratones tienen edades radiométricas similares (340 y 335 Ma) que permiten ubicarlos en el Carbonífero temprano, lo cual podría ser extrapolado al granito El Salto en base a los rasgos geológicos comunes.

Podemos concluir que los procesos hidrotermales involucran dos etapas principales de alteración comenzando con metasomatismo alcalino (Na y/o K) seguido por greisenización. Los depósitos de W, Sn, U y de metales básicos están espacial y genéticamente asociados con la etapa de greisenización conformando sistemas de greisen abiertos ricos en flúor.

Las edades isotópicas obtenidas para el granito Ayacucho y sus depósitos asociados confirman una edad carbonífera para este intrusivo y la estrecha relación temporal con la mineralización hidrotermal asociada lo que permite vincularla genéticamente con los intrusivos post-orogénicos fuertemente evolucionados.

Sobre la base de indicadores geoquímicos se confirma el potencial mineralizador de los granitos El Salto, Ayacucho y la facies granular del granito Los Ratones, lo cual se corresponde con la presencia de mineralización asociada a estos cuerpos.

En este sentido se define al magmatismo carbonífero post-orogénico como el principal control metalogénico de los depósitos de greisen del área estu-

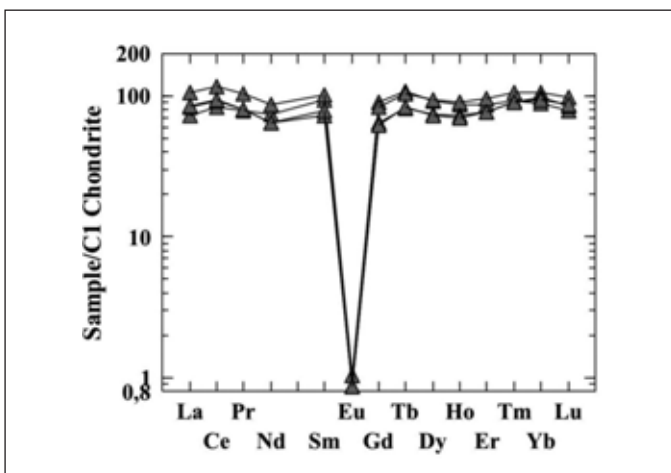


Fig. 13: Diagrama REE normalizado a condrito (Anders y Grapesse, 1989) con diseño tipo M para el granito Ayacucho

Fig. 13: REE diagram normalised to chondrite (Anders and Grapesse, 1989) with tetrad effect type M for Ayacucho granite

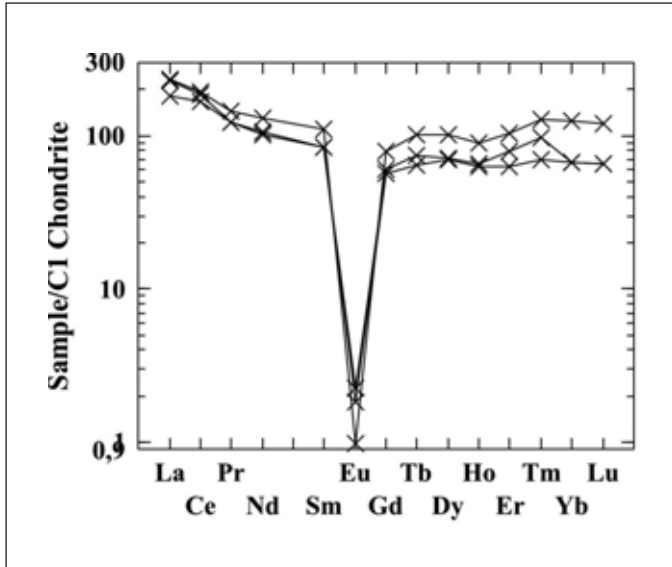


Fig. 14: Diagrama REE normalizado a condrito (Anders y Grevesse, 1989) con diseño tipo M para la facies granular del granito Los Ratones

Fig. 14: REE diagram normalised to chondrite (Anders and Grevesse, 1989) with tetrad effect type M for granular facies (Los Ratones granite)

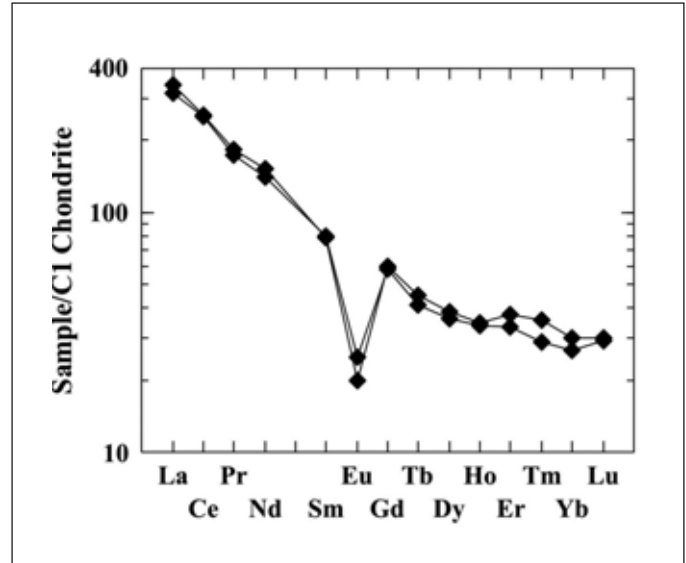


Fig. 15: Diagrama REE normalizado a condrito (Anders y Grevesse, 1989) sin efecto tetrad para la facies porfírica del granito Los Ratones

Fig. 15: REE diagram normalised to chondrite (Anders and Grevesse, 1989) without tetrad effect for porphyritic facies (Los Ratones granite)

diada, convirtiéndose en una herramienta útil en la prospección de depósitos similares en las Sierras Pampeanas Occidentales de Argentina.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Tucumán, a la Universidad de Buenos Aires, a la Fundación Miguel Lillo y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el apoyo para la realización del presente trabajo así como también a Juana Rossi de Toselli (Universidad Nacional de Tucumán, Argentina) y Concepción Fernández Leyva (Servicio Geológico de España) por sus acertadas sugerencias. Asimismo agradecemos muy especialmente a los dos revisores anónimos cuyas sugerencias y correcciones ayudaron a mejorar notablemente el manuscrito.

Referencias

Anders, E. y Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197-214.
 Arrospide, A. 1974. Petrografía, estructura y génesis de los

depósitos de greisen del sector comprendido entre las quebradas Los Arboles y Los Ratones, Sierra de Fiambalá. Informe inédito.

Arrospide, A. 1985. Las manifestaciones de greisen de la Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XL 1-2,97-113.
 Ávila, J. C. 1982. Estructura y mineralización del yacimiento de estaño Vil Achay, provincia de Catamarca, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología Argentina, Actas 2, 633-651.
 Ávila, J. C.; Rubinstein, N.; Morello, O. y Fogliata, A. S. 2008. Edad y caracterización de una mica de litio asociada a un sistema de greisen en Mina La Rosario, Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63 (1), 43-48.
 Bengochea, L., Gorustovich, S. y Mas, G. 1996. Las inclusiones fluidas en el cuarzo del granito Los Ratones, depósito Las Termas, Fiambalá, Catamarca, Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3, 237-239. Buenos Aires.
 Bengochea, L.; Mas, G., Fogliata, A., Ávila, J. y Rubinstein, N. 2005. Fluid inclusions in quartz veinlets from La Rosario Mine, Catamarca, Argentina. *Revista de la Sociedad Mineralógica Española (MACLA)* 3, 43 - 44.
 Burgos, J., Gorustovich, S. y Guidi, F. 1992. Depósito Las Termas: Modelo filoniano de uranio en metamorfitas pampeanas (Fiambalá, provincia de Catamarca) Argentina. *Actas 4° Congreso Nacional y 1° Congreso*

- Latinoamericano de Geología Económica, 1, 13-14. Córdoba.
- Burt, D. 1981. Acidity-salinity diagrams. Application to greisen and porphyry deposits. *Economic Geology*, 76, 832-843.
- Cerny, P., Blevin, P., Cuney, M. y London, D. 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 337-370.
- Dall Agnol, R., Lafon, J. M. y Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic and orogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy Petrology*, 50, 113-138.
- El Bouseily, A. M. y El Sokkary, A. A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical and Geology*, 16, 207-219.
- Fogliata, A. S. y Ávila, J. 2004. El yacimiento de estaño Vil Achay, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1), 83-90. Buenos Aires.
- Fogliata, A., Rubinstein, N., Quenardelle, S., Morello, O. y Avila, J. 2005. El stock granítico Ayacucho, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. XVI Congreso Geológico Argentino, Tomo I, 557-560, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3), 81-110. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 127, 73 p., Buenos Aires.
- Guidi, F., Burgos, J., Capuccino, S. y Maidana, J. S. 1990. Depósitos uraníferos filonianos relacionados al basamento ígneo-metamórfico del área Los Ratonés, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Actas 11^o Congreso Geológico Argentino*, 1, 319-323. San Juan.
- Grissom, G. C. 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: sierra de Fiambalá, northwestern. Stanford University, Phd Thesis. 262 pp.
- Grissom, G. C.; De Bari, S. M.; Page, S.; Page R. F. N.; Villar, L. M.; Coleman, R. G. y Viruel de Ramírez, M. 1991. The deep crust of an Early Paleozoic Arc; the Sierra Fiambalá, Northwestern Argentina. En: Harmon R. S. y Rapela C. W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper 265, pp. 189-200.
- Haapala, I. y Kinnunen, 1982. Fluid inclusion evidence on the genesis of tin deposits, in Evans, A. M. ed., *Metallization associated with acid Magmatism: Chischester, Neugebauer and Wiley*, 101-111.
- Henderson, P. 1984. Rare earth geochemistry. *Development in Geochemistry* 2, Elsevier, 510p. Amsterdam.
- Irber, W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of enveloping peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3-4, 489-508.
- Japas, M. S.; Rubinstein, N. A. y Morello, O. 2004. Control estructural del Distrito Minero Los Ratonés, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Serie D*, Publicación Especial N°7 de la Asociación Geológica Argentina pp. 58-67.
- Kamilli, R. J. y Criss, R. E. 1996. Genesis of the Sisilah Tin Deposit, Kingdom of Saudi Arabia. *Economic Geology* 91, 1414-1434.
- Maniar, P. y Piccoli, C. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bulletin of Geological Society of America* 101, 635-643.
- Masuda, A. y Ikeuchi, Y. 1978. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment *Geochemical Journal*, 13, 19-22.
- Morello, O. 1990. Estudio mineralógico sobre muestras de la manifestación Las Termas, Fiambalá, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. Informe D.E.E. N°30-90, Comisión Nacional de Energía Atómica. Inédito.
- Morello, O. y Rubinstein, N. 2000. Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3), 245-250. Buenos Aires.
- Morello, O. y Rubinstein, N. 2002. Controles de la mineralización de U del depósito Las Termas, Catamarca, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 2, 307-308. Calafate.
- Olade, M. A. 1980. Geochemical characteristics of tin bearing and tin-barren granites, Northern Nigeria. *Economic Geology* 75, 71-82.
- Page, S.; Page, R. y Viruel de Ramírez, M. 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47(4), 373-388. Buenos Aires.
- 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.
- Penk, W. 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur Kenntnis des Andinen Gebirgstypus und der Frage der Gebirgsbildung. *Der Abhandlungen der Sachsischen Akademie der Wissenschaften*, 1, 3-420. Leipzig.
- Pirajno, F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer-Verlag, 709 pp. Berlin – Heidelberg – New York.
- Quenardelle, S. y Poma, S. 2004. El granito Primavera (sierra de Fiambalá) consideraciones sobre su edad. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Tomo 1, 397-402. Río Cuarto, Córdoba.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29, 41-96. Buenos Aires.
- Rubinstein, N., Morello, O. y Burgos, J. 2001. El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (1), 91-98. Buenos Aires.
- Ruiz, C., C. Fernández Leyva y J. Locutura, 2007. Geochemistry, geochronology and mineralization potencial of the granites in the Central Iberian Zone: The Jalama batholith. *Chemie der Erde Geochemistry*. En prensa.
- Saulnier, M. y Greco, F. 1988. Estudio mineralógico de cua-

- tro muestras procedentes de la manifestación Las Termas, Los Ratones, Fiambalá, Catamarca. Informe D.E.E. n° 1-88. Comisión Nacional de Energía Atómica. Inédito.
- Sheepers, R. 2000. Granites of Saldaña mobile belt, South Africa: ratio elements and P as discriminators applied to metallogeny. *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 69-86.
- Tauson, L. V. and Kozlov, V. D. 1973. Distribution functions and ratios of trace elements, concentrations as estimates of ore bearing potencial of granites, in *Geochemical Exploration 1977*. Institute of Mining Metallurgy, London, pp 37-44.
- Taylor, R. P. and Fryer, B. J. 1983. Rare earth element litho-geochemistry of granitoid mineral deposits. *Canadian Institute of Mineralogy and Metallurgy Bulletin*, 76, 74-84.
- Tischendorf, G. 1977. Geological and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks with rare element mineralization. In: Stemprok, M., Burnol, L. and Tischendorf, G. (Eds.): *Metalization associated with acid magmatism*. Geological Survey, 2,41-96. Prague.
- Tomsic, S.G. 1979. Estudio geológico-económico del sector sur-oriental de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. Tesis de Grado. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. 81 p.
- Villar, L. M. 1970. La Faja Ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, República Argentina. Simposio sobre los resultados de Investigaciones del Manto Superior con énfasis en América Latina, 2, 399-409. Buenos Aires.
- Villar, L. M. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, III, 135-155, Buenos Aires.
- Villar, L., Godeas, M. y Segal, S. 1978. El basamento, facies anfíbolita granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2, 521-536.

Recibido: abril 2008

Revisado: diciembre 2008

Aceptado: abril 2009

Publicado: abril 2009