

GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PEGMATITA LAS CUEVAS, SAN LUIS

Viviana A. MARTÍNEZ¹ y Miguel Angel GALLISKI²

¹ Universidad Nacional de La Pampa, La Pampa. E-mail: martinezvial@hotmail.com

² IANIGLA-CCT, CONICET, Mendoza. E-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar

RESUMEN

En el presente estudio se describe e interpreta la geología, mineralogía y geoquímica de la pegmatita litífera Las Cuevas. Este yacimiento pertenece a la clase elementos raros del tipo complejo, subtipo espodumeno. Se trata de un cuerpo de forma tabular, con rumbo dominante noroeste e inclinación variable de vertical a subhorizontal. Las rocas de caja son esquistos cuarzo-micáceos y la profundidad de emplazamiento estimada varía entre los 7-12 km en el dominio de transición frágil-dúctil. El emplazamiento de la pegmatita habría sido tardiocinemático respecto al pico de metamorfismo regional Famatiniano, y habría sufrido después deformación adjudicable al tectonismo tardío de la fase Oclóyica. Los minerales identificados son: cuarzo, microclino, espodumeno, albita, muscovita, apatita, berilo, chorlo, circón, granate, columbita-(Mn), tantalita-(Mn), minerales de los grupos del pirocloro y microlita, ambligonita-montebrazita, trifilina-litiofilita, elbaíta, eucryptita, lepidolita, bismutinita, minerales opacos, piritita, huréaulita, fosfosiderita, beraunita, rockbridgeíta, stewartita, bismutita, óxidos de hierro, óxidos de manganeso y mitridatita. En esta pegmatita se observaron un total de ocho zonas de diferente composición mineral, textura y localización. Los procesos de diferenciación pegmatítica indicados por las composiciones químicas de elementos traza en feldspato potásico y muscovita son comparables y no difieren de las trayectorias conocidas en otros distritos mundiales y nacionales para estos tipos de pegmatitas, evidenciando en general un fraccionamiento lineal. Por otro lado, el análisis individual de este cuerpo muestra una diferenciación lineal donde en algunos casos existe una superposición entre las muestras. Basándose en la geoquímica de muscovita la pegmatita Las Cuevas tiene potencial interesante pero limitado en mineralización de tantalio.

Palabras clave: *Subtipo espodumen, clase elementos raros, geoquímica, mineralización Ta, distrito pegmatítico Conlara.*

ABSTRACT

Geology, Mineralogy and Geochemistry of Las Cuevas pegmatite, San Luis.

The present study deals with the description and interpretation of the geology, mineralogy and geochemistry of the Las Cuevas pegmatite, Conlara pegmatitic district, Sierra de San Luis, Argentina. This ore deposit belongs to the Rare-Element class, *REL-Li* subclass, complex type, spodumene-subtype of granitic pegmatites. It is a tabular body trending to the northwest, with dips ranging from vertical to subhorizontal. The host-rocks of the pegmatite are usually quartz-micaceous schists. The depth of emplacement was in the ductile to brittle transition domain, possibly ranging between 7 and 12 km. The intrusion of the pegmatite was forced, producing secondary folding in the host rock and enclosing metric-sized xenoliths. The emplacement took place during the Eopaleozoic, shortly after the regional metamorphic peak of the Famatinian Cycle. The pegmatite and its host-rock were deformed by the late tectonism belonging to the Oclóyic phase. Eight zones of different mineral association, texture and setting have been identified in this pegmatite. The mineralogy comprises: quartz, microcline, spodumene, albite, muscovite, apatite, beryl, schörl, zircon, garnet, columbite-(Mn), tantalite-(Mn), pyrochlore and microlite group minerals, ambligonite-montebrazite, triphylite-litiohilite, elbaite, eucryptite, lepidolite, bismuthinite, pyrite, huréaulite, phosphosiderite, beraunite, rockbridgeite, stewartite, bismutite, ferric oxides, manganese oxides, and mitridatite. The processes of pegmatitic differentiation, indicated by the chemical composition of trace elements in K-feldspar and muscovite, are comparable and do not differ from the known paths of similar world- and argentinian- pegmatites of this type showing lineal fractionation trends. Besides, the individual analysis shows a lineal differentiation, in some cases with an overprint between the samples of different zones, resulting from changes in the physico-chemical conditions of crystallization. Based on the muscovite geochemistry, Las Cuevas has an interesting but limited potential for tantalum mineralization.

Keywords: *spodumene-subtype, Rare-Element pegmatite, geochemistry, Ta-ore minerals, Conlara pegmatitic field.*

INTRODUCCIÓN

La pegmatita Las Cuevas está ubicada en la porción septentrional de la sierra de San Luis a los 65°42'25" de longitud O y 32°23'10" de latitud S en el partido de San Martín, departamento San Martín, provincia de San Luis (Fig. 1). Los estudios de este yacimiento se inician con Crespo (1960), quien realiza un informe preliminar. Posteriormente, Herrera (1963) y Angelelli y Rinaldi (1966) describen la estructura interna y mineralogía. Lorefice y Sabio (1975) dan valores de reservas, posibilidades de producción y leyes en Li. Angelelli (1984) actualiza el conocimiento de este yacimiento. Daziano y Karlsson (1990) publicaron la descripción de "damourita", una variedad textural de muscovita, y Daziano *et al.* (1993) describieron manifestaciones uraníferas. Sosa (1992) hace referencia al mismo como yacimiento de Nb y Ta mencionando algunas características generales. Galliski (1994a) tipifica a esta pegmatita como de la clase elementos raros, subtipo espodumeno. Galliski y Linares (1999) obtuvieron una datación K-Ar sobre muscovita de 510 ± 26 Ma. En este trabajo se describirá detalladamente esta pegmatita considerada como uno de los mejores ejemplos de yacimientos de Ta, Li (\pm Be, Rb) y minerales cerámicos de mediano tamaño de las Sierras Pampeanas.

GEOLOGÍA DEL BASAMENTO

Los elementos geológicos que participan de la constitución litológica del área corresponden al Complejo Metamórfico Conlara de edad neoproterozoica tardíacámblica temprana (Sims *et al.* 1997) y se trata de esquistos cuarzo-micáceos y en menor proporción gneises intruidos por cuerpos graníticos menores y filones pegmatíticos de posible edad ordovícica. A mayor distancia de la pegmatita se encuentran afloramientos de granitos postorogénicos pertenecientes al NE del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas. El contacto entre la pegmatita y el esquis-

to es neto y concordante. Es común observar venas o cuerpos pegmatíticos, paralelos y posiblemente cogenéticos con el cuerpo principal que son concordantes con la estructura, los cuales se sitúan en el contacto inmediato.

Los efectos de alteración en el contacto pegmatita-esquisto, como consecuencia de la intrusión de este cuerpo, están representados por una turmalinización del esquisto en un espesor que supera los 30 cm.

GEOLOGÍA DE LA PEGMATITA

El cuerpo principal de la pegmatita Las Cuevas es de forma tabular, se encuentra plegado y aflora en una extensión de 400 m, con un desnivel de 70 m y tiene una potencia de 10 m en el sector sur prolongándose en esta dirección en una serie de apófisis. En el extremo norte presenta un rumbo meridiano y buzamiento 31° O, hacia el sur el rumbo es N 10° O y el buzamiento varía entre 82° y 44° al O (Fig. 2). En 1995 el yacimiento constaba de siete labores a cielo abierto (denominadas A, B, C, D, E, F y G en la Fig. 2) de una longitud, profundidad y ancho máximo de 35, 10 y 15 m respectivamente, y una serie de destapes menores. Además, labores subterráneas conexas fueron abiertas en el extremo norte de la pegmatita y están constituidas por un amplio socavón y galerías que llevan a los frentes de explotación. La longitud máxima de la galería principal no pudo ser obtenida como consecuencia de encontrarse inundada en el momento del estudio. Sin embargo, su recorrido parece superar los 50 m en dirección sur.

El emplazamiento de la pegmatita habría sido aproximadamente tardíocinemático respecto al metamorfismo regional que afecta el Complejo Metamórfico Conlara, y posteriormente sufrió una deformación atribuible a la fase Oclóyica. La profundidad de cristalización puede estimarse en función del rango conocido para este tipo de pegmatitas (Černý y Ercit 2005), comprendido entre 250 y 450 Kb aproximadamente. La presencia exclusiva de es-

podumeno, que es el polimorfo del aluminio silicato de Li estable a mayores presiones que petalita (London y Burt 1982 a), estaría significando unas condiciones ubicadas en la parte superior de ese rango, a profundidades que estarían acotadas estimativamente entre los 7-12 km en el dominio frágil-dúctil (Brisbin 1986). El emplazamiento habría sido forzado con evidencias tales como pliegues de arrastre y la presencia de xenolitos de la caja en la pegmatita.

Estructura interna

Un total de ocho zonas de diferente composición mineral, textura y localización fueron reconocidas en este cuerpo y se encuentran resumidas en el cuadro 1.

Zona de borde: Se presenta en la base de la pegmatita en la labor A, con un espesor variable entre los 3 y 10 cm y granometría fina que aumenta progresivamente a medida que se aleja del contacto pegmatita-esquisto. El contacto con la zona de albita sacaroidal es neto. Está constituida esencialmente por cuarzo (70 %), muscovita (30 %) y plagioclasa subordinada. Entre los minerales accesorios se encuentran apatita, granate, turmalina y óxidos de hierro secundarios. Presenta textura granular hipidiomórfica (Fig. 3a). Este tipo de zona de borde también se presenta en la labor D donde existen algunas diferencias como la presencia de remanentes de microclino y mayor porcentaje en albita.

La zona de borde situada en el techo de la pegmatita en la labor A, es de grano fino y su espesor oscila entre 5 mm y 5 cm. El contacto con la zona externa es transicional y está constituida por cuarzo (80 %), muscovita (15 %) y albita (5 %), como minerales accesorios se encuentra granate y apatita (Fig. 3b).

Zona externa: Se encuentra en el techo de la labor A (Fig. 3b), su espesor varía entre los 5 y 30 cm y el tamaño de grano es de fino a medio. El pasaje a la zona siguiente es transicional. Está constituida por albita (80 %), muscovita (15 %) y cuarzo (3 %). Los minerales accesorios son granate, apatita, columbita, algunos mi-

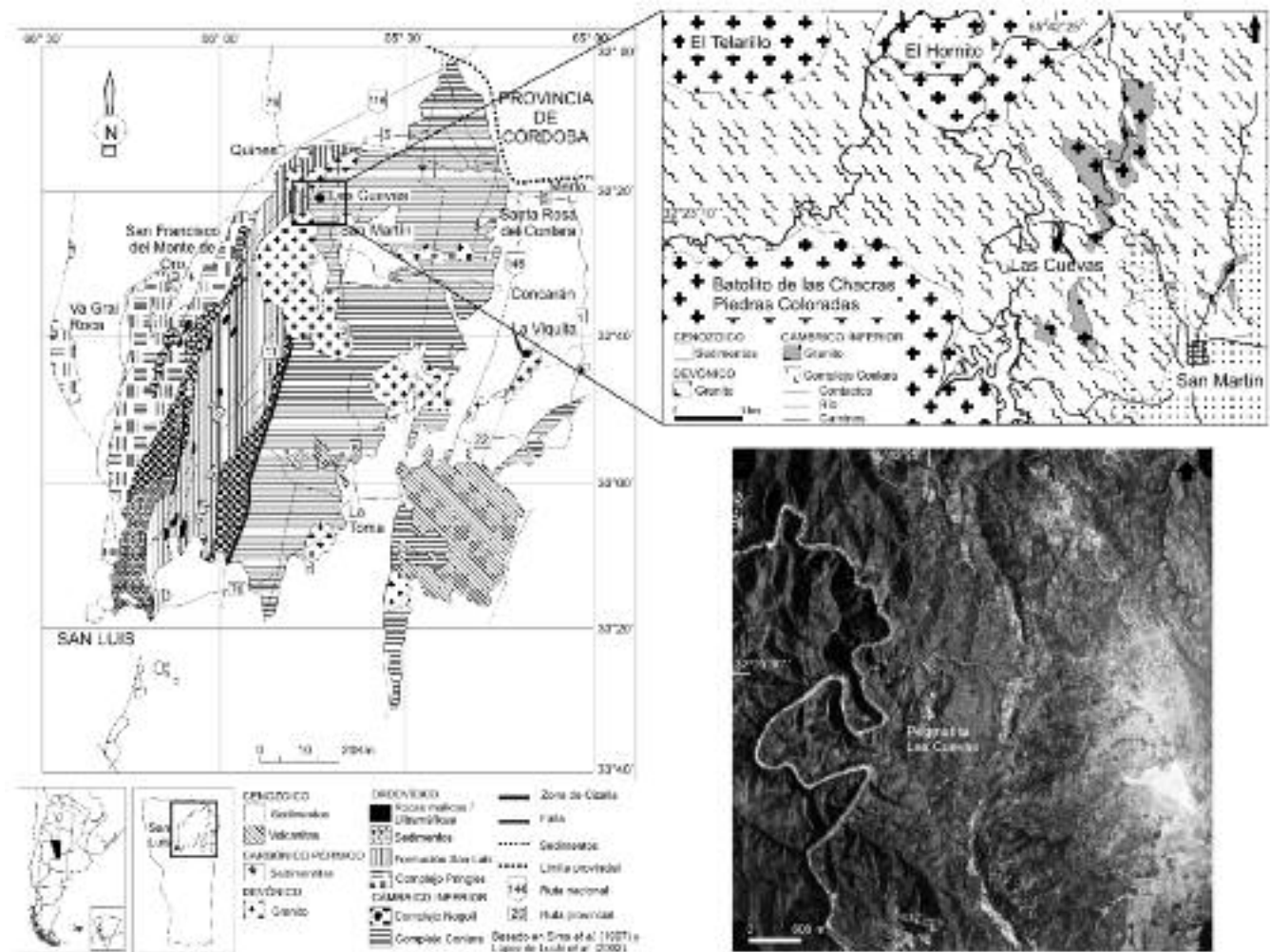


Figura 1: Mapa geológico regional.

nerales opacos no determinados y óxidos de hierro secundarios. En la labor E la zona externa presenta un bandeamiento el cual indica que el proceso de emplazamiento del fundido posiblemente ha sido con inyección polipulsatoria en una cámara semicerrada.

Zona de albita sacaroidal: Se encuentra ubicada en el yacimiento de la labor A. El espesor máximo alcanza los 25 cm. El tamaño de grano es muy fino y el pasaje a la zona siguiente es transicional. Consiste esencialmente de albita (90 %), cuarzo (10 %), con muscovita subordinada y los minerales accesorios son granate, apatita y minerales opacos; presenta textura aplítica formada por un agregado anhedral de albita-cuarzo con concentraciones de granate en horizontes planos o curvos bien definidos (Fig. 3a).

Zona de albita-cuarzo: Se ubica entre una unidad de muscovita y la zona de albita sacaroidal en la base de la pegmatita en la cantera A. Su espesor es de hasta 40 cm y el tamaño de grano es mediano a grueso. El contacto con la unidad de reemplazo es transicional. Consiste esencialmente de albita (90 % - 60 %) y cuarzo (10 % - 40 %). Los minerales accesorios están constituidos por minerales opacos, turmalina, berilo, granate, apatita y muscovita.

Zona de muscovita: Se presenta en el contacto con la zona externa que está ubicada en el techo de la pegmatita en la cantera A. El espesor alcanza 70 cm, es de grano grueso a muy grueso y el pasaje a la zona siguiente es neto. Está constituida por muscovita (90 %), albita (5 % - 10 %) y cuarzo (menos del 5 %). Los mine-

rales accesorios son turmalina, apatita, granate y minerales opacos (Fig. 3c).

Zona intermedia externa: Fue observada en las labores A, D, E, F, G y H y está constituida por cuarzo (60 %), microclino (40 %), albita, muscovita y espodumeno subordinado, el tamaño de grano es muy grueso. Entre los minerales accesorios se encuentran berilo, nódulos de fosfatos, apatita, elbaíta, ambligonita-montebrazita, mitridatita y óxidos de hierro y de manganeso.

Zona intermedia interna: Está constituida por microclino (50 %), cuarzo (40 %) y espodumeno (10 %) con muscovita subordinada. Los minerales accesorios son apatita, granate, minerales opacos, óxidos de hierro y de manganeso secundarios, mitridatita y fosfatos (nódulos). Como mineral de reemplazo se encuentra albita. El

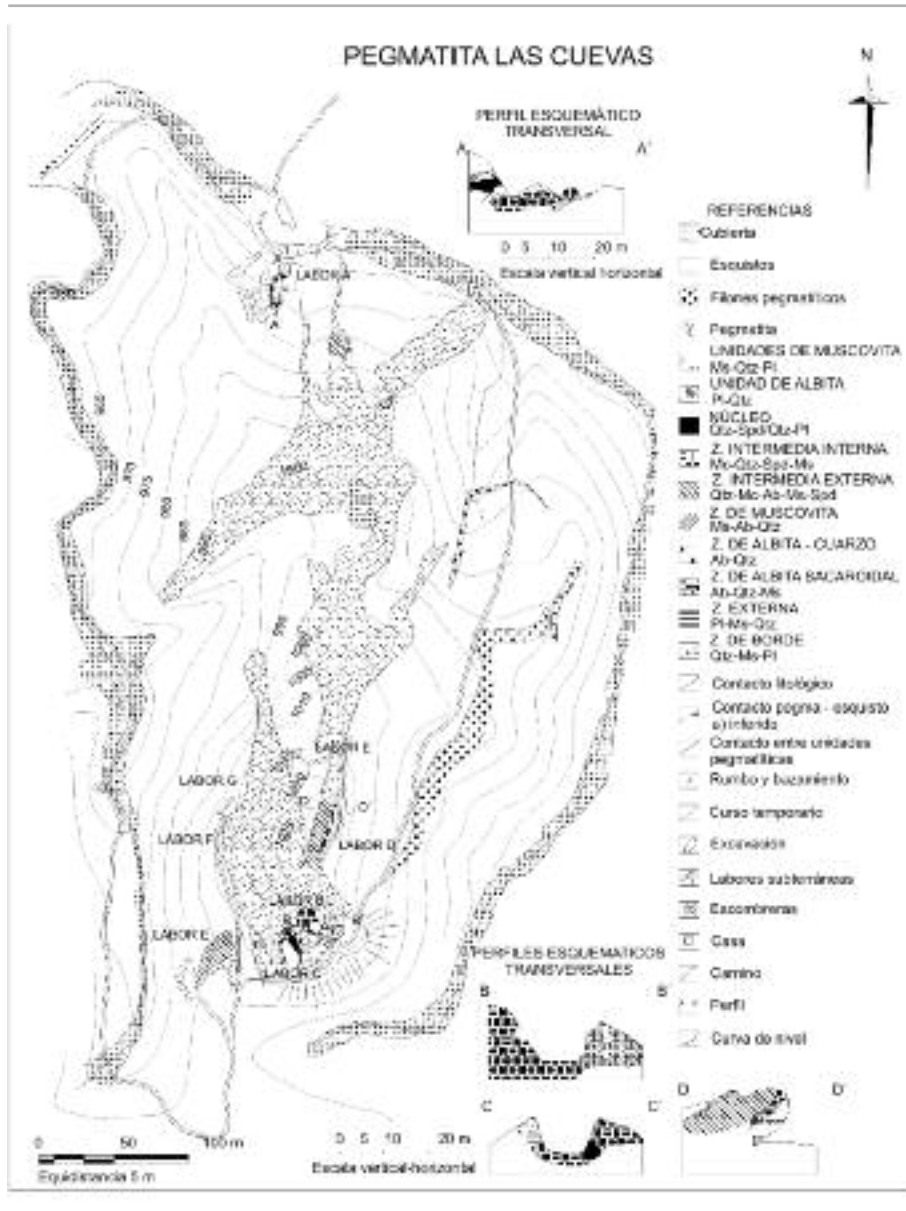


Figura 2: Mapa geológico de la pegmatita Las Cuevas.

tamaño de grano es grueso a muy grueso y en ella se encuentran unidades de muscovita de grano fino y asociaciones de reemplazo de Ms-Qtz-Ab-Tur (símbolos según Kretz 1983). Dentro de la zona intermedia interna existen variaciones locales en los constituyentes encontrándose una zona que está constituida por cuarzo (60 % - 70 %), espodumeno (40 % - 30 %), muscovita subordinada y albita como fase de reemplazo. Entre los minerales accesorios se encuentran óxidos de manganeso secundarios. El tamaño de grano es grueso y la textura granular. Otra va-

riación observada en la labor B y D está constituida por microclino (40 %), espodumeno (30 %), cuarzo (20 %), albita (10 %) y muscovita subordinada. Se observó muscovita litífera (*lepidolita s.l.*) de color rosado, subhedral y de grano fino reemplazando localizadamente a espodumeno en paquetes dispersos. La textura es granular (Fig. 3d).

Núcleo: Fue observado en las labores A y C. En la labor A, el tamaño de grano es muy grueso y está constituido por cuarzo (99 %) y albita (1 %). El espesor es de hasta 1,5 m y el contacto con la zona si-

guiente es neto (Fig. 3c). En la labor C, el núcleo se presenta de grano es muy grueso y está constituido por cuarzo (90 % - 85 %) y espodumeno (10 % - 15 %).

Unidades de albita sacaroidal: Fueron observadas en las labores B, C y D. Están constituidas por albita (95 %) y cuarzo (menos del 5 %). Los minerales accesorios son apatita, granate y minerales opacos. Estos cuerpos forman unidades de gran tamaño, de grano fino y textura sacaroidal. Esta unidad es a su vez reemplazada por una asociación de Ms-Qtz-Ab-Tur-Grt-Ap de grano medio, que presenta, en contacto con la unidad de reemplazo, un borde de albita de hábito laminar radial perpendicular a este contacto. La unidad se presenta altamente teñida por óxidos de hierro y de manganeso y es atravesada por venas de cuarzo de hasta 5 mm de espesor o por venas de minerales opacos.

Unidades de muscovita: Observada en las zonas intermedias de las labores A y B, están constituidas por muscovita (94 % - 74 %), albita (5 % - 35 %) y cuarzo (menos del 1 %). Los minerales accesorios son turmalina, granate, columbita, minerales opacos y minerales de bismuto. Estos accesorios se encuentran en las unidades que están ubicadas cerca del contacto con la base en la cantera A, donde el tamaño de grano es medio. Corresponden a eventos póstumos de cristalización pegmatítica.

Unidades de relleno: Se distinguen dos tipos: a) Constituidas por cuarzo, levemente ahumado, que cristaliza formando drusas cubiertas por cristales centimétricos. Puede presentarse asociado con minerales opacos. El espesor de estas unidades es de hasta 5 cm. b) Constituidas por minerales opacos reemplazados por hematita, la cual presenta un gran poder de tinción.

GEOQUÍMICA

Los indicadores geoquímicos cuantitativos han sido utilizados en el estudio de pegmatitas para determinar la evolución interna de cada una de ellas (Shearer *et al.* 1985, Walker *et al.* 1986, Abad Ortega *et*

CUADRO 1: Esquema de la zonación presente en la pegmatita Las Cuevas.

Zonas	Minerales esenciales	Accesorios	Características texturales	Elementos geoquímicamente importantes
Zona de borde	Qtz+Ms+Pl	Ap-Grt-Tur- Óxidos de Fe	Grano muy fino. Textura granular hipidiomórfica.	K, Ca, B, P, Fe.
Zona externa	Pl+Ms+Qtz	Grt- Ap-Ftn-Min. opacos- Óxidos de Fe	Grano muy fino a medio. Textura granular hipidiomórfica.	K, Nb, Ta, P, Fe.
Zona de albita sacaroidal	Ab+Qtz+Ms	Grt-Ap-Tur-Min. opacos- Óxidos de Fe- Óxidos de Mn	Grano muy fino. Textura granular hipidiomórfica.	K, Nb, Ta, P, Fe.
Zona de albita-cuarzo	Ab+Qtz	Ms-Tur-Brl-Ap-Grt-Min. opacos	Grano muy fino. Textura granular.	K, Na, Be, Fe, B.
Zona de muscovita	Ms+Ab+Qtz	Ap-Grt-Tur-Min. opacos	Grano grueso a muy grueso. Textura porfiroide.	K, Na, B, P, Fe, Mn.
Zona intermedia externa	Qtz+Mc+Ab+Ms+Spd	Brl-Tur-Ap-Mbs-fosfatos- Óxidos de Fe- Óxidos de Mn-mitridatita	Grano grueso a muy grueso. Textura granular.	Li, K, Na, B, P, Fe.
Zona intermedia interna	Mc+Qtz+Spd+ Ms	Ap-Grt-Min. opacos-fosfatos-Óxidos de Fe-Óxidos de Mn-mitridatita	Grano grueso a muy grueso. Textura granular.	Li, K, Na, B, P, Fe.
Núcleo	Qtz+Spd / Qtz+Pl	Ms-Bmt	Grano grueso a muy grueso. Textura granular.	Li, K, Na, P, Fe.

Referencias: Ap = apatita, Grt = granate, Tur = turmalina, Brl = berilo, Ab = albita, Ms = muscovita, Qtz = cuarzo, Pl = plagioclasa, Mc = microclino, Spd = espodumeno, Mbs = amblygonita-montebrazita, Ftn = minerales del grupo de la columbita - tantalita, Bmt = minerales de bismuto, min. opacos = minerales opacos, óxidos de Fe = óxidos de hierro, óxidos de Mn = óxidos de manganeso. Símbolos según Kretz (1983).

al. 1993 y Černý *et al.* 1984), como guía para la exploración (Möller y Morteani 1987, Smeds 1992) y para la determinación de las tendencias de fraccionamiento en poblaciones cogenéticas o bien para su tipificación en el contexto de las clasificaciones actuales (Černý 1989 y Truman y Černý 1982).

En este estudio se analizaron minerales en cuya composición intervienen elementos (K, P, Rb, Sr, Ba, Cs, Ga, Nb, Ta) que varían con el proceso de diferenciación y son indicadores de evolución interna, tipología y/o potencial económico. Los minerales seleccionados por su abundancia y sensibilidad a las variaciones composicionales son feldespato potásico y muscovita.

Para los feldespatos se muestrearon los provenientes de casi todas las zonas y aquellos desarrollados en grandes megacristales, con el objeto doble de observar el fraccionamiento interno y de enmarcar la pegmatita en un contexto general. La mayor cantidad de muestras se tomaron en aquellos feldespatos de grano grueso, muy frescos y poco reemplazados. En el caso de las muscovitas fue más difícil porque en algunas zonas eran escasas o podían no ser primarias, caso en el cual se desechaban excepto las correspondientes a grandes unidades de muscovita.

La técnica de análisis fue por fluorescencia de rayos X y la metodología fue descrita por Perino *et al.* (1994). Los límites de detección correspondientes son en ppm: K = 8, P = 7, Rb = 5, Cs = 6, Sr = 8, Ba = 5, Ga = 4, Nb = 15 y Ta = 6. Se procesaron un total de dieciocho muestras de feldespatos potásicos de las zonas intermedia externa e intermedia interna, y nueve muestras de muscovita de las zonas intermedias, de borde y externa; los datos analíticos se encuentran sintetizados en los cuadros 2 y 3 y graficados en las figuras 4 y 5.

Los rangos de K₂O están comprendidos entre 11,95 y 16,7 % para el feldespato potásico y 8,82 y 11,49 % para la muscovita. El rubidio varía de 872 a 4265 ppm en feldespatos y 1020 a 4785 ppm en muscovita. El cesio varía de menos del límite de detección a 2365 ppm en feldespatos y menos del límite a 788 ppm en muscovita. El estroncio de 17 a 148 en feldespatos y menos del límite a 34 en muscovita. El bario varía de 24 a 133 ppm en feldespatos y de 11 a 34 ppm en muscovita. El galio en menos del límite de detección en feldespatos y 59 a 133 ppm en muscovita. El P₂O₅ de 0,02 a 0,29 % en feldespatos y menos del límite a 0,04 % en muscovita. El niobio varía de menos del límite en feldespatos y de 60 a 361

ppm en muscovita. Por último, para el tantalio en feldespatos y muscovitas los valores están por debajo del límite de detección.

La selección de los gráficos se basó en el análisis que fue hecho por Galliski *et al.* (1997). Los diagramas de feldespatos potásicos evidencian en general una tendencia al fraccionamiento lineal de las muestras de la zona intermedia externa (ZIE), en tanto que la disposición de las muestras de la zona intermedia interna (ZII) es aleatoria y forman en general nubes de puntos. También hay una clara superposición de muestras en ambas zonas aunque siempre manteniendo en líneas generales una secuencia lógica de mayor diferenciación en la unidad más interna (Fig. 4).

Para las muscovitas los diagramas K/Rb-Cs, K/Rb-Ba, Ta-Cs y K/Rb-K/Cs muestran una tendencia al fraccionamiento lineal. En los gráficos de Ta todas las muestras caen por debajo del umbral de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) lo cual indica que esta pegmatita no estaría particularmente enriquecida en minerales del grupo de la columbita-tantalita aunque se conozcan concentraciones comerciales significativas de tantalita (Fig. 5). Morteani *et al.* (1995) analizaron una muestra de la pegmatita Las Cuevas cuyos resultados

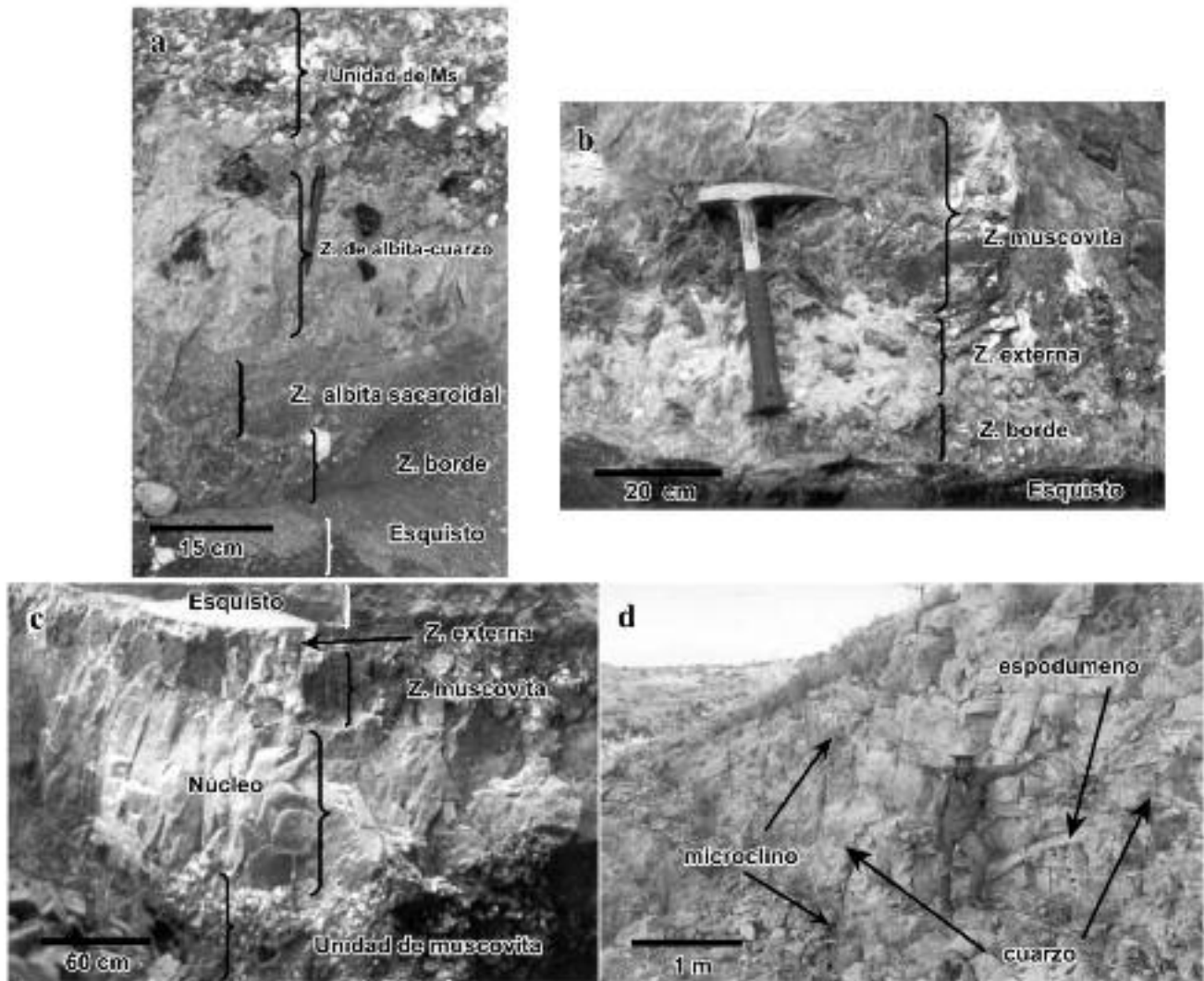


Figura 3: a) base de la pegmatita en labor A. A partir del contacto con el esquisto se observan las siguientes unidades: zona de borde, zona de albita sacaroidal, zona de albita-cuarzo y unidad de muscovita; b) techo de la pegmatita en labor A. Se observan las siguientes unidades a partir del contacto con el esquisto: zona de borde, zona externa, zona de muscovita y núcleo; c) labor A. Se presentan las siguientes unidades: zona de borde, zona externa, zona de muscovita, núcleo y unidad de muscovita. Además, se observa parte de una vena pegmatítica paralela al contacto; d) labor C. Se observa la zona intermedia interna con cristales prismáticos tabulares de espodumeno, cuarzo en masas irregulares y microclino teñido por óxidos de hierro.

no difieren de los resultados obtenidos en este estudio. El contenido en tantalio en micas primarias refleja la concentración de tantalio global de los sistemas desde los cuales la mica cristalizó. Para una evaluación geoquímica del potencial de mineralización se utilizará el diagrama Ta versus Cs de muscovita recomendado por los autores como la principal herramienta para tal fin (Möller y Morteani 1987).

Las tendencias de fraccionamiento evidenciadas por los diagramas no difieren de las trayectorias conocidas en otros distritos como los de la sierra de Albarrana,

España (Abad-Ortega *et al.* 1993); o bien, de pegmatitas como las de Black Hills (Walker *et al.* 1986). Al igual que la pegmatita de Věžná, Checoslovaquia (Černý *et al.* 1984), la mayoría de los elementos trazas siguen los trenes de fraccionamiento esperados.

Si consideramos los feldespatos potásicos de las zonas intermedias en los diagramas K/Rb-Cs y K/Cs-Rb y se comparan con los de Galliski *et al.* (1997), en los cuales los diagramas mostraron que la trayectoria de fraccionamiento definida por pegmatitas de distinto grado de evolución geoquímica, puede segmentarse dando

origen a sectores que individualizan pegmatitas con diferentes mineralizaciones y clásicamente conocidas como de diferentes tipos, por ejemplo: tipo berilo, espodumeno o albita (campos 2, 3 y 4); las muestras correspondientes a la pegmatita Las Cuevas está incluida en el segmento correspondiente a Li, Be, (Ta) (campo 2). En el trabajo de Technostone (1990) se analizaron muestras de la pegmatita Las Cuevas donde los elementos factibles de comparar tanto en feldespato potásico como en muscovita son: rubidio, tantalio, estroncio, niobio, cesio y potasio. La mayoría de los valores son similares a excep-

CUADRO 2: Análisis químicos de feldespatos potásicos.

Muestra	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Cs	Ba	Ga	Nb	Ta
FkLC57 ZII	16,7	0,02	1233	24	2365	24	vest	vest	vest
FkLC53 ZII	13,11	0,02	2888	37	544	45	vest	vest	vest
FkLC54 ZII	14,19	0,22	1730	72	69	86	vest	vest	vest
FkLC90 ZII	13,78	0,2	4265	57	332	44	vest	vest	vest
FkLC46 ZII	13,62	0,19	2215	73	262	133	vest	vest	vest
FkLC71 ZII	15,79	0,29	2988	148	249	89	vest	vest	vest
FkLC60 ZII	15,87	0,24	4576	50	1668	37	vest	vest	vest
FkLC ZII	15,3	0,23	3059	50	233	61	vest	vest	vest
FkLC61 ZII	15,68	0,24	2515	17	117	62	vest	vest	vest
FkLC91 ZIE	13,79	0,16	878	49	81	65	vest	vest	vest
FkLC95 ZIE	13,04	0,2	1121	26	31	61	vest.	vest.	vest.
FkLC40 ZIE	13,87	0,18	1560	34	569	45	vest	vest	vest
FkLC4 ZIE	15,52	0,27	2313	39	288	90	vest	vest	vest
FkLC41 ZIE	12,25	0,18	1214	38	474	39	vest	vest	vest
FkLC8 ZIE	13,76	0,26	1076	51	vest	63	vest	vest	vest
FkLC94 ZIE	11,95	0,2	960	48	vest	58	vest	vest	vest
FkLC96 ZIE	12,19	0,18	872	35	26	32	vest	vest	vest
FkLC42 ZIE	14,36	0,2	1249	22	73	90	vest	vest	vest

Óxidos en %p, elementos en ppm. Referencias: ZIE = zona intermedia externa, ZII = zona intermedia interna.

CUADRO 3: Análisis químicos de muscovitas.

Muestra	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Cs	Ba	Ga	Nb	Ta
MULC35 ZB	9,48	0,04	1020	9	vest.	24	59	96	vest
MULC1 ZB	11,49	0,02	1076	vest	vest.	34	87	139	vest
MULC4 ZE	11,34	0,02	1026	vest	vest.	25	94	96	vest
MULC4 ZM	11,32	vest	1447	30	vest.	31	97	157	vest
MULC65 ZIE	11,38	0,03	31781	vest	184	11	123	185	vest
MULC2 ZIE	8,97	0,03	2469	25	86	13	98	263	vest
MULC45 ZIE	11,19	0,03	2023	9	187	27	117	145	vest
MULC50 ZIE	8,82	0,04	2335	34	158	14	89	361	vest
MULC19 ZII	11,06	0,03	4785	19	788	13	133	60	vest

Óxidos en %p, elementos en ppm. Referencias: ZB = zona de borde, ZE = zona externa, ZM = zona de muscovita, ZIE = zona intermedia externa, ZII = zona intermedia interna.

ción del tantalio. En las muscovitas los valores de niobio y rubidio son idénticos.

MINERALOGÍA

Las pegmatitas de elementos raros se caracterizan por presentar una interesante variedad de minerales especialmente conteniendo metales raros. La pegmatita objeto de este estudio, presenta una gran variedad mineralógica.

Cuarzo

Participa en todas las unidades de la pegmatita y es el principal constituyente. El tamaño de grano oscila de fino a muy grueso, el hábito es macizo y el brillo es vítreo a graso. El color varía de blanco le-

choso a gris o incoloro; y algunos especímenes se presentan de color ahumado. Volumétricamente representa entre el 25 y el 40 % de la masa mineral. En cuanto a la presencia de formas cristalográficas, éstas solo constituyen menos del 0,1 % y están formadas por prismas m {10-10} terminados por dos romboedros combinados: α {01-11} y r {10-11} que producen el efecto aparente de bipirámide hexagonal, truncada en la base. En Las Cuevas los cristales idiomorfos se presentan como rellenos de fisuras o formando drusas. El cuarzo puede disponerse elongado, perpendicular a los contactos con la roca de caja. En las muestras observadas al microscopio, se presenta fracturado, con extinción ondulosa y trenes de inclu-

siones fluidas. Incluye restos de plagioclasa anhedral y rutilo de hábito acicular.

Microclino

Está presente fundamentalmente en las zonas intermedias. Los cristales son anhedrales a subhedrales con formas cristalográficas indefinidas, el hábito es columnar o equidimensional y la granometría es generalmente fina a muy gruesa con individuos que llegan a superar el metro de largo. Se presenta reemplazado en partes por una asociación de Ms-Qtz-Ab-Tur-Brl-Ap, por un agregado de albita de textura sacaroide o por Ms+Qtz+Ab. Se altera a muscovita y caolinita; la primera puede encontrarse diseminada o constituyendo agregados, en tanto que la segunda en general se presenta en superficies de clivaje. Incluye a minerales opacos que provocan su tinción de un color rojizo. A veces se encuentra fisurado y atravesado por venillas de cuarzo y minerales opacos. Al microscopio presenta maclado polisintético y desmezclas peritéticas de albita en forma de llama. Para establecer adecuadamente el tipo de feldespato potásico presente y lograr un panorama de su índice de triclinicidad, se realizó un diagrama de difracción de rayos X de una muestra tomada en la zona intermedia. Según los métodos de Goldsmith y Laves (1954) ($\Delta_1 = 0,890$) y Mc Gregor y Ferguson (1989) ($\Delta_2 = 0,909$) el feldespato tiene una estructura altamente ordenada con simetría triclinica y con un estado estructural correspondiente a microclino máximo. Un alto grado de ordenamiento sugiere condiciones de enfriamiento lento (Shmakin 1979).

Espodumeno

El espodumeno participa en las zonas intermedias y el núcleo en cristales tabulares con disposición aleatoria, de grano generalmente mediano a muy grueso que excepcionalmente alcanzan hasta 5 m de largo. La morfología y el hábito son constantes presentando las formas a {100} y m {110}, asimismo los cristales son elongados según [001], dirección en la cual presentan estrías. Las caras cristalinas son

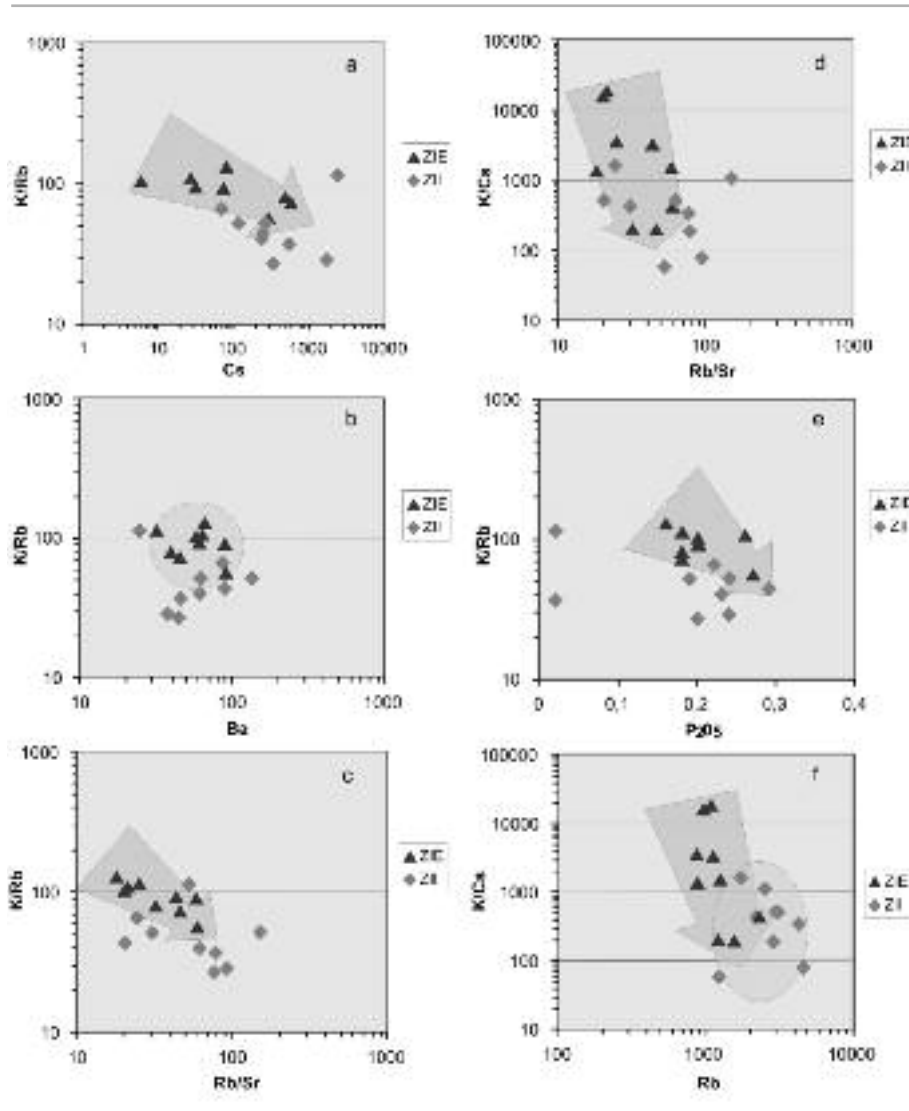


Figura 4: Diagramas de variación en feldespatos potásicos: a) K/Rb vs. Cs; b) K/Rb vs. Ba; c) K/Rb vs. Rb/Sr; d) K/Cs vs. Rb/Sr; e) K/Rb vs. P_2O_5 ; f) K/Cs vs. Rb. Simbología: ZIE = zona intermedia externa, ZII = zona intermedia interna. Las flechas indican la tendencia del fraccionamiento lineal, y los círculos y ovalos, nubes de puntos.

rugosas y los extremos basales terminan en truncaduras. Con cierta frecuencia los cristales se presentan flexurados y maclados con (100) como plano. El clivaje es prismático B {110} y algunos individuos tienen partición {100}. Los cristales ocasionalmente incluyen granate en granos menores a 2 mm en los sectores más externos. Generalmente los cristales de espodumeno presentan diferentes tipos y grados de alteración que permiten diferenciar especímenes: a) de color blanco a blanco verdoso con guías milimétricas formadas por fibras perpendiculares a las caras prismáticas y muy exfoliables, y b)

de color gris verdoso, muy tenaces y con venillas que lo atraviesan. Al microscopio estas venillas presentan las siguientes diferencias: en a) están constituidas por un agregado de Ab+Ms denominado cimantolita, en tanto que en b) las guías son de un agregado de albita más eucryptita (Ab+Ecr). Esta última asociación se verificó mediante un diagrama de rayos X del conjunto que coincide con una mezcla de Sp+Ab+Ecr. La alteración metasomática del espodumeno, que se produce a lo largo del clivaje, fracturas y bordes, es el resultado de reacciones subsolidus con fluidos pegmatíticos acuosos residuales, don-

de cada paragénesis resultante es interpretada como indicadora de cambios sistemáticos en la geoquímica de los fluidos postmagmáticos. Esta secuencia está presente en la pegmatita Las Cuevas y de acuerdo con London y Burt (1982a, b) es: espodumeno \rightarrow eucryptita+albita \rightarrow muscovita+albita \rightarrow muscovita. La secuencia implica que el reemplazo inicial involucra metasomatismo en un ambiente alcalino evidenciado por la albitización y posteriormente un metasomatismo relativamente ácido que produce la alteración a micas. Estos reemplazos ocurren también en otras pegmatitas e indican que el tipo de alteración del espodumeno es común en pegmatitas de litio zonadas especialmente en aquellas que contienen asociaciones de clevelandita o clevelandita + mica cercanas a las zonas enriquecidas con espodumeno (London y Burt 1982a, b). Diferente de estos episodios generalizados, es el proceso localizado en la labor G, donde cristales tardíos de espodumeno sufren reemplazos de muscovita litífera rosada (lepidolita) en los planos de clivaje. Con un grado más avanzado de alteración, especialmente meteórica, estas guías de alteración se transforman en un material de apariencia argílica, situado en las superficies de clivaje y con diferentes colores que varían del blanco, blanco verdoso, rosado, pardo liláceo o verde liláceo con superficies fácilmente exfoliables y de color negro cuando están a la intemperie. En otras pegmatitas litíferas de la Sierra de San Luis, en esta alteración ha sido identificada difractométricamente illita y dickita (Roquet 2010).

Plagioclasa

Este mineral participa en todas las unidades. El tamaño de grano es fino a grueso y se presenta subhedral a anhedral, de hábito tabular-laminar radial o en agregados con textura sacaroides. Es de color blanco, gris o rosado cuando está teñida por óxidos de hierro o con máculas irregulares negras de óxidos de manganeso o pátinas verdes de mitridatita. Además, es atravesada por venillas de cuarzo de 1,5 mm de espesor. Su porcentaje aumenta

progresivamente desde el contacto con la zona de borde hacia el centro. La variedad clelandita reemplaza al cuarzo y al feldespatopotásico y además es reemplazada por agregados de muscovita de grano muy fino. La plagioclasa presenta inclusiones de apatita de 1 mm de diámetro, granates de color rojo y turmalina, posiblemente chorlo, en cristales agrupados de hasta 3 mm de largo. Al microscopio se presenta en agregados subhedrales a veces anhedral de hábito laminar, con maclado polisintético o de dos individuos, según la ley de Albita y Carlsbad respectivamente, extinción ondulosa y en ocasiones puede estar flexurada. La alteración más frecuente es de tipo sericitica mientras que en algunos casos está ligeramente argilitizada. Los óxidos de hierro y de manganeso se presentan entre los granos o bien siguiendo planos de composición de maclas. La caracterización por difracción de rayos X permite identificarla como albita ordenada.

Muscovita

Es un accesorio mineral ampliamente distribuido en todas las unidades de la pegmatita. El tamaño de grano varía de fino a muy grueso, caso en el que llega a medir hasta 70 cm de longitud. Es subhedral y la muscovita primaria se presenta con hábitos variables, ya sea en paquetes de hábito laminar dispersos sin orientación preferencial o dispuesta perpendicular al contacto entre unidades pegmatíticas donde desarrolla un contorno cuneiforme. Conforman unidades de grano medio y se asocia a albita, cuarzo, turmalina, granate, berilo y a un mineral radiactivo. También ocurre en agregados monominerales afaníticos, variedad denominada oncosina (Quensel 1956). Muscovita litífera se observó en la zona intermedia interna, reemplazando a espodumeno. Ocurre en agregados finos y es de color rosado liláceo.

Al microscopio presenta extinción ondulosa, flexuras y pátinas de óxidos de hierro a lo largo del clivaje o cuando reemplaza a granate. El diagrama de rayos X dió para la oncosina que el polítipo domi-

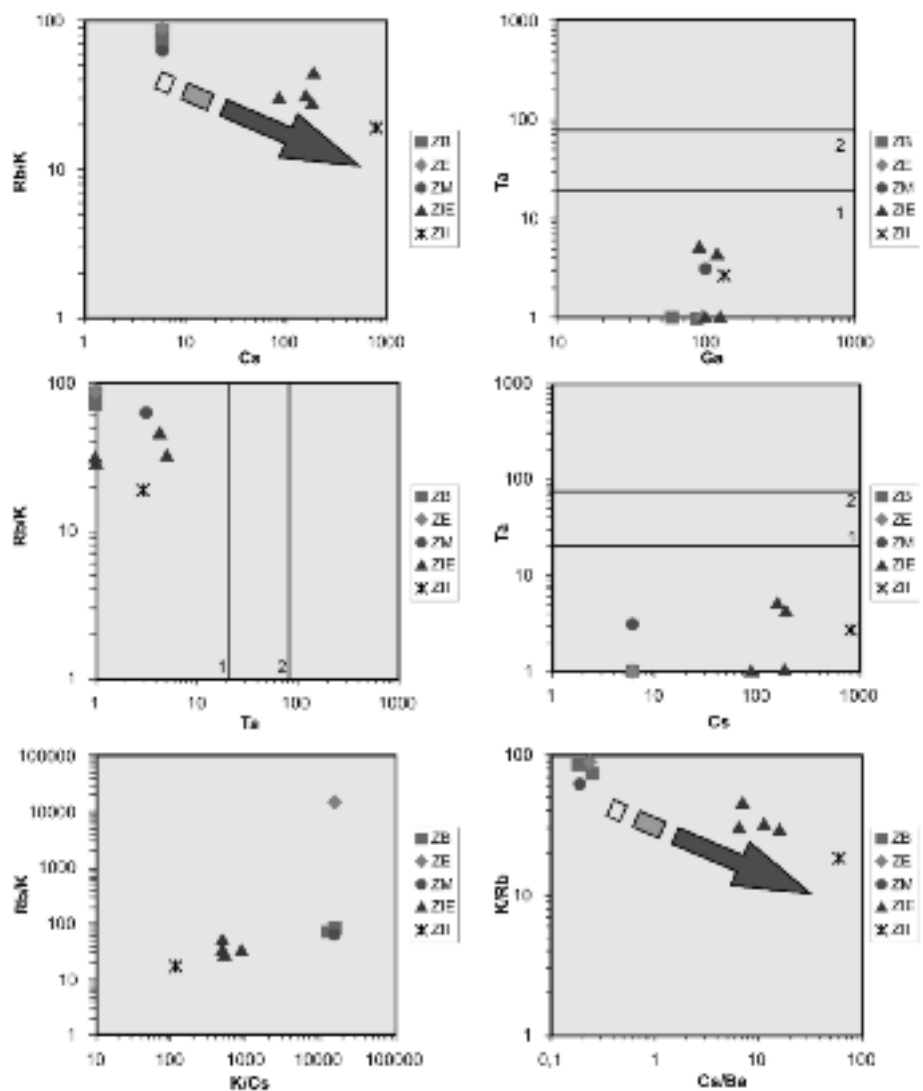


Figura 5: Diagramas de variación en muscovitas; a) K/Rb vs. Cs; b) K/Rb vs. Ba; c) K/Rb vs. Rb/Sr; d) K/Cs vs. Rb/Sr; e) K/Rb vs. P_2O_5 ; f) K/Cs vs. Rb. Simbología: ZB = zona de borde, ZE = zona externa, ZM = zona de muscovita, ZIE = zona intermedia externa, ZII = zona intermedia interna. 1 y 2 umbrales de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) respectivamente. Las flechas indican la tendencia del fraccionamiento lineal, y los círculos y ovalos, nubes de puntos.

nante es muscovita $2M_1$ con líneas de muscovita $2M_2$ y $3T$.

Amblygonita-Montebrazita

Se presenta en nódulos redondeados con formas cristalográficas groseras, indeterminables. El color es blanco a gris blanquecino, blanco cremoso, en superficies frescas, en tanto que en superficies intemperizadas presenta una cubierta de un material de tipo argílico de coloración blanca y cubierto por óxidos de hierro y/o manganeso. Las alteraciones hidrotermales complejas que estos fosfatos pri-

marios pueden sufrir (London y Burt 1982a), están aparentemente reducidas a apatita y muscovita, en el material de Las Cuevas.

Berilo

Este mineral ocurre por lo general en la zona de albita-cuarzo y se presenta en cristales anhedral o subhedrales y/o en cristales prismáticos de hasta 20 cm de diámetro, con las formas cristalográficas $m\{10\cdot10\}$ y $c\{0001\}$, y estrías paralelas a $[0001]$. Ocasionalmente es reemplazado por láminas de muscovita sobre las caras

que están en contacto con albita. Incluye a minerales opacos y presenta pátinas de óxidos de hierro.

Chorlo

Participa en las unidades de muscovita y en zonas de muscovita y de albita-cuarzo. El tamaño de grano varía de fino a grueso, caso en el que forma individuos de hasta 12 cm de longitud; por lo general es subhedral. Las formas cristalográficas observadas son una combinación de prismas trigonales. Es reemplazada por muscovita en las caras cristalinas en contacto con albita.

Elbaíta

Fue observada en la zona intermedia asociada a cuarzo, microclino, muscovita, berilo y albita sacaroidal o en unidades con albita o muscovita. Se trata de cristales columnares prismáticos estriados verticalmente, de hasta 3 cm de diámetro y brillo vítreo. Presentan un desarrollo zonal paralelo al plano basal o caras del prisma con núcleos de chorlo que pasa a verdelita y rubelita, las variedades verde y rosada de elbaíta respectivamente. Predomina la verdelita como capa externa. En la labor G se encontraron cristales fracturados de hasta 25 cm de largo por 8 de diámetro incluidos en cuarzo en un sector con reemplazos de Qtz+Spd+Trl+Lpl.

Granate

Es un accesorio común en casi todas las unidades. El tamaño de grano varía de fino a 25 cm de diámetro y ocurre en cristales idiomorfos con desarrollo de formas hexaquisoctaédricas, presentando en sus caras estriás probablemente heredadas de albita. Se presenta disperso o concentrado formando laminaciones muy características de pegmatitas bandeadas (*layered pegmatites-aplites*, Jahns y Tuttle 1963) con las que comparte la posición espacial subhorizontal. Se puede encontrar total o parcialmente oxidado y puede estar atravesado por fisuras de espesor menor a 2 mm rellenas con muscovita de grano fino, o rellenas con cuarzo de hasta 0,7 mm de espesor. Al microscopio es anhe-

dral, está fracturado, teñido por pátinas de óxidos de hierro y reemplazado por muscovita.

Supergrupo de la apatita

Minerales de este supergrupo son un accesorio ampliamente distribuido en todas las unidades. En general es subhedral a anhedral y de grano fino, pero también llega a formar cristales de grano mediano a grueso de hasta 10 cm de diámetro. Asimismo, apatita hidrotermal de tamaño menor a 1 mm, con hábito fibroso radial y de color blanco se presenta asociada a nódulos de fosfatos junto a cuarzo, albita, muscovita y caolinita. Bajo el microscopio se observa que es anhedral, intergranular y presenta numerosas inclusiones fluidas. Gran parte de la apatita presente en esta pegmatita tiene buena coincidencia con fluorapatita en función del diagrama de rayos X pero posiblemente se encuentren también otras especies del grupo. En particular, los cristales aciculares asociados a nódulos de fosfatos de Mn e Fe, tienen coincidencia en el hábito, propiedades ópticas y asociación con hidroxilapatita rica en carbonato de pegmatitas como White Elephant, EE.UU.

Minerales del grupo de la columbita

Están ampliamente distribuidos como mineral accesorio y fueron observados en la zona de albita-cuarzo de la pegmatita. Según el propietario de la pegmatita, de sectores subterráneos de la labor A se extrajeron nódulos de varios cientos de kilogramos formados por cristales subhedrales de 10-15 cm en promedio. Más comúnmente, se presenta en cristales subhedrales de hábito tabular o laminar radial y grano fino a mediano. Los prismas están constituidos por una sucesión de láminas que se encuentran flexuradas. Produce aureolas de óxidos de hierro que tiñen los minerales en los cuales se encuentra incluida. El brillo es usualmente adamantino o metálico con algunas pátinas iridiscentes, tienen fractura concoide y clivaje B {010}. En superficies intemperizadas está recubierto por una patina mate, raya castaña y fractura irregular. Las

composiciones químicas obtenidas por Galliski y Černý (2006) (Cuadro 4) proyectadas en el diagrama composicional (Fig. 6) muestran términos correspondientes a columbita-(Mn) que gradan a tantalita-(Mn) definiendo un tren de diferenciación típico de pegmatitas evolucionadas (Černý *et al.* 1986). Los cristales suelen incluir granos anhedrales microscópicos de minerales del supergrupo del pirocloro.

Minerales del supergrupo del pirocloro

Se encuentran como escasas inclusiones microscópicas irregulares evidentemente formadas por procesos secundarios. Algunas de estas inclusiones fueron analizadas por microsonda electrónica y sus resultados se encuentran en el cuadro 5 y graficados en la figura 7. En el marco de la sistemática de este supergrupo definida recientemente (Atencio *et al.* 2010), los resultados analíticos, indican que mayoritariamente se trata de miembros del grupo del pirocloro, con dos análisis correspondientes a minerales del grupo de la microlita. La información sin embargo, no alcanza para identificar las fases a nivel de especie, especialmente porque los totales de los análisis son bajos como suele ocurrir en los minerales metamictizados. Además, con excepción del análisis CU5AD que podría corresponder a hidroxicalciomicrolita, los restantes tienen U dominante en el sitio A, pero tanto uranopirocloro como uranomicrolita han dejado de ser especies aprobadas por la IMA (Atencio *et al.* 2010) hasta tanto vuelvan a redefinirse sobre materiales idóneos. Consecuentemente, la identificación es a nivel de subgrupo.

Circón

Se encontró un cristal de color castaño oscuro de unos 5 mm que termina en una bipirámide tetragonal. Son más frecuentes las pequeñas inclusiones en minerales modalmente significativos.

Eucryptita

Esta especie fue identificada bajo el microscopio y por difracción de rayos X. Se presenta como un producto de reempla-

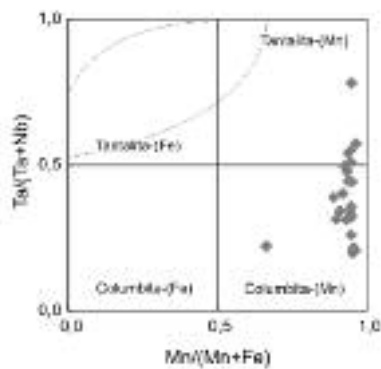


Figura 6: Cuadrilátero del grupo de la columbita con los dominios correspondientes a cada especie. El área del cuadrante correspondiente a tantalita-(Fe) delimitada por curvas, es la brecha composicional que separa al grupo del dominio de tantalita-(Fe) (modificado de Galliski y Černý 2006).

zo de espodumeno en disposición perpendicular al contacto donde exhibe textura mirmequítica.

Bismutinita

Está incluida en cuarzo reemplazada por bismutinita en grados de alteración variable. También se encuentra invadiendo a tantalita a lo largo del clivaje {010} y en algunos casos transversalmente. El color es gris plomizo y el hábito fibroso a macizo.

Bismutita

Esta especie se presenta en el núcleo o en unidades de muscovita asociados a bismutinita. Constituye un material criptocristalino desarrollado en forma concéntrica que muestra cierta tendencia a adoptar un hábito fibroso. El color es variable entre amarillo a amarillo verdoso y verde oscuro y el brillo es graso a resinoso; es semiopaca.

Pirita

Este sulfuro se presenta en cristales cúbicos {100} de pirita según hematita (pseudomorfo) de 8 mm de diámetro facetados por octaedros {111} e intercrecidos con albita.

Trifilina-Litiofilita

Conforman asociaciones de nódulos que se encuentran recubiertos por fosfatos secundarios y óxidos de hierro y de manganeso. En fractura fresca es de color

CUADRO 4: Análisis químicos representativos de minerales del grupo de la columbita de la pegmatita Las Cuevas (datos de Galliski y Černý 2006).

Muestra	CUE1AA	CUE1AB	CUE1AD	CUE1BD	CUE3A	CUE4B	CUE6AA	CUE6CD
WO ₃	0,00	0,01	0,28	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	25,60	35,00	44,40	27,90	50,00	30,10	32,60	12,30
Ta ₂ O ₅	56,90	45,70	34,40	54,30	29,00	51,70	49,00	72,20
TiO ₂	0,17	0,11	0,88	0,01	0,59	0,11	0,12	0,08
SnO ₂	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
UO ₂	0,00	0,00	0,12	0,00	0,46	0,00	0,03	0,00
Sc ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As ₂ O ₃	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,03
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00
Sb ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
Bi ₂ O ₃	0,00	0,02	0,10	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03
MnO	15,90	16,50	17,10	15,80	17,40	16,30	15,90	14,40
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
ZnO	0,03	0,00	0,08	0,00	0,13	0,00	0,09	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,66	0,94	1,08	1,16	1,06	1,01	1,24	0,77
Total	99,35	98,32	98,47	99,21	98,90	99,31	99,10	99,91
W *	0,000	0,001	0,019	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Nb	3,380	4,423	5,295	3,639	5,802	3,870	4,143	1,749
Ta	4,519	3,474	2,467	4,260	2,024	3,999	3,745	6,174
Ti	0,037	0,023	0,175	0,002	0,114	0,024	0,025	0,019
Sn	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
U	0,000	0,000	0,007	0,000	0,026	0,000	0,002	0,000
Sc	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
As	0,002	0,000	0,005	0,004	0,000	0,005	0,002	0,006
Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000
Sb	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004
Bi	0,000	0,001	0,007	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,012	0,006	0,010
Mn	3,934	3,906	3,820	3,861	3,783	3,927	3,785	3,836
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020
Zn	0,006	0,000	0,016	0,000	0,025	0,000	0,019	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,144	0,199	0,214	0,251	0,204	0,216	0,263	0,183
CTotal	12,032	12,029	12,025	12,023	12,005	12,061	12,001	12,001
Ta#	0,57	0,44	0,32	0,54	0,26	0,51	0,47	0,78
Mn#	0,96	0,95	0,95	0,94	0,95	0,95	0,94	0,95

*El número de cationes está calculado en base a 24 átomos de oxígeno. Zr y Th fueron analizados pero no detectados.

pardo claro, mientras que en superficies intemperizadas es pardo rosado a verdoso. Los individuos tienen formas anhedrales a subhedrales y presentan en el centro un color amarillo, blanco amarillento o verde amarillento que en sectores son naranjas, rosados o rojizos. Estas fases están asociadas a cuarzo y muscovita y son reemplazadas por rockbridgíta, beraunita, stewartita o strunzita, fosfosi-

derita y apatita. Los minerales resultantes del retrabajado subsólido de trifilina-litiofilita, son similares a los determinados en el trabajo de London y Burt (1982a). Fosfosiderita, stewartita y óxidos de manganeso, que fueron reconocidos por las características físicas, son considerados por London y Burt (1982a) como resultado de la meteorización más que de alteración postmagmática. Shigley y Brown

CUADRO 5: Análisis químicos de minerales del supergrupo del pirocloro.

Muestra	CU2C	CU5AC	CU5AD	CU6AC	CU6BA	CU6CA
WO ₃	1,05	0,97	0,43	0,68	1,03	0,93
Nb ₂ O ₅	15,69	18,16	8,77	19,53	21,51	20,78
Ta ₂ O ₅	27,50	17,37	52,62	20,00	13,26	20,98
SiO ₂	6,33	3,58	0,01	4,03	2,16	4,73
TiO ₂	0,40	0,50	4,61	0,24	0,22	0,04
SnO ₂	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
UO ₃	25,61	48,15	12,89	41,86	46,45	35,84
CaO	2,04	3,59	5,06	2,74	3,15	2,78
MnO	1,17	0,70	1,04	1,24	0,69	2,01
FeO	0,53	0,38	1,13	0,22	0,17	0,21
SrO	0,00	0,00	0,84	0,20	0,11	0,37
BaO	0,00	0,16	0,01	0,62	0,21	0,73
PbO	16,51	0,00	0,57	0,80	0,88	0,93
Na ₂ O	0,00	0,00	0,15	0,15	0,00	0,04
K ₂ O	0,13	0,20	0,25	0,53	0,34	0,39
F	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00
O=F	0,00	0,00	-0,17	0,00	0,00	0,00
Total	96,96	93,76	88,66	92,84	90,18	90,76
W*	0,025	0,029	0,010	0,019	0,034	0,024
Nb	0,661	0,958	0,362	0,947	1,221	0,935
Ta	0,696	0,551	1,308	0,583	0,453	0,568
Si	0,590	0,418	0,001	0,432	0,271	0,471
Ti	0,028	0,044	0,317	0,019	0,021	0,003
Sn	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Suma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001
U	0,501	1,180	0,247	0,943	1,226	0,749
Ca	0,204	0,449	0,496	0,315	0,424	0,296
Mn	0,092	0,069	0,081	0,113	0,073	0,169
Fe ²⁺	0,041	0,037	0,086	0,020	0,018	0,017
Sr	0,000	0,000	0,045	0,012	0,008	0,021
Ba	0,000	0,007	0,000	0,026	0,010	0,028
Pb	0,414	0,000	0,014	0,023	0,030	0,025
Na	0,000	0,000	0,027	0,031	0,000	0,008
K	0,015	0,030	0,029	0,072	0,054	0,050
Suma A	1,267	1,772	1,025	1,555	1,843	1,363
F-	0,000	0,000	0,116	0,000	0,000	0,000
OH	0,068	-3,804	1,210	-2,344	-4,276	-1,218
O2-	6,932	10,804	5,674	9,344	11,276	8,218
Suma X+Y	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Sb, Bi y Cs fueron analizados pero no detectados. Fórmula calculada sobre la base de 2 (W,Nb,Ta,Si,Ti,Sn)

(1986) en base a trabajos experimentales determinaron que la litiofilita de grano grueso cristaliza en el interior de las pegmatitas graníticas como una fase primaria a partir de magmas saturados en volátiles. En sus resultados sugieren que la cristalización de la litiofilita desde un fundido pegmatítico es facilitado por la presencia de una fase fluida acuosa exsuelta.

Rockbridgeíta-Frondelita

(Fe²⁺,Mn²⁺)Fe₄⁺³(PO₄)₃(OH)₅ - Rómbico. Representantes de esta serie están presentes en agregados de hábito fibroso radial, de color pardo rojizo y brillo vítreo con el centro de coloración verdosa y el tamaño máximo es de 0,5 mm. Se trata de un producto de alteración de trifilina-litiofilita primaria y se encuentra asociado

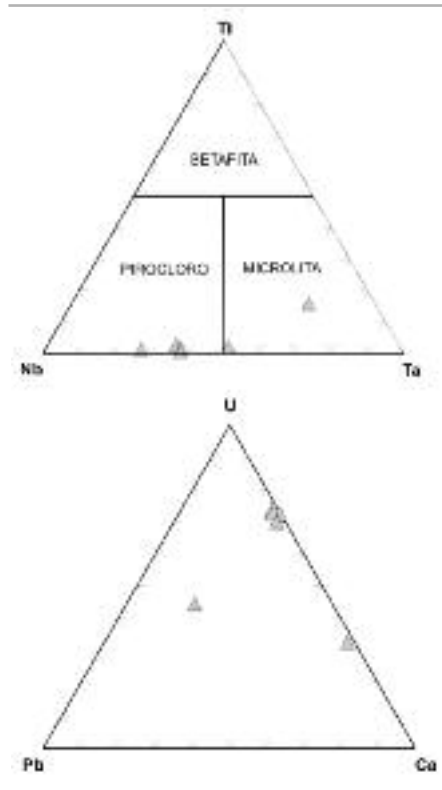


Figura 7: Triángulo composicional betafita-pirocloro-microlita y U-Pb-Ca con las proyecciones de las composiciones de los minerales de la pegmatita Las Cuevas.

a apatita y cuarzo. Se determinó por comparación de propiedades físicas y ópticas con ejemplares de otras yacencias certificadas y por su diagrama de rayos X que coincide con rockbridgeíta.

Stewartita

Mn²⁺Fe₂⁺³(PO₄)₂(OH)₂•8(H₂O) - Triclínico. Ocurre en asociaciones de color amarillo y hábito fibroso que forman masas anhedrales como producto de alteración de trifilina-litiofilita y rockbridgeíta. La determinación de la stewartita es preliminar por comparación de propiedades físicas y ópticas con muestras conocidas.

Beraunita

Fe²⁺Fe₅⁺³(PO₄)₄(OH)₅•4H₂O - Monoclínico. Esta rara especie ocurre en concreciones globulares muy pequeñas de color rojizo oscuro que se presentan tapizando espaciadamente las superficies de algunas oquedades dejadas por la lixiviación de fosfatos primarios. Su identificación está basada en sus propiedades físicas, carac-

Galliski (1994b) consideró como cuerpos asimilables o sospechables de identificarse con el arquetipo de los granitos fértiles, a los *stocks* graníticos de El Durazno, La Tapería y Concarán. Sin embargo, estos cuerpos no pueden ser considerados como tales para nuestro caso, por estar fuera del área de influencia de la pegmatita de este estudio. Los cuerpos de granitos más próximos a la pegmatita Las Cuevas son lentes deformados de tamaño reducido y orientados submerionalmente, ubicados unos 700 m al este y un intrusivo postorogénico integrante del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas distante en el punto más próximo unos 4 km al sudoeste. El granito con mayor probabilidad de parentesco con la pegmatita estudiada es el situado al este, en base a que su ubicación espacial y petrografía son similares a la de otros casos como el de la pegmatita La Viquita, también próxima a diques y lentes de granitoides sincinemáticos deformados (Fig. 1).

CONCLUSIONES

En la pegmatita Las Cuevas, clasificada como de clase elementos raros, subclase elementos raros-Li, de tipo complejo, subtipo espodumeno, se reconocieron un total de once unidades (ocho zonas). En el tramo norte, la pegmatita muestra un desarrollo en capas de posición subhorizontal con una zonación más compleja, presentando las características de una pegmatita bandeada las cuales son consideradas como casos extremos de la geometría y asimetría composicional de intrusiones zonadas, que se presentan generalmente subhorizontales y con unidades aplíticas sódicas. El desarrollo de la zonación en el sector norte puede deberse a: 1) procesos de cúmulos de cristales o estratificación del fundido diferenciado, 2) fluctuaciones de presión, 3) cristalización secuencial en desequilibrio causado por un significativo sobreenfriamiento debajo del líquido, 4) flujos de segregación. En el tramo sur se presenta plegada y con una zonación relativamente más simple, casos en los cuales la explicación genética más

aceptada indica un origen a través de cristalización fraccionada en desequilibrio o por cristalización en equilibrio eutéctico de un fundido de composición pegmatítica (London 1992). En el proceso de emplazamiento del fundido pudo haber habido inyección polipulsatoria en una cámara semicerrada como parece indicarlo la presencia de un bandeamiento de la zona externa observado en la labor E y en el techo de la pegmatita.

Después del emplazamiento y cristalización magmática pudieron haber sucedido varios procesos en estado supercrítico e hidrotermal que modificaron las paragénesis previas. Entre ellos, la turmalinización de la roca de caja, una característica que está generada por fluidos remanentes de la cristalización de la pegmatita ricos en álcalis raros y boro. La actividad de los fluidos postmagmáticos, es evidenciada también por la alteración de espodumeno y litiofilita. London y Burt (1982a, b) reconocieron que en el espodumeno la secuencia de alteración implica un metasomatismo subsólido inicial que se produce en un ambiente alcalino, evidenciado por la albitización del espodumeno, y posteriormente un metasomatismo relativamente ácido que produce la alteración a micas. Los reemplazos pseudomórficos de espodumeno en la pegmatita Las Cuevas son idénticos en mineralogía y textura con aquellos observados en la pegmatita White Picacho (London y Burt 1982a, b). Varias asociaciones de reemplazo en la secuencia de alteración indican que el tipo de alteración del espodumeno observado es común en pegmatitas de litio zonadas, especialmente en aquellas que contienen complejos de clevelandita o clevelandita-mica cercanas a las zonas enriquecidas con espodumeno (London y Burt 1982a, b). El metasomatismo subsólido del espodumeno y su transformación a micas ha tenido lugar con un alto grado de desarrollo y fue posible identificar un primer estadio con conversión a la asociación eucryptita+albita y un segundo donde esta asociación pasa a muscovita de grano muy fino.

La ausencia de topacio, triplita, fluorita y

la presencia muy reducida de lepidolita evidencian que esta pegmatita no fue particularmente enriquecida en F.

El estudio mineralógico de esta pegmatita permitió identificar entre minerales esenciales, accesorios y secundarios las siguientes especies: cuarzo, microclino, espodumeno, albita, muscovita, lepidolita, berilo, chorlo, elbaíta, granate, zircón, eucryptita, columbita-(Mn), tantalita-(Mn), minerales del supergrupo del pirocloro y del grupo de la microlita, pirita, bismutinita, bismutita, apatita, ambligonita-montebrazita, trifilina-litiofilita, huréaulita, fosfosiderita, beraunita, rockbridgeíta-frondelita, stewartita, óxidos de hierro, óxidos de manganeso y mitridatita.

Los estudios por difracción de rayos X y microscopía óptica del feldepató potásico de la pegmatita permitieron establecer que es dominante la existencia de feldepató potásico con un alto grado de ordenamiento interno que corresponde microclino de máxima triclinidad. Este estado se alcanza por procesos de ordenamiento subsólido y está ampliamente difundido en pegmatitas de este tipo y signatura geoquímica.

Los resultados de los análisis químicos de elementos traza contenidos en feldepatos potásicos y muscovitas de las pegmatitas estudiadas, son comparables y no difieren de las trayectorias conocidas en otros distritos mundiales y nacionales para estos tipos de pegmatitas, mostrando en general un fraccionamiento lineal. Especialmente en las trayectorias de evolución geoquímica K/Rb-Cs o K/Rb-Cs/Ba, el análisis individual de la pegmatita Las Cuevas muestra una diferenciación lineal en todas sus zonas que progresa desde las primeramente formadas al núcleo. Aquí la alteración de miembros de la serie primaria ambligonita-montebrazita y trifilina-litiofilita ha dado lugar a asociaciones muy interesantes de fosfatos secundarios. Aún cuando la identidad de todas las especies no pudieron confirmarse con difracción de rayos X, fue certificada la presencia de huréaulita, un miembro de la serie rockbridgeíta-frondelita y, con menor certidumbre, berauni-

ta y mitridatita. También están presentes óxidos de manganeso, fosfosiderita y stewartita que son considerados como resultado de la meteorización más que de alteración postmagmática (London y Burt 1982a).

El emplazamiento de este cuerpo habría sido aproximadamente tardíocinemático respecto a metamorfismo regional que afecta el Complejo Metamórfico Conlara, y posteriormente sufrió una deformación atribuible a la fase Oclóyica. La profundidad de cristalización puede estimarse en función del rango conocido para este tipo de pegmatitas (Černý y Ercit 2005), comprendido entre 250 y 450 Kb aproximadamente. La presencia exclusiva de espodumeno, que es el polimorfo del aluminio silicato de Li estable a mayores presiones que petalita (London y Burt 1982 a), estaría significando unas condiciones ubicadas en la parte superior de ese rango, a profundidades que estarían acotadas estimativamente entre los 7 - 12 km en el dominio frágil-dúctil. Los efectos exomórficos causados por los fluidos provenientes de la pegmatita consisten en turmalinización y muscovitización. El emplazamiento habría sido predominantemente forzado con evidencias como presencia de xenolitos de la roca de caja y pliegues de arrastre.

En el área de la pegmatita Las Cuevas afloran fundamentalmente dos tipos de granitos: un cuerpo lenticular deformado y orientado submeridionalmente que por cercanía y comparación con otras yacencias pegmatíticas como La Viquita podría ser considerado como parental, y los granitos postorogénicos que son claramente posteriores al origen de esta pegmatita y se encuentran a mayor distancia.

La interpretación genética de este yacimiento parte de la premisa de que las pegmatitas graníticas cristalizan a partir de fundidos ricos en volátiles y enriquecidos en diferentes grados en elementos litófilos. Existen evidencias de inhibición progresiva de nucleamiento y gran desarrollo en el crecimiento de cristales causados por alto grado de sobreenfriamiento y cambios en la composición del fun-

dido dando lugar a texturas heterogéneas. Asimismo, los tamaños de grano muy grueso estarían en función de la densidad de nucleación provocados por cambios en la composición del fundido.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. J. Oyarzabal, al Lic. G. Llana y al Lic F. Oggier por la colaboración en el levantamiento geológico y al CONICET por el otorgamiento a uno de los autores de las becas que permitieron concretar este estudio como parte de uno mayor. El Dr. P. Černý facilitó el acceso a la microsonda electrónica de la Universidad de Manitoba y la Dra. María Florencia Márquez Zavalía colaboró activamente en la obtención de los análisis químicos y sus correcciones. A los árbitros, Dra. Teresita Montenegro y Dr. Raúl Lira por la lectura crítica del manuscrito y por las importantes sugerencias que contribuyeron al mejoramiento del mismo. Los trabajos tuvieron en diferentes etapas aportes materiales de los PIP 3737, 5907 y del CONICET, y del PICT 22-21638 del FONCYT.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Abad Ortega, M. del M., Hach-Ali, P.F., Martín Ramos, J.D. y Ortega Huertas, M. 1993. The feldspars of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Córdoba, Spain. *The Canadian Mineralogist* 31: 185-202.

Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, Vol. 1. 391 p., BUenos Aires.

Angelelli, V. y Rinaldi, C.A. 1966. Informe acerca de los yacimientos litíferos Don Rolando y Las Cuevas (Provincia de San Luis). Informe 173, Comisión Nacional de Energía Atómica, 30 p., Buenos Aires.

Atencio, D., Andrade, M.B., Christy, A.G., Gieré, R. y Kartashov, P.V. 2010. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist* 48: 673-698.

Beus, A.A. 1966. Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. *Geokhimiya* 10: 1216-1220 (en ruso).

Brisbin, W.C. 1986. Mechanics of pegmatite intrusion. *The American Mineralogist* 71: 644-651.

Černý, P. 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. En Möller, P., Černý, P. y Saupé, F. (eds.) *Lanthanides, tantalum and niobium. Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication 7: 195-239*, Berlin.

Černý, P. 1991. Rare element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18: 49-67.

Černý, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.

Černý, P., Smith J.V., Mason, R.A. y Delaney J.S. 1984. Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Věžná pegmatite, Czechoslovakia. *The Canadian Mineralogist* 22: 631-651.

Černý, P., Goad, B.E., Hawthorne, F.C. y Chapman, R. 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatitic aureole, southeastern Manitoba. *The American Mineralogist* 71: 501-517.

Crespo, M.C., 1960. Mina "Las Cuevas". Dirección Provincial de Minería y Fomento Industrial (inédito), 26 p., San Luis.

Daziano, C.O. y Karlsson A.C. 1990. Mineralogía de la damourita encontrada en la pegmatita "Las Cuevas", provincia de San Luis, República Argentina. 1° Congreso Geológico Uruguayo, Actas: 163-167, Montevideo.

Daziano, C.O., Karlsson, A.C. y Ayala R. 1993. Manifestaciones uraníferas de la pegmatita "Las Cuevas", Provincia de San Luis, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 294-296, Mendoza.

Galliski, M.A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. 1: tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 99-112.

Galliski, M.A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. 2: metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 113-122.

Galliski, M.A. 1999a. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En Zappettini, E.O. (ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*,

- Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 365-368, Buenos Aires.
- Galliski, M.A. y Linares, E. 1999b. New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 63-67, Carlos Paz.
- Galliski, M.A. y Černý, P. 2006. Geochemistry and structural state of columbite-group minerals from granitic pegmatites of the Pampean Ranges Argentina. *The Canadian Mineralogist* 44: 645-666.
- Galliski, M.A., Perino E., Gásquez, J., Marquez Zavalía, M.F. y Olsina, R. 1997. Geoquímica de feldspatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la Provincia Pegmatítica Pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 24-32.
- Goldsmith, J.R. y Laves, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica* 5: 1-19.
- Gordiyenko, V.V. 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare-metal mineralization in granite pegmatites. *International Geology Review* 13: 134-142.
- Herrera, A.O. 1963. Las pegmatitas de la provincia de San Luis, estructura interna, mineralogía y génesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18: 43-71.
- Jahns, R.H. y Tuttle, O.F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusives. *Mineralogical Society of America, Special Paper* 1: 78-92.
- Krets, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *The American Mineralogist* 68: 277-279.
- London, D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist* 30: 449-540.
- London, D. y Burt, D.M. 1982a. Alteration of spodumene, montebrasite and lithiophilite in pegmatites of the White Picacho district, Arizona. *The American Mineralogist* 67: 97-113.
- London, D. y Burt, D.M. 1982b. Chemical models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites. *The American Mineralogist* 67: 494-509.
- Lorefice, J. y Sabio, D. 1975. Minería del litio en la República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 315-330, Buenos Aires.
- Mc Gregor, C.R. y Ferguson, R.B. 1989. Characterization of phases and twins in alkali feldspars by X-ray precession technique. *The Canadian Mineralogist* 27: 457-482.
- Möller, P. y Morteani, G. 1987. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. *Economic Geology* 82: 1888-1897.
- Morteani, G., Preinfalk C., Spiegel, W. y Bonalumi, A. 1995. The Achala granitic complex and the pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of differentiation. *Economic Geology* 90: 636-647.
- Perino, E., Gásquez, J., Martínez, L., Marchevsky, E. y Olsina, R. 1994. Determinación rápida y sencilla de P, K, Ta, Rb, Sr, Cs, Ba y Ga en pequeñas cantidades de feldspatos potásicos y muscovitas por FRX. 4° Seminario Latinoamericano de Análisis por Técnicas de rayos X, Resúmenes: 63, Punta de Tralca.
- Quensel, P. 1956. The paragenesis of the Varutrask pegmatite. *Arkiv för Mineralogi och Geologi Stockholm, Band* 2: 9-125.
- Roquet, M.B. 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, Sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito), 435 p., Córdoba.
- Shearer, C.K., Papike, J.J. y Laul, J.C. 1985. Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: implications concerning pegmatite evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 663-673.
- Shigley, J.E. y Brown, G.E. 1986. Lithiophilite formation in granitic pegmatites: A reconnaissance experimental study of phosphate crystallization from hydrous aluminosilicate melts. *The American Mineralogist* 71: 356-366.
- Shmakin, B.M. 1979. Compositional and structural state of K-feldspar from some U. S. pegmatites. *The American Mineralogist* 64: 49-56.
- Sims, J.P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Lyons, P. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Cominchongones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 28, 148 p., Buenos Aires.
- Smeds, S.A. 1992. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *Journal of Geochemical Exploration* 42: 351-369.
- Sosa, G.M. 1992. Pegmatitas portadoras de niobio y tantalio de la Sierra de San Luis, Argentina. 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 126-134, Huerta Grande.
- Technostone 1990. Búsqueda de minerales de tierras raras, niobio y tantalio en la región de las Sierras Pampeanas Argentinas. Secretaría de Minería de la Nación, Secretarías de Minería de las provincias de Córdoba, La Rioja, San Luis y Catamarca. Informe Final (Fase 1), Anexo 28-31, 84-105, Carrara.
- Trueman, D.L. y Černý, P. 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. En Černý, P. (ed.) Short course in granitic pegmatites in science and industry. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook* 8: 463-493, Winnipeg.
- Walker, R.J., Hanson, G.N., Papike, J.J., O'Neil, J.R. y Laul, J.C. 1986. Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *The American Mineralogist* 71: 440-459.

Recibido: 10 de agosto, 2010.

Aceptado: 18 de agosto, 2011.