

GEOQUIMICA DE LAS FORMACIONES PUNCOVISCANA Y CACHI- SIERRA DE CACHI, SALTA

Vicente MENDEZ¹ Francisco E. NULLO² y Juan OTAMENDI³

¹ Secretaría de Minería Av. J. A. Roca 651, piso 8°, Buenos Aires E-mail: vmende@secind.mecon.gov.ar

² Universidad de Buenos Aires Departamento de Geología, Ciudad Universitaria Pabellón 2, Buenos Aires -CONICET

E-mail: nullo@newphoenixsrl.com

³ CONICET

⁴ Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Córdoba - CONICET

E-mail: jotamendi@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

El cinturón trondhjémítico (Formación Cachi) está compuesto por pequeños plutones y diques (Departamento de La Poma, Salta) que intruyen a metasedimentitas (Formación Puncoviscana).

Las trondhjemitas son estériles en elementos económicos, en contraste con las rocas metasedimentarias, con un alto contenido de Ta, Nb, Li y Be. Su origen es por la fusión en la aureola de contacto con los cuerpos intrusivos.

Las trondhjemitas desarrollaron una aureola térmica (facies granulitas) con fusión parcial hasta esquistos verdes. Los cuerpos mineralizados (pegmatitas) contienen altos valores de óxidos de tantalio y niobio 10 veces más concentrado en las rocas de caja que en los cuerpos trondhjémíticos.

El tantalio y niobio se concentró en zonas con alto metamorfismo, desarrollando cuerpos pegmatíticos dentro de las rocas metasedimentarias. El contenido en elementos litófilos se movilizó desde los metasedimentos a las zonas de fusión parcial.

El origen del magma trondhjémítico se asocia con zonas de subducción activas durante la evolución del arco magmático famatiniano (480 a 460 Ma). El contenido rico en Na testifica el probable cambio en su configuración, debido o a la fusión de la corteza baja o a la subducción de corteza oceánica (<25 Ma) o a un cambio del ángulo de subducción originando la fusión parcial de corteza inferior acrecionada.

Basado en estas observaciones es posible considerar nuevas exploraciones en la búsqueda de tantalio y niobio en esta área.

Palabras clave: *Trondhjemitas, Tantalio, Niobio, Magmatismo Famatiniano.*

ABSTRACT: *Geochemistry of the Puncoviscana and Cachi Formations – Sierra de Cachi, Salta.*

The small bodies and dikes of La Poma trondhjémite belt (La Poma Department, Salta province) contain tantalum–niobium (Cachi Formation). The country rocks are metasedimentary rocks of Puncoviscana Formation.

The trondhjémite bodies are barren in ore-forming elements against the metasedimentary rocks, with higher contents in Ta, Nb, Li and Be. The mineralization was formed by melting in the aureole contact. The trondhjémitic magma raised the temperature of the country rocks, as observed in a thermal aureole around the plutons changing the original rocks to greenschists (granulite facies). When the rocks were partially melted, pegmatite lenses contain higher values of tantalium and niobium concentrated over ten times higher in the country rocks than in the trondhjemites. The pegmatite bodies have originated by partial melting of the metasedimentary rocks. Due to the process of melting, high contents of the lithophile elements, such as Ta, Nb, U, Th, W, Li and Be have been moved from the metasediments to the melted zones. The trondhjémitic magma origin should be related to an active subduction zone during the evolution of the Famatinian arc (480 - 460 Ma). The Narich magmatic arc testifies a probable change in the arc configuration, leading to melt the basic lower crust or the subducted young oceanic crust (< 25 Ma) or a change in the subduction angle resulting in the partial melting of the already accreted lower crust. Based on these observations a new exploration for tantalium and niobium will be planned for this area.

Key words: *Trondhjemite, Tantalum, Niobium, Famatinian Magmatism*

INTRODUCCIÓN

El objetivo del trabajo es el estudio geoquímico de los cuerpos trondjemíticos aflorantes en el área de los Nevados de Palermo y la sierra de Cachi (Fig. 1), provincia de Salta y su relación con la mineralización económica de litio, tantalio, niobio y berilo. Una serie de cuerpos intrusivos y homogéneos, de composición trondjemítica, se disponen dentro de un basamento metamórfico compuesto por filitas, pizarras y esquistos. Los afloramientos se distribuyen principalmente al oeste del valle Calchaquí disponiéndose en las altas áreas serranas, cuyas alturas máximas están centradas en el cerro del Libertador General San Martín (6.380 m) ó en el Monte del Quemado (6.184 m) localizado geográficamente al noroeste del área. Todos estos accidentes geográficos se ubican al oeste del valle Calchaquí. Las formaciones estudiadas se distribuyen desde las cumbres del Brealito por el sur, siguiendo hacia el norte por el oeste de la localidad de Cachi, al este de la Sierra de Cachi, al este de los Nevados de Palermo, llegando por el norte hasta algo al sur del cerro Saladillo (Fig. 1).

ANTECEDENTES

Estos cuerpos fueron descritos inicialmente por Turner (1964) quién los agrupó en la Formación Cachi, distinguiendo dos tipos de cuerpos: *stocks* y pegmatitas. Todos los cuerpos se encuentran intruyendo a la Formación Puncoviscana. Más tarde Galliski (1983a y b, 1987), Galliski y Miller (1989) y Galliski *et al.* (1990) dieron a conocer detalladamente las características petrológicas tanto de los *stocks* como de las pegmatitas, describiendo sus asociaciones geoquímicas, manteniendo en estas oportunidades la denominación de Formación Cachi para las primeras y de Formación La Paya para las segundas.

Galliski (1983 a y b) extendió los afloramientos de los cuerpos inicialmente mapeados por Turner (1964) determinando cuerpos similares al sur y al norte de la sierra de Cachi en los cerros Bayo, Aguas Calientes, Tres Tetas, Peñas Blancas y Cachi. El mayor número de ellos se encuentra en el área de Peñas Blancas y otro cuerpo al norte y al

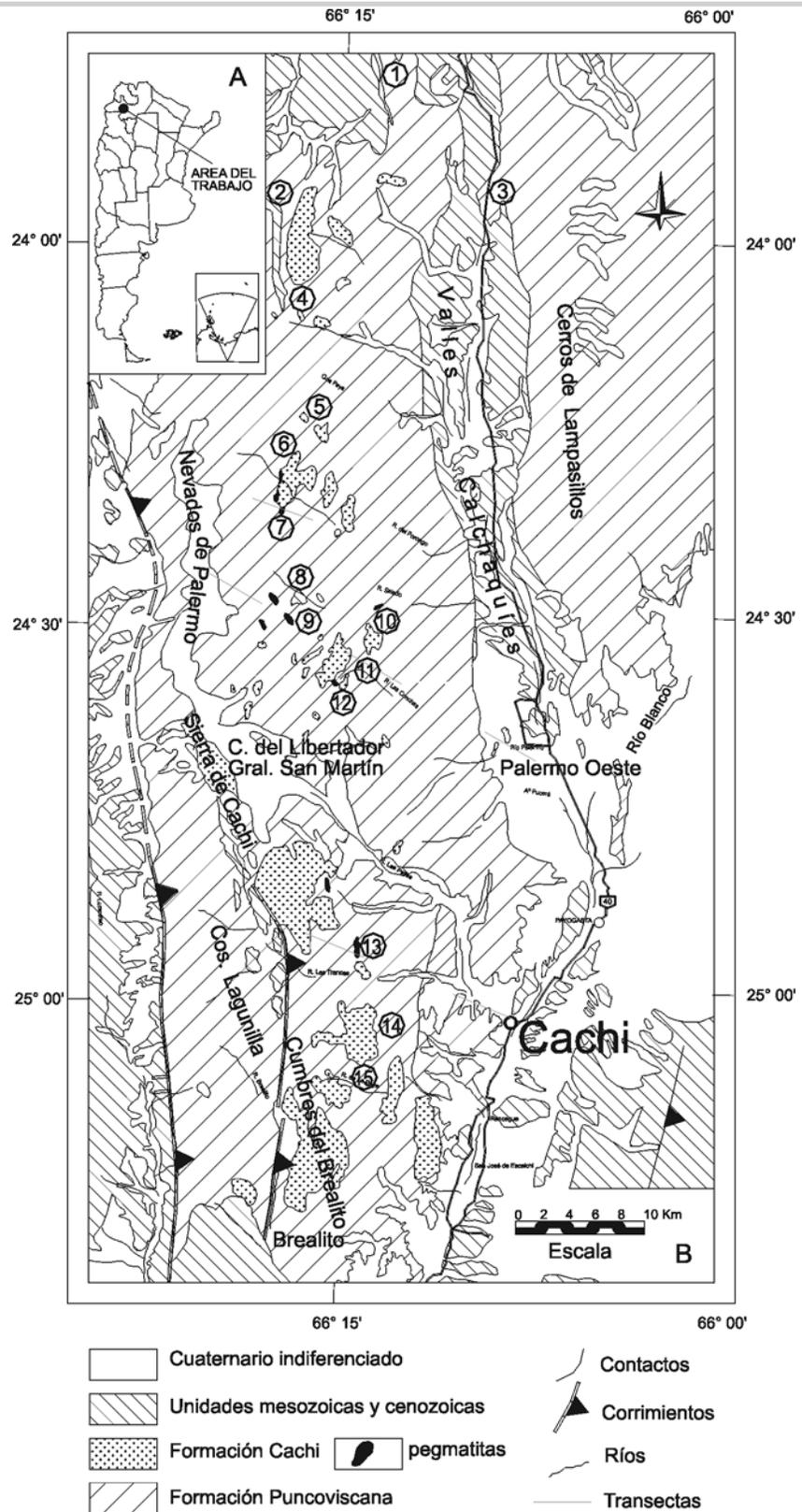


Figura 1: (A) Mapa de ubicación general. (B) Mapa geológico simplificado del área estudiada. Localidades: 1 Cerro Saladillo, 2 Cerro Rumibola, 3 La Quesera, 4 Peñas Blancas, 5 Cerro Bayo, 6 Aguas Calientes, 7 Cerro Ciénaga, 8 Cerro Bola, 9 Monte del Quemado, 10 Tres Tetas, 11 Cerro Palermo, 12 Cerro Las Conchas, 13 Las Trancas, 14 Cerro Bola y 15 Quebrada La Paya.

este del cerro Rumibola. Dentro de esta gran área, las rocas metamórficas de la caja, se ven afectadas por un intenso metamorfismo de contacto, el cual está estrechamente ligado con la actividad de los cuerpos ígneos intrusivos.

Blasco y Zappettini (1996) describieron los afloramientos dispuestos en el sector centro y norte de las sierras. Con posterioridad este conjunto de cuerpos intrusivos fue también estudiado por Méndez *et al.* (1997a y b) mientras que Hong *et al.* (1998) los describieron en el sector sur. Una síntesis de esta unidad fue realizada por Coira *et al.* (1999).

ESTRATIGRAFÍA

La geología del área es de naturaleza simple y está compuesta originalmente por dos unidades, las formaciones Puncoviscana y Cachi. Ambos conjuntos litológicos ocupan la mayor superficie relevada. Secuencias sedimentarias del Cretácico y Terciario completan la columna estratigráfica, estas últimas dispuestas en las zonas bajas del valle a las que se suman los depósitos cuaternarios.

Formación Puncoviscana

La Formación Puncoviscana fue denominada originalmente por Turner (1960) para caracterizar sedimentitas, pizarras y esquistos dispuestos en grandes afloramientos de diseño alargado desde el límite norte con Bolivia llegando hacia el sur hasta la provincia de Catamarca.

En el ámbito de esta región que nos ocupa, los afloramientos se disponen sobre ambas márgenes del río Calchaquí, cubriendo las sierras de Lampasillo por el este y el sur de la sierra de los Pastos Grandes por el oeste, en todos estos afloramientos prevalece una orientación en la esquistocidad norte-sur. La Formación Puncoviscana ha recibido numerosos trabajos relativos a la edad tanto de la sedimentación marina original como del metamorfismo regional sobreimpuesto. Lork *et al.* (1990) efectuaron dataciones U-Pb sobre circones provenientes de la Formación Puncoviscana y de xenolitos del cuerpo intrusivo granítico en el área de quebrada de La Paya pertenecientes a la Formación Cachi, confirmando que la Formación Puncoviscana posee edades del

metamorfismo del Precámbrico superior y del Cámbrico inferior (540 y 580 Ma) mientras que la sedimentación de la unidad es más antigua. En el sector de la localidad de Cachi, Aceñolaza *et al.* (1999) determinaron que esta unidad contiene ignofósiles que la ubican en el límite Precámbrico superior a Cámbrico inferior.

Con respecto a las intercalaciones volcánicas descritas para el norte de esta área, se considera que se trata de un cuerpo intrusivo de composición dacítica, probablemente asociado con el magmatismo de la Formación Oire (Méndez *et al.* 1997b).

En los afloramientos de la facies leptometamórfica de la Sierra de Lampasillos y otros pequeños al este de Saladillo, en el área del cerro Peñas Blancas, se han mencionado marcas de fondo y probables icnofósiles. La existencia de icnofósiles indica un ambiente marino para la depositación de los niveles superiores de esta unidad. Por lo expuesto se considera que la Formación Puncoviscana abarca un tiempo entre el Precámbrico superior a Cámbrico inferior.

Metamorfitas

La unidad está compuesta por pelitas, areniscas, grauwacas y cuarcitas todas ellas afectadas por un metamorfismo regional, en general, de bajo grado, de carácter dinámico, que generó filitas, pizarras y esquistos. En el contacto con diferentes cuerpos intrusivos, como es el caso de los de la Formación Cachi, se originaron aureolas de metamorfismo de contacto, con formación de hornfels.

Aceñolaza *et al.* (1975) separaron, dentro de lo que aquí considera como Formación Puncoviscana, dos unidades independientes: una quedó como la Formación Puncoviscana con sus características originales, mientras que la litología con metamorfismo de contacto fue definida como Formación La Paya. Esta última unidad fue creada para involucrar a las metamorfitas producto de la intrusión de los granitoides de la Formación Cachi dentro de la Formación Puncoviscana. El metamorfismo presente comprende dos facies diferenciadas: una de grado bajo, representada por pelitas y filitas moteadas, esquistos y metaquarcitas y otra de grado medio, representa-

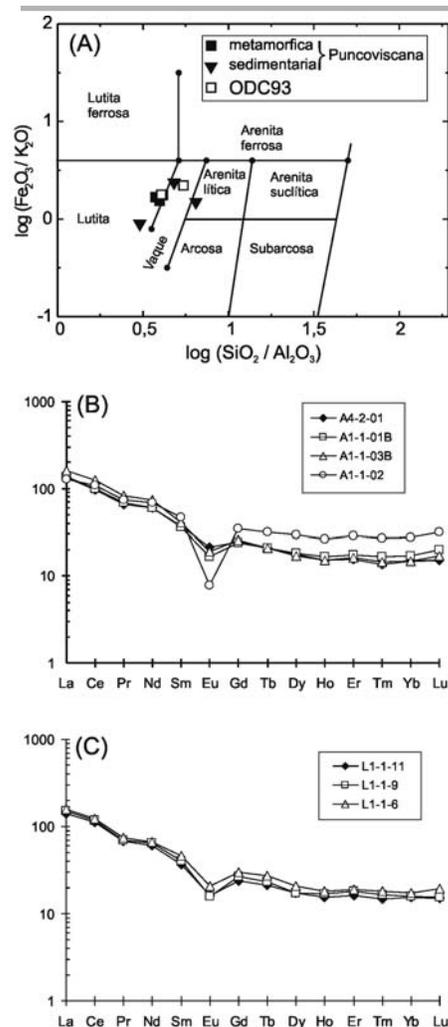


Figura 2: (a) Proyección de rocas sedimentarias y metamorfitas de la Formación Puncoviscana (SVP) en el diagrama de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por Herron (1988). En el mismo diagrama se proyecta la composición de la lutita y la vaque promedio (ODC93) de la Formación Puncoviscana publicada por Omarini y Do Campo (1993). (b) Patrón de tierras raras normalizado a condritos para las rocas sedimentarias de la Formación Puncoviscana. (c) Patrón de tierras raras normalizado a condritos para las rocas metamórficas de la Formación Puncoviscana. Para normalizar los patrones de tierras raras se usó el valor de condrito presentado por Taylor y McLennan (1985).

da por hornfels y esquistos moteados. Galliski (1983a y b) coincidió parcialmente con lo propuesto por Aceñolaza *et al.* (1975). Hong *et al.* (1998) mantuvieron la separación entre los esquistos de la Formación Puncoviscana y las metamorfi-

tas de contacto de la Formación La Paya. El criterio seguido en este trabajo ha sido el de no considerar a la Formación La Paya como una unidad independiente, sino agrupar todas estas rocas dentro de la Formación Puncoviscana teniendo en cuenta así dos facies de metamorfismo diferente: la primera, sin metamorfismo de contacto, con pelitas, pizarras, cuarcitas y grauvacas, siendo ésta la de características regionales monótona y homogénea, y una segunda litología acompañada de un metamorfismo de contacto de bajo grado que pasan gradualmente a rocas metamórficas de mediano grado. Tanto esta última litología como la de bajo grado fueron reunidas por Galliski (1983 a y b) en la Formación La Paya. Los afloramientos de esta facies, que en parte conservan las estructuras sedimentarias originales, se presentan en el sector norte de la sierra de Lampasillos. Localmente en las rocas de contacto aparecen migmatitas de mayor grado metamórfico con biotita y granate, constituyendo una faja norte-sur, de rumbo aproximadamente axial, desarrollada desde cerro Palermo por el sur hasta el cerro Saladillo por el norte. Hong *et al.* (1998) reconocieron que entre el metamorfismo regional de la Formación Puncoviscana y el metamorfismo térmico provocado por los intrusivos, se puede reconocer otro episodio de mayor grado metamórfico que el primero y anterior al de contacto.

Pegmatitas

Los cuerpos pegmatíticos se distribuyen a lo largo de las sierras de Cachi, tanto en el cerro Peñas Blancas como con mayor longitud en el abra Peñas Blancas, constituyendo los distritos portadores de mineralización como los de Aguas Calientes, Tres Tetas, Peñas Blancas y monte del Quemado. En general, se observa a los cuerpos pegmatíticos relacionados espacialmente con los cuerpos trondhjemiticos antes descriptos. La dimensión de los afloramientos pegmatíticos varía entre 100 a 250 m, llegando hasta los 850 m con una potencia máxima de hasta de 40 m de ancho. La forma predominante es la tabular. El promedio de los rumbos es N 45°E a N 35°E. Los buzamientos son superiores a los 65° al SO,

salvo algunas excepciones.

Los bordes de los cuerpos están generalmente compuestos por cuarzo, plagioclasa y moscovita con biotita como uno de los minerales accesorios. La zona externa de los cuerpos tabulares, generalmente está integrada por cuarzo, plagioclasa, feldespato y moscovita, pudiendo llegar a contener columbita y montebrasita. La zona intermedia se compone generalmente de cuarzo, plagioclasa y moscovita; llevando como minerales accesorios turmalina, berilo y columbita. Finalmente el núcleo del cuerpo pegmatítico, está compuesto por cuarzo; accesorio como bismuto y sus óxidos (Galliski 1983a).

Según Galliski (1983a y b) la génesis de las pegmatitas de la Formación Cachi está estrechamente relacionada con la evolución de las trondhjemitas y su origen se debería a la cristalización fraccionada con enriquecimientos póstumos en volátiles.

Además de las pegmatitas, Galliski (1983a y b) identificó también la presencia de otros cuerpos filonianos como un pórfiro granodiorítico cerca de Aguas Calientes, una aplita granodiorítica intruída concordantemente en los esquistos cerca de la mina Santa Elena y un pequeño dique lamprofírico al NE de Tres Tetas.

Formación Cachi

Turner (1964) agrupó bajo esta denominación a un conjunto de cuerpos intrusivos que se disponen dentro de la Formación Puncoviscana a lo largo del cordón de los Nevados de Palermo y su continuación hacia el norte por el cerro Peñas Blancas. La variedad litológica de los cuerpos aflorantes le permitió diferenciar *stocks* de composición trondhjemitica de los cuerpos pegmatíticos. Galliski (1983a y b, 1987) y Galliski *et al.* (1990) describieron detalladamente las características petrológicas de los cuerpos y de las pegmatitas, relacionando ambos con asociaciones geoquímicas.

Trondhjemitas

Estas rocas están distribuidas en un conjunto de plutones independientes de dimensiones variables, aunque se puede determinar que no sobrepasan 4,5 km de longitud

máxima. Una característica común de este grupo de intrusivos, es que alrededor de cada uno de los cuerpos principales se observa un cortejo de intrusivos circulares menores dispuestos como satélites.

Los afloramientos se distribuyen en forma de rosario, constituidos por varios cuerpos que se alojan en la Formación Puncoviscana en relación post-cinemática de acuerdo con la foliación S₁. Sin embargo, algunos cuerpos menores en el área del puesto Peñas Blancas, muestran una geometría tabular corta, cuyos sectores laterales son coincidentes y se ajustan exactamente en forma paraconcordante, con la estratificación planar S₀ primaria de la Formación Puncoviscana.

Con respecto a sus aspectos texturales y mineralógicos reconocidos en los extensos afloramientos, se han podido distinguir tres tipos litológicos, o facies ígneas principales, debido a que estas variaciones son muy rápidas en el mismo cuerpo y que sus límites son difusos, aunque no han podido ser mapeadas, mientras que sí se reconocieron petrográficamente.

Desde el punto de vista mineralógico se ha podido distinguir un grupo ampliamente mayoritario de rocas biotíticas, de otro subordinado con la presencia de turmalina y escasa moscovita. Los rasgos texturales permitieron separar los tipos biotíticos en una variedad equigranular a levemente inequigranular de distribución areal más abundante, de otra porfírica con aspecto cumular.

El tipo litológico, trondhjemitas biotíticas equigranulares, aflora y constituye la mayor parte de los intrusivos de la sierra de Cachi y Peñas Blancas. Se trata de rocas de color gris pálido, de grano medio 2 - 5 mm, masivas en raras ocasiones, groseramente foliadas, cuyos minerales esenciales son plagioclasa y cuarzo mientras que el accesorio máfico es biotita y, en general tienen cantidades subordinadas de moscovita.

Los tipos litológicos descriptos en sectores de los intrusivos en el área de la sierra de Cachi y Peñas Blancas, pasan gradualmente, aunque el contacto se resuelve en pocos centímetros, a facies portadora exclusivamente de turmalina y moscovita. Las trondhjemitas de turmalina y moscovita son de color blanco, equigranulares, de granometría media, masivas y están constituidas

además de los minerales mencionados, por una agregado íntimo de plagioclasa cuarzo. Estos cuerpos muestran un color gris verdoso a blanquecino en fractura fresca, mientras que son blanco amarillento en la superficie por meteorización.

Estas rocas al microscopio poseen una textura hipidiomorfa, de grano generalmente mediano pudiendo variar entre grano grueso y porfirico en las facies de borde. Los minerales son plagioclasa (en parte alterada a sericitica) y cuarzo (anhedral y algo fracturado). En cantidades menores se observan biotita y moscovita y como minerales accesorios circón, opacos, titanita, rutilo y apatita. La biotita se dispone en individuos agrupados, en ocasiones alterados a sericita, epidoto y clorita. Suelen contener inclusiones pequeñas de circón. En cuanto a los minerales opacos se observó escasa magnetita idiomorfa en parte alterada.

Se ha reconocido una variedad de trondhjemitas caracterizadas por no poseer biotita. La asociación mineralógica que la compone está representada por microclino (intersticial), moscovita, turmalina (a veces en grandes cristales) y granate. Se estima que pertenecen a una facies rica en volátiles.

De acuerdo a las edades absolutas obtenidas por diferentes investigadores con distintos métodos la intrusión varía entre 564 a 453 Ma, aunque hay mayores probabilidades que varíe entre 480 a 460 Ma (Galliski, 1983a, Lork *et al.* 1989, Fiedrich, en Toselli 1992, Lork y Bahlburg 1993, Miller 1996, Hong *et al.* 1998, Coira *et al.* 1999) ubicándolas en el Ordovícico inferior.

Geoquímica

Todos los análisis químicos usados en este trabajo fueron realizados en el laboratorio Actlabs, Ontario, Canadá. La concentración de elementos mayoritarios se determinó mediante fluorescencia de rayos X (XRF); mientras que la abundancia de elementos traza se determinó por espectrometría de emisión de plasma acoplada a espectrometría de masas (ICP-MS). La mayoría de las rocas presentadas en este trabajo fueron obtenidas en una transecta entre Palermo Oeste y la sierra de Cachi hasta el cerro Ciénaga (Fig. 1). Las muestras se obtuvieron cubriendo las variedades de la

Formación Puncoviscana, las rocas de metamórficas en la aureola del magmatismo trondhjemítico y los plutones trondhjemíticos y de diques que se encuentran espacialmente relacionados con este plutonismo (L1-1-15). En tanto que otra muestra (L1-1-4) fue obtenida en la transecta paraje Las Trancas a la localidad de Cachi (Fig. 1). Todos los datos geoquímicos se presentan en cuadro 1.

Geoquímica de la Formación Puncoviscana

En la propuesta de clasificación química de rocas sedimentarias de Herron (1988) las rocas de la Formación Puncoviscana se clasifican como: lutitas, vaques y arenita-lítica (Fig. 2). Estos resultados son similares a los obtenidos por otros investigadores y reseñados por Omarini y Do Campo (1993), dichos investigadores definieron a partir de valores geoquímicos, que los tipos litológicos más representativos de la Formación Puncoviscana son pelitas y grauvacas.

Las muestras características de la aureola metamórfica de la Formación Puncoviscana son semejantes por elementos mayoritarios a los tipos pelíticos de esta formación (Fig. 2), y por ende se proyectan en el campo de las lutitas de Herron (1988). Esto indica claramente que, por un lado, como se ve en el campo, las rocas de la secuencia de Puncoviscana constituyen el protolito de las metamorfitas de contacto que afloran en la sierra de Cachi, y por otro que los productos metamórficos son químicamente más homogéneos. Solamente se puede detectar, y destacar, en las metamorfitas un enriquecimiento en K_2O respecto de las sedimentarias de Puncoviscana.

Si se comparan los valores aquí obtenidos para la concentración de elementos traza litófilos (Rb, Sr) y tierras raras (REE) con los resultados compilados por Omarini y Do Campo (1993) se encuentran coincidencias en los tipos litológicos pelitas y grauvacas. No obstante, se debe remarcar que no se ha detectado la anomalía positiva de Ce destacada como un rasgo geoquímico sobresaliente de la Formación Puncoviscana por Omarini y Do Campo (1993). La relación Th/U (2,9 – 5,4) determinada en las Formación Puncoviscana, incluyendo

rocas con metamorfismo de contacto, está dentro del rango composicional presentado por Omarini y Do Campo (1993). Sin embargo, los valores de Y (35-56 ppm) son superiores a todo el espectro composicional de Puncoviscana de Omarini y Do Campo (1993).

Al observar la variación relativa del espectro de tierras raras (REE) de los tipos litológicos de la Formación Puncoviscana se aprecian regularidades que se deben considerar (Fig. 2). A medida que se pasa de lutitas a vaques, y luego a areniscas, aumenta: 1) la magnitud de la anomalía negativa de Eu, y 2) el contenido absoluto de tierras raras pesadas (HREE). Por otro lado, las areniscas tienen tenores levemente inferiores en tierras raras livianas (LREE). Esto indica que el patrón de las areniscas está extremadamente deprimido en elementos que indican falta de feldespatos, hecho que también es coherente con la escasa abundancia de Sr y Ba en la arenisca. La arenisca analizada necesariamente debe contener, entre su matriz de cuarzo, fases resistentes (circón y monacita), que contengan HREE y LREE. El enriquecimiento relativo de la lutita en U, Th, LREE, Cr y Co se explica porque estos elementos se ubican en la fracciones arcilla y limo de los sedimentos (McLennan 1989). En tanto que la mayor abundancia en Eu, Sr y Ba de las lutitas, claramente sugiere que esta variedad contiene una relación plagioclasa sobre cuarzo mayor que las vaques y areniscas.

En términos generales, el comportamiento geoquímico de los elementos traza en rocas de la Formación Puncoviscana se puede adjudicar a la selección y diferenciación que se produce durante el ciclo sedimentario supra-cortical. El espectro de las tierras raras, con un enriquecimiento en LREE, un patrón plano de HREE, y con persistente anomalía negativa de Eu, es característico de turbiditas proterozoicas de ambientes de márgenes pasivos (McLennan *et al.* 1990). Las rocas metasedimentarias, que constituyen la aureola con metamorfismo térmico, poseen contenidos de elementos de LREE semejante en todo sus valores a las rocas sedimentarias de la Formación Puncoviscana (Fig. 2c). Un aspecto saliente es el enriquecimiento en K, Rb, Th y U, que presentan las metamorfitas de contacto. Teniendo

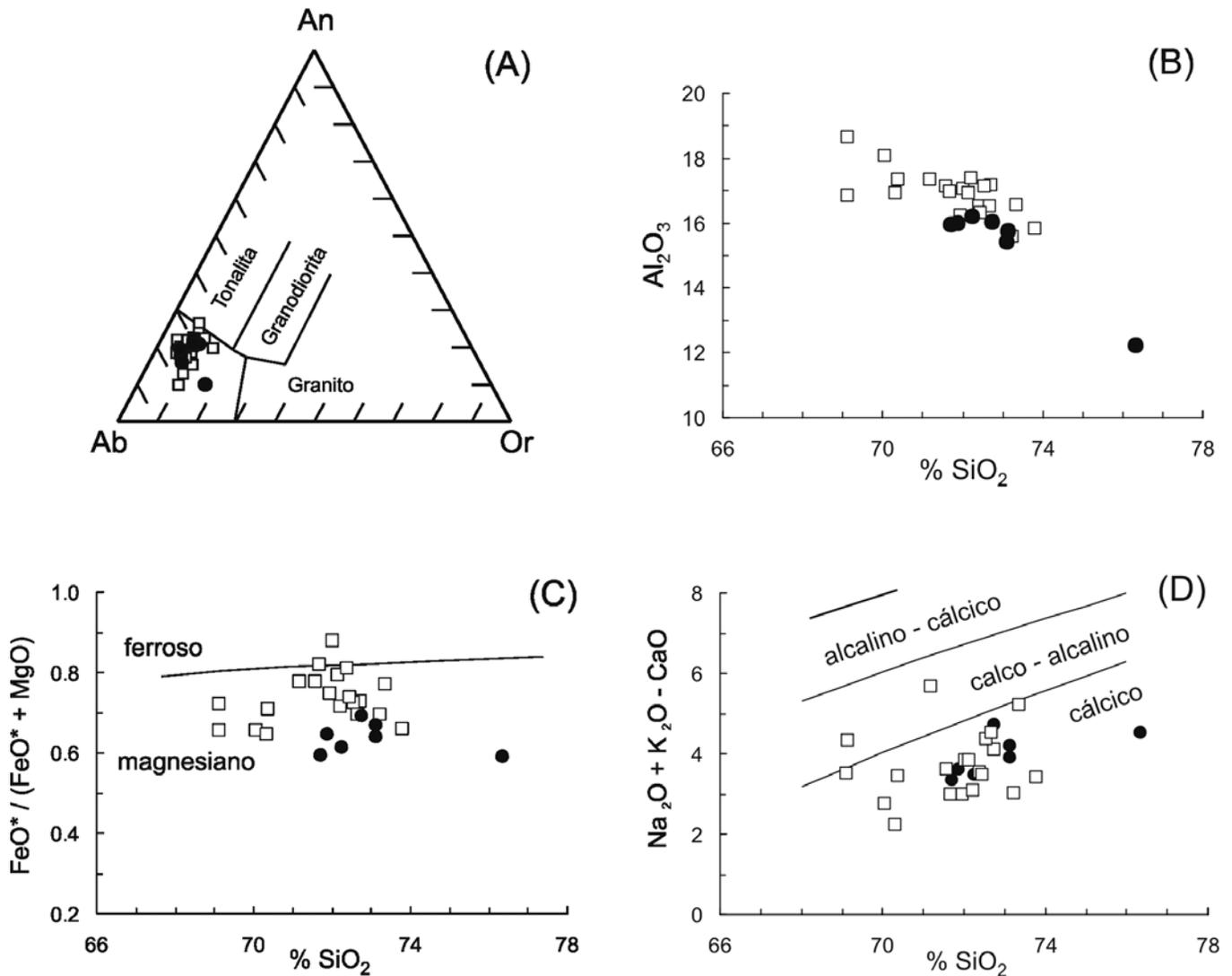


Figura 3: (a) Clasificación de las rocas ígneas de la Formación Cachi en el diagrama de clasificación de granitoides propuesto por Barker (1979). Los puntos negros son datos de este trabajo, en tanto que los cuadrados vacíos son datos de Galliski *et al.* (1990). La gran mayoría de las rocas cae en el campo de las trondhjemitas. (b) Diagrama tipo-Harker para Al_2O_3 de las rocas de la Formación Cachi. (c) y (d) Clasificación de las rocas de la Formación Cachi en la propuesta de Frost *et al.* (2001), en (c) se distingue si son rocas ferrosas o magnesianas, en (d) se diferencia entre rocas cálcicas y alcalinas.

presente que estos elementos son móviles, se debe concluir que el metamorfismo de aureola sobre la Formación Puncoviscana no produjo diferenciación geoquímica significativa.

Elementos mayoritarios de la Formación Cachi

Siguiendo la clasificación de granitoides que toma en cuenta la proporción normativa y relativa de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or) propuesta por Barker (1979) la

gran mayoría de las rocas de la Formación Cachi, incluyendo las rocas analizadas por Galliski *et al.* (1990), se proyectan en el campo de las trondhjemitas (Fig. 3a). De esta manera, esta clasificación geoquímica es coherente con las características petrográficas de estas rocas (Galliski 1983a). Además, todas las trondhjemitas son del tipo alto aluminio según la propuesta de Barker (1979), ya que tienen un tren de variación Harker donde es claro que presenta contenidos de $Al_2O_3 > 15\%$ cuando

SiO_2 es 70% (Fig. 3b).

Por sus contenidos en SiO_2 (69%, incluyendo los datos de Galliski *et al.*, 1990) se trata de rocas félsicas. Esto está remarcado por el bajo contenido en FeO total + MgO que nunca supera el 4%. Así como también, por su relación FeO^*/MgO son rocas magnesianas (Fig. 3c). Dado los contenidos en Na_2O (4,2 a 6,0 %), éste es el óxido que domina ampliamente la concentración de elementos alcalinos en las rocas, ya que K_2O se encuentra en concentraciones muy

bajas para rocas félsicas. Por otro lado, el CaO posee un rango de abundancia entre 2 y 3%, abundancia que varía de normal a alta para rocas félsicas. Cuando se considera la modificación del índice de Peacock introducida por Frost *et al.* (2001), la gran mayoría de las trondhjemitas presenta una relación álcalis – calcio característica de una serie cálcica (Fig. 3d). Vale aclarar que el déficit de álcalis respecto de calcio, fundamentalmente refleja los bajos contenidos de K₂O que presentan las rocas. Además químicamente son rocas débilmente peraluminosas con un índice de saturación en alumina (ISA = molar Al₂O₃ / CaO+Na₂O+K₂O) que varía entre 1,025 y 1,1. Por esto, Galliski *et al.* (1990) las consideraron trondhjemita de alta alumina.

En la proyección de elementos mayoritarios versus sílice muchos de los elementos mayoritarios no presentan una correlación definida y suave con el incremento de sílice. Quizá las excepciones más destacables la constituyen CaO y Al₂O₃ (Fig. 3b) que decrecen en abundancia en un tren suave con el incremento de SiO₂, hecho que puede adjudicarse, *a priori*, a cristalización fraccionada de plagioclasa.

Elementos traza de la Formación Cachi

La variación de los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE: Sr, Ba, Rb) es similar al de CaO y K₂O. El comportamiento de estos elementos LILE demuestra como aspecto salientes que: 1) Sr y Ba decrecen en abundancia cuando aumenta Rb, lo que implica cristalización fraccionada de feldespatos, y 2) la disminución más marcada de Sr que de Ba, al aumentar SiO₂ o Rb, sugiere que entre los feldespatos la extracción de plagioclasa fue más importante que la de feldespatos alcalinos.

En general los elementos traza presentan un patrón normalizado a composición del manto primordial (Fig. 4A) que muestra un espectro de elementos traza incompatibles coherente sin diferenciación, en consecuencia, más allá del efecto que pudo producir la cristalización fraccionada de plagioclasa, la diferenciación durante el emplazamiento no ha modificado ni diversificado la geoquími-

ca de magma madre (véase Galliski *et al.* 1990). Una sola muestra (L1-1-15), que corresponde a un dique porfirico, se aparta del resto por su menor abundancia de Sr, hecho que sólo implica la extracción de plagioclasa (Fig. 4a). Por otro lado, el espectro de elementos traza normalizado posee algunas anomalías negativas bien marcadas en elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ti). Por otro lado, presenta anomalías positivas en Sr y Zr. Comparando con rocas típicamente orogénicas y calco-alcalinas con composiciones de sílice intermedias (Fig. 4b), las trondhjemitas de Cachi están marcadamente empobrecidas en Ta, Ti, Y, y en la mayoría de las tierras raras (REE). Además, de acuerdo con la propuesta de Drummond y Defant (1990), estas trondhjemitas poseen una geoquímica de elementos traza característica de las trondhjemitas de alto aluminio, tales como: 1) contenido de Sr > 300 ppm, 2) contenidos muy bajos de HREE y una anomalía de Eu poco marcada, 3) la mayoría de las rocas tiene contenidos de Y < 10 ppm y Nb < 5 ppm, y 4) una relación K/Rb baja (< 450).

Las trondhjemitas de la Formación Cachi presentan un espectro de elementos de tierras raras normalizado a condrito particular y significativo (Fig. 4c). Se observa un patrón enriquecido en tierra raras livianas (LREE) sobre pesadas (HREE), que queda reflejado en el valor de la relación La_N/Yb_N = 8,6 -14. Sin embargo, es preciso advertir que la suma de las tierras raras es muy baja (Σ REE < 136 ppm), y que, la abundancia absoluta de las LREE también es muy baja, incluso inferiores al promedio de la corteza inferior y ligeramente superior al de un N-MORB (Fig. 4b). La mayoría de las trondhjemitas no presenta anomalía de Eu. Aunque existen excepciones. El dique (muestra L1-1-15) muestra una anomalía débilmente negativa (Eu/Eu* = 0,75). Precisamente, la anomalía negativa de Eu y el bajo contenido de Sr en la muestra L1-1-15 sugiere que esta roca reflejan los efectos de la cristalización fraccionada de plagioclasa. Por otro lado, la muestra L1-1-4 es la única que corresponde al plutón Cachi, paraje Las Trancas, se diferencia del resto por su mayor abundancia de tierras raras medias y pesadas (La_N/Yb_N = 4) y por poseer la anomalía negativa de Eu más fuer-

te (Eu/Eu* = 0,55) que se debe adscribir al alto contenido de Gd. De manera particular, la mayor abundancia en HREE de la muestra L1-1-4 se puede explicar como producto de la presencia xenocristales de circón y/o granate incorporados por asimilación de la caja de los magmas trondhjemíticos. Lo precedente sugiere que el bajo contenido de Yb_N ~ 2 y Lu_N ~ 1,8, aún menores a los contenidos del MORB promedio, en la gran mayoría de las rocas de la Formación Cachi podría adjudicarse a la presencia de granate en la zona de generación de dicho magmatismo. Cabe destacar que el contenido relativamente homogéneo de elementos traza en general (Fig. 4a) y de tierras raras en particular (Fig. 4c) demuestra que estos elementos no han sido modificados significativamente por cristalización fraccionada, hecho que permite dilucidar las características geoquímicas y la naturaleza del magma madre de las trondhjemitas de Cachi.

DISCUSIÓN

Consideraciones sobre la petrogénesis de las trondhjemitas de la Formación Cachi

Existen dos modelos que explicarían la generación de magmas con las características geoquímicas reseñadas arriba para las trondhjemitas de Cachi.

Las rocas trondhjemíticas de alto aluminio se forman: 1) cuando se funde la corteza oceánica subducida (Drummond y Defant 1990, Kay *et al.* 1993), o 2) cuando se funde la corteza inferior cuya composición es máfica (gábrica *sensu lato*) y es posible que se forme granate como producto residual de la fusión (Atherton y Petford 1993). En el primer caso, para que se produzca la fusión de la placa subducida es necesario que la corteza oceánica, que constituye la placa, sea joven (< 25 Ma) y, por ende, esté caliente (Drummond y Defant 1990, Martin 1999). En el segundo caso, es necesario que la corteza inferior esté constituida por material acrecionado magmáticamente mediante subplacado máfico, que la corteza tenga mas de 36 km de espesor para que granate sea estable en los niveles inferiores, y que exista actividad magmática proveniente del

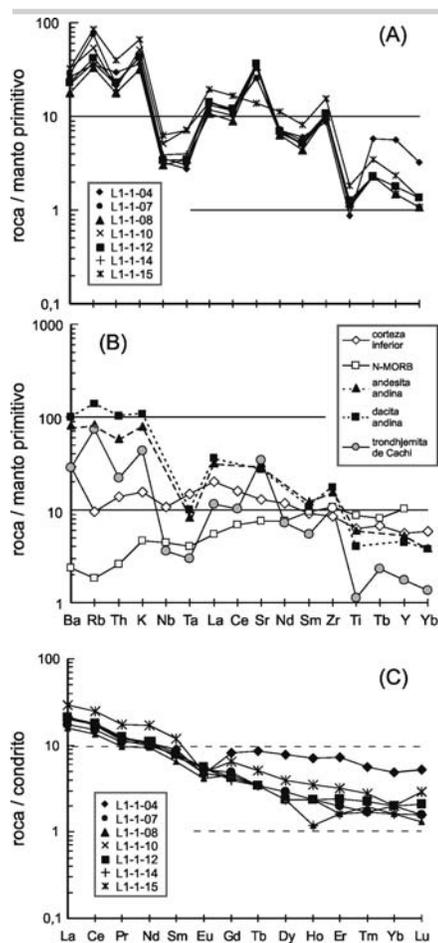


Figura 4: (a) Diagrama de multi-elementos normalizado a manto primitivo para las rocas ígneas de la Formación Cachi. (b) Comparación del patrón en diagrama de multi-elementos de la trondhjemita de Cachi con: la corteza inferior de Taylor y McLennan (1985), el N-MORB tomado de Rollinson (1993), y andesita y dacita andina de Davidson et al. (1988). (c) Patrón de tierras raras normalizado a condritos para las rocas ígneas de la Formación Cachi. Todos los valores usados para normalizar los la abundancia de elementos en las rocas son tomados de Taylor y McLennan (1985).

manto para que se mantenga caliente y eventualmente funda la base de la corteza (Wareham *et al.* 1997). Vale remarcar, que ambas posibilidades tienen en común que se desarrollan en un ambiente de subducción activa. Hecho que define sin ambigüedades el ambiente tectónico.

En términos de elementos mayoritarios, la mayor diferencia entre la corteza inferior y el MORB promedio es la abundancia de

silíce. Los valores normales son $\text{SiO}_2 \sim 54\%$ para la corteza inferior, mientras que $\text{SiO}_2 \sim 50\%$ en el MORB normal. Así como también existe una pequeña diferencia en la concentración de CaO (8,5% en corteza y 11,5% en MORB) que es levemente inferior en la corteza. El resto de los elementos mayoritarios presentan concentraciones similares en la corteza inferior que en el MORB. Para la mayoría de los elementos mayoritarios, excluyendo SiO_2 y CaO, las diferencias son, en sentido petrológico, irrelevantes, y es muy difícil distinguir, usando la mayoría de los elementos mayoritarios, la impronta geoquímica que tendría un magma generado a partir de una roca fuente como un MORB o como la corteza inferior. El hecho que las trondhjemitas de Cachi tengan altos contenidos de SiO_2 podría sugerir que la roca fuente más probable del magmatismo son rocas máficas que constituyeron la corteza inferior. Sin embargo, se debe remarcar que este criterio es muy débil, sobre todo si es usado como único argumento. Por esta razón, para dilucidar el origen petrogenético de la Formación Cachi se desarrolló el modelado de elementos traza durante la fusión parcial, utilizando la ecuación de fusión por pulsos utilizando la (ecuación 4.6 en Rollinson 1993), partiendo de las composiciones de las dos fuentes posibles (corteza inferior de Taylor y McLennan 1985 y MORB de Rollinson 1993), considerando que las fases residuales son aquellas que se generan durante la eclogitización del MORB o la fusión de un basalto a alta presión (Wolf y Wyllie 1993, Klemme *et al.* 2002), y utilizando coeficientes de partición compilados por Rollinson (1993) y coeficientes de partición experimentales de Klemme *et al.* (2002). Combinando los dos tipos de rocas fuentes con dos asociaciones residuales posibles se obtuvieron cuatro estimaciones que se comparan con una trondhjemita típica de Cachi (Fig. 5 y Cuadro 2). Considerando los casos donde el residuo es dominado por clinopiroxeno y granate (Figs. 5a y 5c), ambos modelos dan resultados que reproducen el patrón general de elementos traza de una trondhjemita típica en los elementos litófilos (Rb, Ba y Sr) y HREE (considerando Yb como HREE representativo). Mientras que el modelado que considera la fusión de cor-

teza inferior reproduce mejor la concentración de itrio (Y), la estimación de LREE (representadas por La en las figuras) en el fundido teórico a partir del MORB se asemeja más al de las trondhjemitas. Sin embargo, el problema que presenta el modelado, y esto independientemente de la fuente, es producir fundido relativamente empobrecidos en Eu, como se observa en las trondhjemitas de Cachi, y a la vez, relativamente con altos contenidos de Sr. Para intentar ajustar el modelado de Eu, se estimó la composición de los fundidos incluyendo entre la asociación de fases residuales un 15% de plagioclasa (Figs. 5b y 5d), pero se llegó a la contradicción de que, en estos casos la concentración de Sr en los fundidos estimados es menor que las concentraciones que presentan las trondhjemitas, reduciéndose la abundancia de Sr entre 2 y 4 unidades logarítmicas dependiendo de la roca fuente usada. Una explicación posible al comportamiento del Eu es asumir que las condiciones en la zona fuente de generación del magmatismo fueron muy oxidantes, en tal caso Eu estaría en gran medida oxidado como Eu^{+3} y su comportamiento sería semejante al de los otros REE. Entonces, el Eu oxidado (Eu^{+3}) no siguió el comportamiento de Sr. Se debe notar que las trondhjemitas de Cachi presentan una concentración de REE menor que la corteza inferior, y sólo algunas LREE son más abundantes en las trondhjemitas que en el MORB típico. Por esta razón, cualquiera fuera la fuente, la mayoría de las REE se comportaron de manera compatible con el residuo durante la fusión parcial en la zona fuente. Lo destacable es que ocurre exactamente lo opuesto con la mayoría de los LILE.

Sin bien, el modelado valida la idea que la fuente tiene que tener una composición máfica (gábrica *sensu lato*) y que las fases residuales en la zona de generación del magmatismo debe ser una asociación de alta presión con clinopiroxeno + granate \pm hornblenda \pm plagioclasa. Los resultados obtenidos no permiten distinguir de manera incuestionable si la fuente del magmatismo trondhjemítico fue corteza oceánica subductada o la base de la corteza de un arco magmático. Por último, vale remarcar que la obtención de datos isotópicos permi-

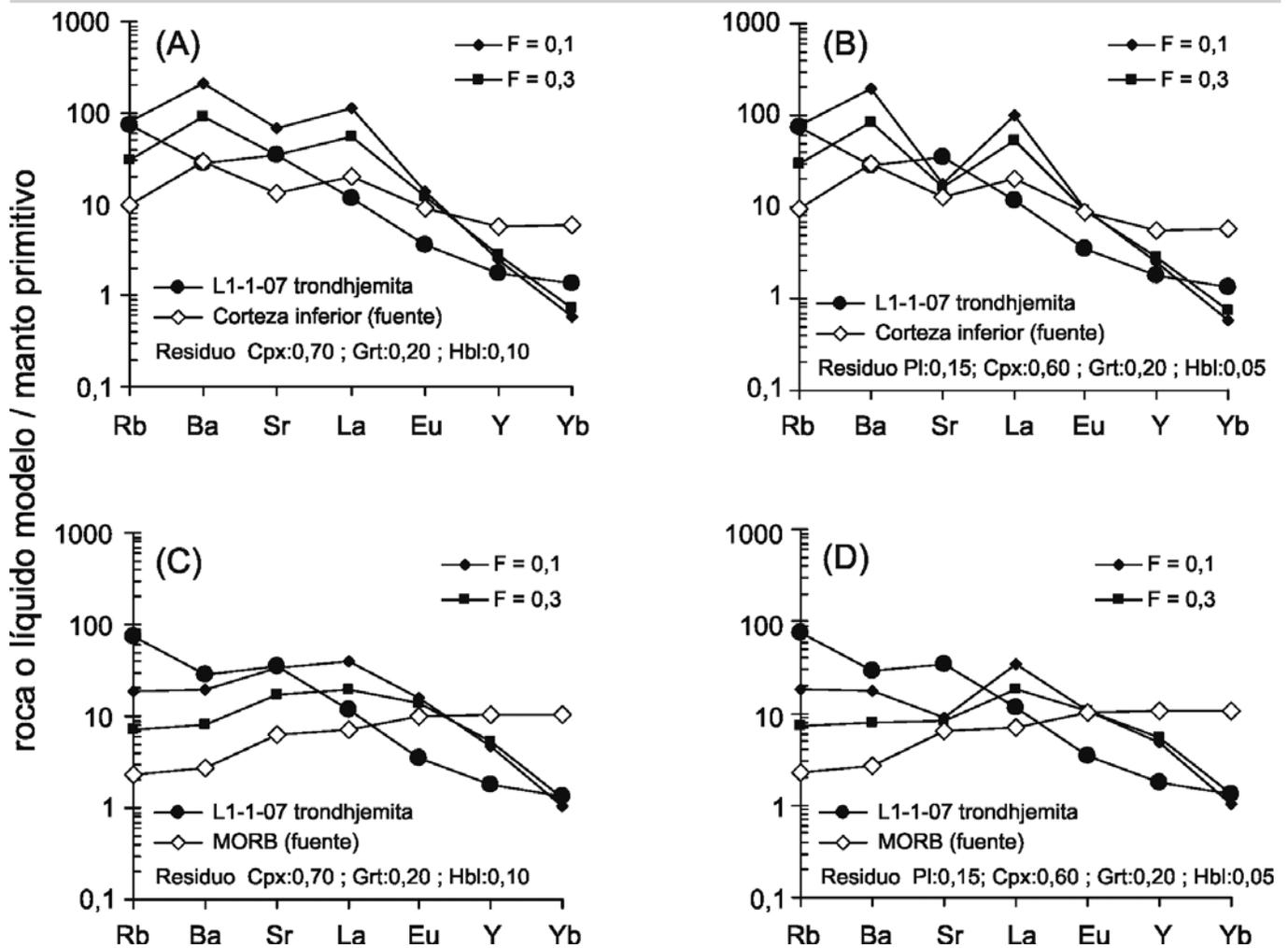


Figura 5: Modelado de la distribución de elementos traza representativos (LILE y REE) durante la fusión parcial por pulsos de dos fuentes máficas, corteza inferior en (A y B) y MORB en (C y D) y considerando que dos asociaciones minerales distintas constituyen el residuo. La principal diferencia entre los residuos es la ausencia de plagioclasa en los modelos (A y C) y la existencia de un 15% de plagioclasa en el residuo en los modelos (B y D). Los resultados se muestran para un grado de fusión parcial del 10% ($F = 0,1$) y del 30% ($F = 0,3$). La composición de corteza inferior y MORB fueron tomadas de los mismos trabajos citados en figura 4 y Cuadro 2. Los coeficientes de partición y la ecuación de fusión parcial usado en el cálculo son presentados por Rollinson (1993) y Klemme et al. (2002). En el texto se discute el significado que tienen estos modelos de fusión parcial para predecir el origen de las trondhjemitas de Cachi.

tirá discernir el tipo de fuente del magmatismo de la Formación Cachi.

Implicancias tectónicas

Teniendo presente los modelos petrogenéticos que explican la generación de trondhjemitas es inexorable considerar que el origen de las trondhjemitas está vinculado al magmatismo en una zona de subducción. Por otro lado, la edad de la faja de trondhjemitas de la Sierra de Cachi que arroja valores entre 460 y 480

Ma (Lork *et al.* 1990, Lork en Coria *et al.* 1999) sugiere que el magmatismo trondhjemítico fue el resultado de la evolución del arco magmático famatiano. Cabe aclarar que la presencia de este cinturón de magmatismo rico en sodio, muy probablemente testifica sobre el acontecimiento de un cambio en la configuración del arco magmático, o se subdujo corteza oceánica joven (< 25 Ma), o bien se dio una variación en el ángulo de subducción que resulto en la fusión de la corteza inferior previamen-

te acrecionada (Atherton y Petford 1993).

Cabe mencionar que la concordancia de edades entre el plutonismo sódico de Cachi, y otro de igual edad y características geoquímicas similares que se observa en la sierra de Córdoba (Rapela *et al.* 1998, Pankhurst *et al.* 2000), es un tema que merece ser investigado con mayor profundidad para ver si existe una conexión causal entre ambos plutonismos, y un esquema geodinámico que explique esta relación.

Implicancias metalogénicas

En las rocas de la Formación Cachi existe un aspecto geoquímico muy llamativo, todos los elementos mencionados que constituyen la mineralogía compleja de las pegmatitas (Galliski 1983b) están concentrados con mayor abundancia en las rocas metamórficas de la Formación Puncoviscana que en cualquier tipo litológico ígneo de la Formación Cachi. Esto impone estudiar con mayor detalle la hipótesis genética de las pegmatitas del Distrito Minero el Quemado.

Como punto de partida es Galliski (1983a, b) quien considera que las pegmatitas son fluidos pegmatógenos ricos en volátiles provenientes de la diferenciación remanente del magma trondhjemítico.

Como se ha desarrollado, el enriquecimiento en K, Rb, Th y U, que presentan las metamorfitas de contacto, al tener presente que estos elementos son móviles durante el metamorfismo, se debe considerar que ese enriquecimiento relativo corresponde a protolito de las metamorfitas, es decir a la secuencia sedimentaria de la Formación Puncoviscana.

Dos elementos característicos por su concentración anormal en las pegmatitas del distrito minero el Quemado son Nb y Ta (Galliski 1983b). Precisamente esos dos elementos, de comportamiento geoquímico similar en procesos ígneos, se presentan 10 veces más concentrados en las rocas con metamorfismo de contacto que en las trondhjemitas de la Formación Cachi (Cuadro 1). La geoquímica de elementos mayoritarios y trazas indica que la cristalización fraccionada no ha operado entre las trondhjemitas con la magnitud necesaria como para producir fundidos residuales tan ricos en Nb y Ta como los que formaron las pegmatitas. Y como se ha determinado en el estudio petrográfico, la presencia de minerales con altos coeficientes de partición para Nb y Ta (biotita, titanita, óxidos y rutilo), determinaría que Nb y Ta no se pueden concentrar a partir de los productos magmáticos tardíos por cristalización fraccionada (Méndez *et al.* 2005).

Como en algunos sectores y dentro de la zona de alto grado de la aureola metamórfica, se ha observado fusión parcial de las metamorfitas, es a este proceso que se le

CUADRO 1: Composición química de elementos mayoritarios y traza de la Formación Puncoviscana

	<i>Rocas metamórficas</i>			<i>Rocas sedimentarias</i>			
	L1-1-11	L1-1-9	L1-1-6	A1-1-03B	A1-1-02	A4-2-01	A1-1-01B
SiO ₂	65,53	64,28	62,73	64,84	77,95	56,61	69,67
TiO ₂	0,81	0,85	0,91	0,75	0,19	1	0,55
Al ₂ O ₃	16,59	17,17	16,88	15,22	12,1	18,63	14,52
Fe ₂ O ₃	6,35	6,84	7,37	6,66	2,06	7,69	4,13
MnO	0,12	0,15	0,13	0,08	0,02	0,18	0,07
MgO	2,57	2,75	3,01	2,21	0,81	2,92	1,45
CaO	0,77	0,79	0,87	0,31	0,11	4,72	0,98
Na ₂ O	1,77	1,68	1,97	1,89	3,86	2,78	3,65
K ₂ O	4,12	4,08	4,19	4,48	2,31	3,24	3,56
P ₂ O ₅	0,16	0,2	0,15	0,16	0,04	0,28	0,14
LOI	2,02	1,97	1,3	3,39	1,53	2,81	1,95
Total	100,81	100,76	99,51	99,99	100,98	100,86	100,67
Cs	14,8	13,5	10,5	33,6	17,6	33,5	10,1
Rb	189,6	176,5	176,0	170,8	107,7	115,2	131,0
Ba	428	418	462	331	197	715,1	629,4
Sr	81,2	80,7	127,5	40	103,4	321,5	208,6
V	105	99	117	89	15	113	63
Cr	64	66	92	66	23	83	31
Co	18,3	17,9	21,3	14,2	3,5	19,3	9,3
Ni	73	81	67	31	13	37	12
Cu	18	24	17	16	8	51	8
Zn	117	66	63	80	29	160	43
Y	34	36	40	33	56	34	35
Zr	166,2	182,9	214,8	170,8	121,8	169,5	356
Nb	18,6	18,9	18,7	14,6	23	19,5	12,7
La	43,8	47,0	48,4	50,3	39,5	41,1	42,6
Ce	90,2	95,6	99,8	101,2	87,1	77,8	80,6
Pr	8,13	8,5	9,13	10,17	9,04	7,96	8,38
Nd	36,5	38,9	40,0	44	40,9	35,6	36
Sm	7,2	7,8	8,9	8	9,1	7,2	7,1
Eu	1,18	1,17	1,54	1,4	0,58	1,56	1,23
Gd	6,2	6,9	7,8	6,6	9	6,3	6,2
Tb	1,0	1,1	1,3	1	1,5	1	1
Dy	5,6	5,6	6,7	5,5	9,5	5,8	5,9
Ho	1,1	1,2	1,3	1,1	1,9	1,1	1,2
Er	3,4	3,8	4	3,4	6	3,3	3,7
Tm	0,48	0,54	0,58	0,47	0,87	0,44	0,54
Yb	3,2	3,3	3,6	3,1	5,8	3,1	3,6
Lu	0,48	0,5	0,62	0,55	1,02	0,49	0,65
Hf	5,2	5,5	6,2	5,1	4,7	5	10,2
Ta	1,29	1,49	1,23	1,1	1,97	1,53	1,07
W	2,8	2,9	1,3	2,5	1,1	3,2	2,2
Pb	50	25	21	10	7	20	14
Th	16,4	17,8	18,5	12,4	18,8	10,5	14,0
U	3,7	4,1	3,5	2,6	4,8	3,6	3,6

CUADRO 2: Composición química de elementos mayoritarios y traza de la Formación Cachi

	<i>Rocas metamórficas</i>			<i>Rocas sedimentarias</i>			
	L1-1-04	L1-1-12	L1-1-08	L1-1-10	L1-1-15	L1-1-07	L1-1-14
SiO ₂	73,14	71,17	73,12	71,87	76,35	72,74	72,25
TiO ₂	0,14	0,2	0,19	0,17	0,29	0,18	0,19
Al ₂ O ₃	15,72	15,94	15,42	15,98	12,2	16,04	16,2
Fe ₂ O ₃	1,43	1,55	1,37	1,3	2,41	1,52	1,54
MnO	0,04	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03
MgO	0,64	0,95	0,7	0,64	1,51	0,61	0,87
CaO	2,42	3,05	2,69	2,8	1,17	2,26	2,8
Na ₂ O	5,83	5,47	5,77	5,28	4,25	6,04	5,34
K ₂ O	0,79	0,93	0,68	1,12	1,44	0,94	0,95
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,06	0,13	0,13	0,06	0,07
LOI	0,45	0,48	0,43	0,66	0,62	0,33	0,57
Total	100,66	99,84	100,44	99,97	100,41	100,74	100,81
Cs	1,6	2,7	1,4	1,1	2,4	20,2	2,8
Rb	19,3	22,9	18,3	29,3	47,3	40,7	20,6
Ba	133	117	91	165	166	145	112
Sr	454,3	645,0	609,3	469,1	245,4	617,7	629,7
V	bld	12	11	7	19	11	10
Cr	bld	bld	bld	27	20	13	15
Co	2,8	5,2	5,2	5,1	7,1	3,7	4,7
Ni	14	17	12	12	63	40	55
Cu	8	6	6	7	bld	bld	38
Zn	19	11	13	3	6	31	23
Y	19	6	5	5	8	6	5
Zr	73,1	89,6	82,4	85,2	127,5	86,3	82,9
Nb	1,8	1,9	1,7	2,9	3,5	2,0	2,2
La	7,3	7,8	5,9	7,8	10,7	6,4	7,9
Ce	16,6	17,1	12,9	16,3	23,9	14,6	16,3
Pr	1,65	1,71	1,32	1,56	2,4	1,48	1,68
Nd	7,6	7,3	6,7	7,0	12,0	7,7	7,7
Sm	2,1	1,8	1,5	1,8	2,8	1,9	1,7
Eu	0,41	0,49	0,36	0,42	0,43	0,46	0,48
Gd	2,5	1,3	1,4	1,3	2,0	1,5	1,2
Tb	0,5	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
Dy	3,0	0,9	0,9	0,9	1,5	1,1	0,9
Ho	0,6	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1
Er	1,8	0,6	0,4	0,4	0,8	0,5	0,4
Tm	0,2	0,08	0,06	0,07	0,1	0,06	0,06
Yb	1,2	0,5	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4
Lu	0,2	0,08	0,05	0,06	0,11	0,06	0,06
Hf	2,3	2,7	2,4	2,6	3,9	2,9	2,6
Ta	0,11	0,14	0,14	0,29	0,28	0,12	0,16
W	0,2	0,9	0,3	0,5	2,0	0,5	0,7
Pb	10	6	bld	bld	bld	13	6
Th	2,3	1,8	1,4	1,5	3,1	1,7	1,7
U	0,4	0,4	0,3	0,5	0,6	0,4	0,6

puede adjudicar la formación de fundidos pegmatíticos, que debido a su alto contenido en volátiles se movilizan arrastrando los elementos (Nb, Ta, U, Th, W, Li, Be) que constituyen la mineralogía de interés de las pegmatitas.

Seguramente debido a que los productos de la fusión parcial en las zonas de alto metamorfismo pudieron haber interactuado con los fundidos trondhjemíticos, se debieron producir más de un tipo de productos intrusivos en la aureola térmica de alto grado. Dada la baja presión a que ocurrió el metamorfismo de contacto evidenciado por los metasedimentos esto implicó que: 1) la presión interna de la fase fluida compleja (H₂O, Cl, F, B, P, etc.) del contacto por sectores habría sido superior a la presión de carga, por lo tanto se produjo la ebullición de este fluido que se separó como una fase independiente; 2) si además la fase fluida compleja estuvo en contacto o incluida dentro de un fundido silicático félsico, sin que lo haya saturado; y 3) se produjo el natural enfriamiento de este sistema con fraccionamiento de fases y elementos químicos. La secuencia del proceso arriba descrito corresponde a la hipótesis más aceptadas sobre formación de pegmatitas complejas (London, 1990). Por otro lado, la presión del fluido no superó la presión de carga litostática y la fase volátil permaneció disuelta en los fundidos del contacto que interactuaron con el magma trondhjemítico para producir una diversidad de rocas tipo trondhjemitas pero con turmalina y en ocasiones granate y/o cordierita.

Por último, y con el propósito de acotar el rol que jugó el plutonismo trondhjemítico, es preciso remarcar que el magmatismo de la Formación Cachi constituyó la fuente térmica que produjo el metamorfismo de contacto, los que por sectores llegaron a producir la fusión parcial de las rocas sedimentarias de la Formación Puncoviscana, con la subsecuente formación de lentes y bolsones pegmatíticos mineralizados.

Este nuevo enfoque relacionado con la

Fe₂O₃ representa el Fe total.

bld: indica que el elemento está por debajo del límite de detección de la técnica analítica usada para analizar su concentración.

génesis y origen de la mineralización, permite la posibilidad de llevar a cabo nuevas exploraciones en búsqueda de mineralizaciones económicas en área relacionadas con el metamorfismo de contacto, antes que con los productos magmáticos provenientes de los cuerpos trondhjemíticos en su fase póstuma.

CONCLUSIONES

Los resultados más importantes de la presente investigación son:

De acuerdo con lo postulado en trabajos anteriores, la generación de trondhjemitas está vinculada con la evolución del arco magmático famatiniano.

La presencia de minerales con altos coeficientes de partición para el Nb y Ta (biotita, titanita, óxidos y rutilo) en los magmas trondhjemíticos, impide postular que el Nb y Ta pudieron concentrarse en los magmas residuales que resultaron de la cristalización fraccionada.

Sumado al punto anterior, la baja concentración de Nb y Ta en los magmas trondhjemíticos, permite determinar que los elementos metálicos enriquecidos en las pegmatitas, no fueron provistos por estos magmas.

El magmatismo trondhjemítico constituyó la fuente térmica que produjo la fusión parcial de las rocas de caja (Formación Puncoviscana) produciendo la formación de lentes y bolsones pegmatíticos mineralizados

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se llevó a cabo a partir de los trabajos del levantamiento geológico de la Hoja La Poma. Se agradece al Segemar la publicación de estos resultados. Se agradecen los comentarios positivos de los árbitros G. Vujovich y otro anónimo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G., Toselli, A. y Durand, F. 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1: 109-123, Tucumán.

- Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F. y Esteban, S. 1999. Bioestratigrafía de la Formación Puncoviscana y unidades equivalentes en el NOA. En González Bonorino, G., Oмарini, R. y Viramonte, J. (eds.) 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 91-114, Salta.
- Atherton, M.P. y Petford, N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146.
- Barker, F. 1979. Trondhjemites: definitions, environment and hypothesis of origin. En Baker, F. (ed.) *Trondhjemites, Dacites and related Rocks*, Elsevier 1-12.
- Blasco, G. y Zapetini, E. 1996. Hoja Geológica San Antonio de los Cobres, Jujuy. Segemar, Boletín 217, 126 p, Buenos Aires.
- Coira, B., Toselli, A., Koukharsky, M., Rossi de Tosselli, J. y M. Kay, S. 1999. Magmatismo famatiniano. En González Bonorino, G., Oмарini, R. y Viramonte, J. (eds.) 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 189-211, Salta.
- Davidson J.P., Ferguson, K.M., Colucci, T. y Dungan, M.A. 1988. The origin and evolution of magmas from San Pedro-Pellado Volcanic Complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 429-445.
- Dumont, M.S. y Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Achean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R., Ellis, D.J. y Frost, C. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Galliski, M.A. 1983a. Distrito minero El Quemado, departamento La Poma y Cachi, provincia de Salta; I, el basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 38: 209-224.
- Galliski, M.A. 1983b. Distrito minero El Quemado, departamento La Poma y Cachi, provincia de Salta; II, geología de sus pegmatitas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 38: 340-380.
- Galliski, M.A. y Miller, C. 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por elementos de Tierras Raras e implicancias tectónicas. *Reunión Geotranssectas de América del Sur, Actas* 58-62.
- Galliski, M.A., Toselli, A.J. y Saavedra, J. 1990. Petrology and geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 91-99.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.
- Hong, F., Monaldi, C., Alonso, R., Gonzalez, R. y Seggiaro, R. 1998. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, Provincias de Salta y Catamarca. Segemar, Boletín 248, 121 p. Buenos Aires.
- Jonhston, D. A. 1986. Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands: Implications for the origin of Island arcs and tonalite-trondhjemite series rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 92: 368-382.
- Kay, S., Ramos, V. A. y Marquez, M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101: 753-714.
- Klemme, S., Blundy, J. y Wood, B. 2002. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 3109-3123.
- London, D. 1990. Internal differentiation of rare element pegmatites: a synthesis of recent research. *Geological Society of America, Special Paper* 246: 35-50.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of Monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 1-6.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, H. y Grauert, B. 1990. Sistemática U-Pb de zircones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (provincia de Salta), Argentina. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino. Serie Correlación Geológica* 4: 199-208.

- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.F. y Champion, D. 2005. An overview of adakites, tonalites-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolutions. *Lithos* 79: 1-24.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. En Lipin, B, y McKay, G. (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Review in *Mineralogy* 21: 168-200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. y Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015-2050.
- Méndez, V., Nullo, F., Pezzutti, N., Otamendi, J., González, R. y Salani, F. 1997a. Descripción de la Hoja Geológica 2566-15, La Poma, provincia de Salta. Segemar, Instituto de Geología y Recursos Minerales (inédito) 98 p., Buenos Aires.
- Méndez, V., Nullo, F., Pezzutti, N., Otamendi, J., González, R. y Salani, F. 1997b. Descripción de la Hoja Geológica 2566-I, Nevados de Acay, provincia de Salta. Segemar, Instituto de Geología y Recursos Minerales (inédito) 87 p., Buenos Aires.
- Méndez, V., Nullo, F. y Otamendi, J. 2005. Niobio y Tantalio en la Formación Puncoviscana, Departamento Los Andes, Provincia de Salta. 8º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 225-231.
- Miller, H. 1996. Early Paleozoic Geochronology and orogenic events in NW Argentina. Third International Simposium Andean Geodynamics. OSTROM Editions. Collection Colloques et Séminaires: 787-790.
- Omarini, R.H., y Do Campo, M. 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite Precámbrico Cámbrico en el Noroeste Argentino (Fm. Puncoviscana): consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 300-309.
- Omarini, R.H., Alonso, R.N. y Marcuzzi, J.J. 1995. El hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 48(2): 179-183.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Parker, L.R. y Adams, J.W. 1973. Niobium and tantalum. En Brost, D.A. y Pratt, W.P. (eds.) *United State Mineral Resources*, Geological Survey Professional Paper 820: 443-454, Washington.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. The Proto-Andean Margin of Gondwana, Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.) *The Geological Society, Special Publication* 142: 181-217, London.
- Rollinson, H.G. 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, resresentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical. 352 p. Essex.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, 312 p. Oxford.
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia de Ciencias, Boletín* 41(2): 163-196, Córdoba.
- Turner, J.C. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c – Nevado de Cachi. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 99, 78 p.
- Toselli, A. 1992. El magmatismo del noroeste argentino. Reseña sistemática e interpretación. *Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica* 8, 243 p.
- Wareham, C.D., Miller, I.L. y Vaughan, A.P.M. 1997. The generation of sodic magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 81-96.
- Wolf, M.B., y Wyllie, P.J. 1993. Garnet growth during Amphibolite Anatexis: Implications of a Garnetiferous Restite. *Journal of Geology* 101: 357-373.

Recibido: 4 de abril, 2005

Aceptado: 1 de febrero, 2006