

RELACIONES ISOTOPICAS SM/ND EN ROCAS GRANITICAS Y MILONITICAS DE SIERRAS PAMPEANAS DEL NOROESTE ARGENTINO

J. P. López*, M. M. Rodríguez Areal**, A. Sales** y K. Kawashita***

RESUMEN

Las sierras de Velasco, Copacabana y Paimán, en el ambiente de Sierras Pampeanas, están constituidas principalmente por cuerpos plutónicos del Paleozoico inferior, relacionados con el ciclo Famatiniano (Granitos Huaco, Antinaco y Paimán) y por rocas miloníticas (Faja Milonítica TiPA), originadas a partir de estos protolitos como consecuencia de eventos dinámicos acaecidos durante el Ordovícico superior-Devónico. El último evento magmático del área es de edad probablemente devónica (Granito San Blas). Se calcularon edades modelos de «dos estadios» en base a relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$; los valores obtenidos se presentan estrechamente agrupadas en torno a 1594 Ma. y se interpretan a este basamento como un protolito del Proterozoico medio re trabajado.

Palabras clave: Sierras Pampeanas, Noroeste Argentino, ciclo Famatiniano, zona de cizalla TiPA, edades Sm/Nd.

ABSTRACT

The Velasco, Copacabana and Paimán Ranges in Sierras Pampeanas, are constituted mainly by paleozoic plutonic bodies of the Famatinian cycle (Huaco, Antinaco and Paimán) and for mylonitic rocks (TiPA Shear Zone), originated as a consequence of dynamic events happening during the Upper Ordovician-Devonian. The last magmatic event of the area would probably have of devonian age (Granite San Blas). Model-ages of two stages were calculated based on $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ relationships; the obtained values are closely grouped at around 1594 Ma. and the more plausible interpretation seems to be a reworking of an Early Proterozoic protolith.

Key words: Pampean Ranges, Northwestern Argentina, Famatinian Cycle, TiPA shear zone, Sm/Nd age.

Introducción

El sistema isotópico Sm/Nd constituye uno de los más efectivos medios para el estudio regional en la evolución de la corteza continental (Pimentel y Charney, 1991).

Sm y Nd son Elementos Tierras Raras ligeras y debido a que los procesos intracorticales comunes, entre ellos la deformación dúctil, prácticamente no producen un mayor fraccionamiento en las Tierras Raras, se considera que la relación Sm/Nd del material cortical no cambia significativamente desde la formación de la corteza y que el principal proceso capaz de su fraccionamiento es la diferenciación manto-corteza.

Los granitoides que constituyen el basamento de estas sierras, de carácter netamente cortical y clasificados por Pankhurst *et al.* (2000) como de Tipo S habrían sido emplazados en el Ordovícico temprano (470-490 Ma, Pankhurst *et al.*, 2000), y serían contemporáneos con el magmatismo Famatiniano. Rapela *et al.* (2001) sugieren que en el Llanvirniano temprano (469 Ma) se habría producido un evento dúctil que habría afectado a estos granitoides; señalan que la edad de tal metamorfismo decrece hacia el W, teniendo lugar después del principal período intrusivo de los granitoides famatinianos y cierra la cuenca de back-arc famatiniana del Tremadociano-Arenigiano. Las evidencias isotópicas presentadas en esta con-

* Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo, 205. Tucumán, Argentina. lopezjp00@yahoo.com.ar

** Facultad de Bioquímica, Química y Farmacia, Universidad Nacional de Tucumán, Ayacucho, 471. Tucumán, Argentina. amsales@fbqf.unt.edu.ar

*** Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brasil.

tribución son coincidentes con estudios previos sobre el origen y edades del magmatismo de la región.

En este trabajo se presentan estudios isotópicos Sm/Nd de rocas graníticas y miloníticas que constituyen las sierras de Copacabana, Paimán y Velasco, dentro del ambiente de las Sierras Pampeanas de Catamarca y La Rioja en el Noroeste Argentino, presentando nuevos datos geocronológicos e isotópicos que pueden contribuir a una mejor interpretación de la región revalidando las ideas propuestas anteriormente para los procesos magmáticos y tectónicos de la región de Sierras Pampeanas para épocas Paleozoicas.

Marco geológico

El presente trabajo comprende estudios isotópicos realizados sobre el basamento plutónico de las sierras de Velasco, Paimán y Copacabana, emplazadas en el ambiente de las Sierras Pampeanas del Noroeste Argentino (fig. 1). En la sierra de Velasco se reconoce un basamento granítico peraluminoso de edad paleozoica inferior, denominado Granito Huaco (Toselli, *et al.*, 2000) compuesto por monzogranitos y granodioritas porfíricas, con matriz de grano grueso y grandes cristales de feldespato potásico de más de 10 cm y que constituye los principales afloramientos de la sierra; está relacionado con un proceso de subducción durante la orogenia Famatiniana, en el Paleozoico inferior Huaco (Toselli, *et al.*, 2000). Sobre la ladera occidental de la sierra aflora un cuerpo plutónico de características gnéissicas (Granito Antinaco) que fue afectado por un proceso deformativo dando lugar al desarrollo de bandas intensamente tectonizadas, con rumbo NNW reunidas bajo la denominación de Faja Milonítica TiPA (López y Toselli, 1993) conformada por cataclitas y milonitas de edad ordovícica superior-devónica (Fase Oclóyica, Salfity *et al.*, 1984). Posteriormente tiene lugar un nuevo evento intrusivo probablemente devónico, cuyo plutón, denominado Granito San Blas (Toselli *et al.*, 2000), no presenta signos de deformación y está constituido por rocas porfíricas, de monzogranitos a granodioritas, que afloran en el norte de la región, desarrollando una estructura con relieve morfológico circular.

En la sierra de Copacabana se reconoce principalmente el Granito Antinaco y la Faja Milonítica TiPA. La sierra de Paimán está constituida por rocas graníticas porfíricas de grano grueso y fenocristales de feldespato potásico de más de 10 cm de longitud de la Formación Paimán, además de rocas gábricas y una delgada banda de rocas miloníticas sobre su ladera oriental.

Estos cuerpos plutónicos pertenecen a la suite de granitos tipo S altamente peraluminosos (Pankhurst *et al.*, 2000).

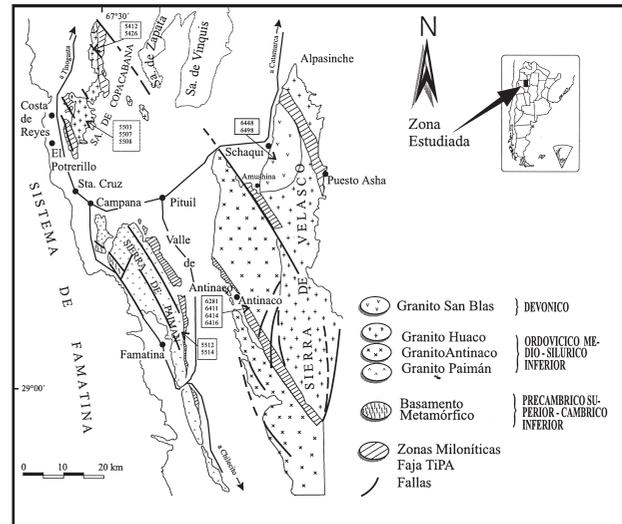


Fig. 1.—Mapa geológico de ubicación de muestras de las sierras de Velasco, Paimán y Copacabana.

Edades de los eventos intrusivos y deformativos

Grosse *et al.* (2003) señalan que el primer evento intrusivo de la región corresponde al emplazamiento del Granito Antinaco, que más tarde habría sido afectado por una intensa deformación, dando lugar a las rocas cataclásticas y miloníticas de la Faja Milonítica TiPA. Rapela *et al.* (2001) obtuvieron dos edades U-Pb SHRIMP en la sierra de Velasco, $481,4 \pm 2,4$ Ma para la edad de cristalización y $469,0 \pm 3,9$ Ma para el evento deformativo. Edad de cristalización similar, $481,0 \pm 2,8$ Ma, obtuvo anteriormente Pankhurst *et al.* (2000). Hockenreiner *et al.* (2001) obtuvieron una edad de deformación Sm-Nd en granate de 420 a 409 Ma y una edad de cristalización de $487,5 \pm 4,3$ Ma en la sierra de Copacabana (Grosse *et al.*, 2003).

La relación temporal entre el Granito Antinaco y el Granito Huaco aún es incierta, principalmente por la ausencia de información geocronológica de este último; sin embargo, características estructurales y petrográficas diferenciales entre ambos, tales como la ausencia de deformación extensiva en el Granito Huaco, la que está restringida principalmente al Granito Antinaco, apoyarían la hipótesis de que el evento intrusivo más antiguo correspondería al Granito Antinaco mientras que el Granito Huaco sería posterior a aquél y posterior a la deformación.

Grosse *et al.* (2003) señalan que las zonas miloníticas del Granito Huaco son producto de la reactivación de fallas anteriores y tienen la característica de ser menos intensas comparadas con las que afectan al Granito Antinaco. Este fallamiento más joven

también se puede observar en este último. McBride *et al.* (1976) obtiene una edad de 328-330 Ma en Puesto Ascha, en el NE de la sierra y correspondería a este segundo evento deformativo.

Xenolitos de rocas miloníticas dentro del Granito San Blas y foliación milonítica del Granito Antinaco que no continúan dentro de aquél son evidencias del carácter postectónico del Granito San Blas, a quien se le atribuye una edad Devónica.

Finalmente, no hay evidencias geocronológicas, ni de campo para establecer una correlación temporal entre estos plutones y el Granito Paimán, del que sólo podemos decir que fue también afectado por el evento dinámico ordovícico, que desarrolla sobre la ladera oriental de la sierra de Paimán una delgada faja milonítica que Pérez y Kawashita (1992) dataron en 450 Ma, usando el método Rb/Sr.

Petrografía de las unidades estudiadas

El Granito Huaco está constituido por cuerpos graníticos típicamente porfíricos con abundantes fenocristales de feldespato potásico, cuyas dimensiones varían entre 1 y 10 cm en una mesostasis de grano grueso. La matriz, de textura xenomórfica e inequigranular presenta predominio de minerales félsicos, mientras que los accesorios (biotita y muscovita, principalmente) se presentan en proporciones inferiores al 10%. Como componentes de la matriz se destaca el cuarzo y el feldespato potásico, mientras que la plagioclasa está presente en menor cantidad. El feldespato potásico (microclino) interviene en cristales anhedral, peritéticos y con maclado característico; el cuarzo se presenta en individuos anhedral, límpidos y fracturados mientras que la plagioclasa lo hace en cristales subhedral a anhedral, con suave zonación o con «patchy-zonning»; los principales accesorios son biotita y muscovita, además de sillimanita, andalusita y cordierita (Rossi de Toselli *et al.*, 1985; Toselli *et al.*, 1987).

Los granitoides que constituyen esta unidad cuya composición varía entre sienogranitos y granodioritas y geoquímicamente presentan características calcoalcalinas e índices de Shand entre 1,11 y 1,42 que corresponden al campo peraluminoso (Toselli *et al.*, 2000).

El Granito Antinaco (6411 de tabla 1), descrito como de textura gnéssica, con granulación y fracturación de sus componentes minerales, de grano grueso, con foliación milonítica debido a la orientación preferencial de los minerales micáceos; en parte es masivo, con fenocristales de feldespato potásico de 4-5 cm de longitud. Los minerales presentes son cuarzo, microclino y plagioclasa, con biotita y muscovita, como accesorios principales,

acompañados por granate (Toselli *et al.*, 2000). Este granito habría sido afectado por un proceso deformativo de edad ordovícica superior-devónica y habría desarrollado las rocas cataclásticas y miloníticas de la Faja Milonítica TiPA.

Faja Milonítica

La Faja Milonítica TiPA (fig. 1) atraviesa la sierra de Velasco con rumbo NNW y continúan hacia el NW en las sierras de Paimán y Copacabana (López *et al.*, 1996) y de Fiambalá (Neugebauer, 1996).

En la zona estudiada se reconocen dos zonas de cizalla, de unos 3 km de potencia, a lo largo de las cuales se habría producido el movimiento relativo de los bloques de la sierra. Una de ellas se desarrolla en las inmediaciones de la localidad de Antinaco; la segunda se reconoce en la localidad de Amushina y continúa en el interior de la sierra paralela a la anterior; una tercera zona de cizalla, paralela a las anteriores, se desarrolla en el borde nororiental de la sierra de Velasco, y se reconoce en las localidades de Alpasinche y Puesto Ascha.

Las rocas que constituyen esta unidad se clasifican como protomilonitas (6414), milonitas (6281) y esquistos miloníticos (6416) que presentan una fuerte foliación milonítica.

Las protomilonitas son rocas en las que predominan los procesos frágiles sobre los dúctiles y en los que la estructura de fluxión está ausente o muy poco marcada. Son rocas con importante porcentaje de fenoclastos de feldespato de 1 ó 2 cm de longitud, con desarrollo de estructuras asimétricas inmersos en una matriz cuarzo-feldespática en la que se observan recristalización incipiente de cuarzo, formando mosaicos monominerales con bordes suturados. También se reconocen individuos de cuarzo con extinción fragmentosa y plagioclasa y microclino en cristales fracturados y en algunos casos con maclas deformadas. La muscovita se presenta en láminas de tamaño medio, con leve orientación preferencial y el granate se observa en blastos euhedrales de 0,3-0,5 cm de diámetro, de carácter postectónico. En el extremo NW de la sierra, Rossi de Toselli *et al.* (1998) describen la presencia de cianita y sillimanita junto a las capas de muscovita.

Las milonitas son rocas de composición y estructura similar a las protomilonitas descritas, pero con menor proporción de fenoclastos. El tamaño de los granos es también menor y el porcentaje de mica es más importante.

Los esquistos miloníticos son rocas con textura de fluxión notable, determinada por la abundancia de minerales micáceos (biotita y muscovita) de la matriz, preferencialmente orientados. En la mesos-

Tabla 1.—Valores Sm/Nd de rocas de las sierras de Velasco (a), Copacabana (b) y Paimán (c)

Número	Roca	Sm	Nd	147/144	143/144	Tc (Ga)	Tdm(2)	End(0)	End(tc)	fSm/Nd	f Sm/Nd(2)
6498	Granito (a)	9,868	35,70	0,1672	0,512289	0,48	1,59	-6,8	-5,0	-0,1500	-2,00752
6448	Granito (a)	4,637	20,06	0,1398	0,512357	0,48	1,37	-5,5	-2,0	-0,2893	-2,00752
6414	Milonita (a)	2,423	9,26	0,1583	0,512212	0,48	1,66	-8,3	-6,0	-0,1952	-2,00752
6281	Milonita (a)	3,915	16,28	0,1454	0,512163	0,48	1,68	-9,3	-6,1	-0,2608	-2,00752
6416	Milonita (a)	2,732	10,81	0,1528	0,512160	0,48	1,71	-9,3	-6,6	-0,2232	-2,00752
6411	Granito (a)	8,331	42,56	0,1184	0,512128	0,48	1,61	-9,9	-5,1	-0,3981	-2,00752
5507	Granito (b)	8,616	38,93	0,1338	0,512143	0,48	1,65	-9,7	-5,8	-0,3198	-2,00752
5508	Mionita (b)	8,518	37,98	0,1356	0,512124	0,48	1,69	-10,0	-6,3	-0,3106	-2,00752
5503	Anfibolita (b)	7,805	36,30	0,1300	0,512209	0,48	1,54	-8,4	-4,3	-0,3391	-2,00752
5426	Gneis (b)	6,509	25,05	0,1571	0,512202	0,48	1,67	-8,5	-6,1	-0,2013	-2,00752
5514	Gabro (c)	4,952	19,36	0,1547	0,512322	0,48	1,49	-6,2	-3,6	-0,2135	-2,00752
5512	Granito (c)	5,345	21,94	0,1473	0,512315	0,48	1,47	-6,3	-3,3	-0,2511	-2,00752

Tdm(2) = Edad modelo Sm-Nd en estadio doble (DePaolo *et al.*, 1991).

End (0) = Valor de epsilon Nd hoy.

End (tc) = Valor de epsilon en Tc.

fSm/Nd = $(147 \text{ Sm}/144 \text{ Nd} - 1)/0,1967$ medido hoy.

fSm/Nd(2) = Valor empírico entre Tdm y Tc.

tasis se reconoce también cuarzo recristalizado con disposición paralela a los planos de fluxión. Los fenoclastos son de feldespato y alcanzan los 2 cm de longitud; son individuos anhedrales y con desarrollo de colas de presión que determinan la presencia de texturas asimétricas.

El Granito San Blas (6448 y 6498) está compuesto petrográficamente por monzogranitos y sienogranitos, de texturas porfiroides y estructura porfírica determinado por la presencia de fenocristales de hasta 6 cm de feldespato potásico.

La matriz presenta textura equigranular con un tamaño de grano fino a medio y mineralógicamente está compuesta por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y muy escasa muscovita.

Geoquímicamente este plutón presenta también características calcoalcalinas y peraluminosas (Toselli *et al.*, 2000).

Las rocas estudiadas de la sierra de Copacabana comprenden a gneises de ojos (5426) y anfibolitas (5503) que forman parte del basamento metamórfico en el cual intruyen monzogranitos y granodioritas (5507) equigranulares de grano grueso. Sobre este protolito se desarrollan las rocas miloníticas (5508) que forman parte de la Faja Milonítica TiPA. En la sierra de Paimán se reconocen importantes afloramientos del Granito homónimo (5512), típicamente porfírico, con fenocristales euhedrales de feldespato potásico de más de 10 cm de longitud. En esta sierra se reconocen además cuerpos básicos (5514) que se clasifican como gabros hornbléndicos con texturas oclares que afloran como pequeños cuerpos irregulares. La ladera oriental de la sierra presenta afloramientos de rocas miloníticas, de características similares a las descritas en la sierra de Velasco.

Metodología Sm/Nd

Tratamiento químico de las muestras

La metodología analítica se llevó a cabo en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias (CPGeo-IG) de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, y la técnica consistió en la adición de un trazador (spike) combinado Sm/Nd a las muestras de roca total finamente pulverizadas, y posterior digestión ácida. La cantidad agregada de trazador depende del tipo de muestra a datar, y de la concentración del trazador usado (Sato *et al.*, 1995).

En este trabajo se empleó un trazador combinado de $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ de concentración 0,13336 mg/g de ^{149}Sm y de 0,47222 mg/g para ^{150}Nd respectivamente. El error relativo porcentual obtenido en las concentraciones del trazador combinado fue de 0,41% y 0,38%, para ^{149}Sm y ^{150}Nd respectivamente, pero el error final de las razones de las concentraciones resultó del orden de 0,13%.

Separación de los elementos

Los elementos fueron separados en dos etapas. En la primera etapa se separó el conjunto de las tierras raras de los otros elementos y en segunda el Sm y el Nd del conjunto de las tierras raras.

La separación primaria se realizó usando columnas de intercambio iónico y como eluyente HCl 6,2N. Para la separación secundaria se usaron columnas de cuarzo rellenas de polvo de teflón (200 mesh) previamente tratadas con ácido di (2-etilhexil) fosfórico, usando como eluyente HCl 0,26N para colectar la fracción correspondiente al Nd y HCl 0,55N para la fracción de Sm.

Las fracciones adicionadas con H_3PO_4 fueron secadas con lámparas IR bajo campana. Los residuos fueron analizados por la técnica de Espectrometría de Masa.

Análisis Isotópico de las muestras

Para el caso de Nd el residuo se disolvió en HNO_3 y fue depositado sobre un filamento simple de Re y analizado en la forma de $(\text{NdO})^+$. Para el Sm se disolvió en H_3PO_4 y fue depositado sobre un filamento simple de Ta y analizado como Sm

metálico. Se usó un espectrómetro de masas multicolector de V. G. Micromass modelo 354.

A partir de las relaciones isotópicas obtenidas y mediante un software adecuado disponible en el CP-Geo/IG se obtuvieron los parámetros necesarios para el cálculo de la edad. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla 1.

Resultados y discusión

La edad modelo T_{DM} se determinó a partir de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ actuales de las muestras y calculando una regresión hasta el intercepto con la curva de evolución isotópica del Nd según el modelo de DePaolo (1988), que muestra una evolución ligeramente parabólica para el manto superior fraccionado, en función del tiempo geológico.

Como para los granitoides estudiados las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ resultaron fuera del rango normal de 0,085 a 0,125 es muy probable que la edad modelo de «único estadio» no provea edades con significado geológico. Entonces, buscando un modelo alternativo para obtener valores compatibles con la historia geológica regional se empleó el modelo de «dos estadios» propuesto por DePaolo *et al.* (1991), utilizando la edad de $481,4 \pm 2,4$ Ma, (U-Pb SHRIMP) obtenida Rapela *et al.* (2001) como edad de cristalización para los granitos de la sierra de Velasco. Los resultados obtenidos figuran en la tabla 1.

Además del cálculo de la edad, se estableció el valor de un indicador petrogenético, denominado ϵ_{Nd} , para ayudar a la identificación de las fuentes de los magmas y de los procesos de formación de rocas y mineralizaciones. La figura 2 muestra un modelo de evolución de ϵ_{Nd} en función del tiempo geológico según un modelo de estadio doble. En $T_{dm(2)}$ el magma se separa del manto, con una determinada relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = R_{T_{dm(2)}}$. A T_c ocurre la refusión de este material, con nuevo fraccionamiento de Sm y Nd, y, por tanto, con otra relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = R_{T_c}$. Hoy ($T = 0$) el valor de ϵ_{Nd} es $\epsilon_{Nd(0)}$. La regresión directa de $\epsilon_{Nd(0)}$ con una inclinación de R_{T_c} hasta la línea del manto empobrecido proporcionaría un valor de T_{DM} sin significado geológico.

Las edades de los granitos peraluminosos de origen cortical, tipo S (Pankhurst *et al.*, 2000) y las milonitas del presente trabajo se encuentran en un rango comprendido entre 1,37 y 1,71 Ga (tabla 1 y figura 2) indicando mezclas de diferentes reservorios y materiales de fuente cortical. Los valores iniciales de ϵ_{Nd} calculados para 0,48 Ga (Fase Magmática Oclóyica) son moderadamente negativos. Estos valores, asociados con relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,704 y 0,711 (Pérez y Kawashita, 1992) obtenidos para algunos granitoides datados en 450 Ma del área sugieren la ocurrencia de un

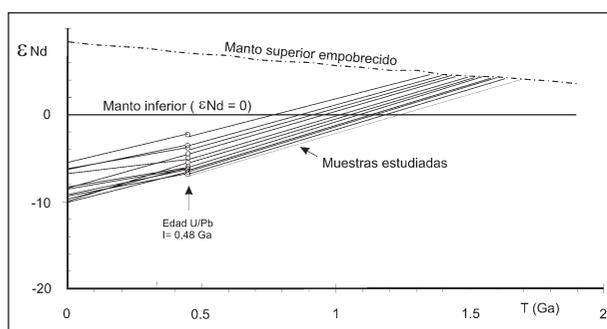


Fig. 2.—Modelo de evolución de estadio doble de ϵ_{Nd} en función del tiempo geológico según propuesta de DePaolo *et al.* (1991).

retrabajo de protolitos corticales anteriores, de edad proterozoica superior, aunque no puede descartarse la participación de un componente juvenil en su petrogenésis.

En apoyo de estas edades y su interpretación, Höckenreimer *et al.* (2001) presentó datos Sm/Nd en granates y rocas de la misma región y edades T_{DM} entre 2.150 y 1.800 Ma. Además, a partir de edades U/Pb (SHRIMP) entre 1,4 y 2,0 Ga obtenidos en núcleos de circones separados de granitos postectónicos, también sugieren que, en su generación habrían intervenido materiales de edad pampeana y protolitos heredados, probablemente Transamazónicos. Estos autores además consideran que la cristalización de los plutones famatinianos sin evidencias de deformación, habrían cristalizado entre 490 y 450 Ma, siendo éste el límite superior para la edad de deformación de la Faja TiPA.

Los datos de las concentraciones y relaciones isotópicas obtenidas indican para todas las muestras analizadas una clara pertenencia al ambiente cortical. Efectivamente, las concentraciones de Sm y Nd varían entre 2,7 y 9,8 ppm y de 9,2 y 42,5 ppm, respectivamente. Los valores promedio de 25.113 ppm para Nd y 5.921 ppm para Sm están relativamente cercanos a aquellos obtenidos para la corteza continental superior (Othman *et al.*, 1984). Sin embargo, las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,13 y 0,1672, casi ciertamente excluyen la posibilidad de que los granitoides pampeanos se hubieran formados durante un evento de «único estadio». Las rocas graníticas en este modelo usualmente exhiben relaciones entre 0,11 y 0,12 (De Paolo and Wasserburg, 1979; Jacobsen and Wasserburg, 1979). Por este motivo se calcularon también edades modelos de «dos estadios» (T_{DM} 2St en tabla 1) utilizando la propuesta de De Paolo *et al.* (1991). Estas edades están estrechamente agrupadas en torno a 1.594 Ma. Probablemente esta edades sean más realistas en relación a los procesos de diferenciación cortical.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dejar su expreso agradecimiento a los Dres. Ana María Sato y Carlos Cingolani, por la lectura crítica del manuscrito, al Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Tucumán (CIUNT), al Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO_CONICET), al Instituto de Química Analítica de la Facultad de Bioquímica, Qca. y Fcia de la Universidad Nacional de Tucumán y al Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias (CPGeo-IG) de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, por su colaboración y apoyo para la realización de este trabajo y al CIUNT por el apoyo económico.

Referencias

- DePaolo, D. J. y Wasserburg, G. J. (1979). Sm-Nd age of Stillwater complex and mantle evolution curve for neodymium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 999-1008.
- DePaolo, D. J.; Linn, M. and Schubert, G. (1991). The continental crust age distribution; methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 96: 2071-2088.
- Grosse, P.; Bellos, L.; Báez, M. Rossi de Toselli, J. y Toselli, A. (2003). Ordovician magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: *Ordovician from the Andes* (Albanesi, G.; Beresi, M. y Peraltas, S., editores). Serie Correlación Geológica, INSUGEO, 17: 223-226.
- Höckenreiner, M.; Söllner, F. y Miller, H. (2001). The TiPA shear zone (NW-Argentina): evidence for early devonian movement verified by Sm-Nd dating of garnet and whole rock systems. *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, 3. Publicación en CD-ROM, Art. 574, pág. 3.
- Jacobsen and Wasserburg, G. J. (1979). The mean age of mantle and crystal reservoirs. *J. Geophys. Research*, 84: 7411-7427.
- López, J. P.; Durand, F. y Toselli, A. (1996). Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 179-185.
- López, J. P. y Toselli, A. (1993). La Faja Milonítica TiPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas*, 3: 39-42.
- McBride, S.; Caelles, J.; Clark, A. y Farrar, E. (1976). Paleozoic radiometric age provinces in the Andean basement, latitudes 25-30S. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29: 373-383.
- Neugebauer, H. (1996). Die mylonite von Fiambalá. *München Geol. Hefte*, A18, 126S.
- Othman, D.; Polvé, M. y Allegre, C. (1984). Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.
- Pankhurst, R.; Rapela, C. y Flanning, C. (2000). Age and origin of coeval TTG, I- and S-Type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions Royal Soc. Edimburg: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Pérez, W. A. y Kawashita, K. (1992). K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from the sierra de Paimán, northwestern Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, 5: 251-264.
- Pimentel, M. y Charnley, N. (1991). Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 86: 123-138.
- Rapela, C.; Pankhurst, R.; Baldo, E.; Casquet, C.; Galindo, C.; Fanning, C. y Saavedra, J. (2001). Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Publicación CD-ROM. Art. 616, pág. 4.
- Rodríguez Areal, M.; Sales, A.; López, J. P. y Sales, L. (2003). Preparación y calibración del trazador combinado $^{147}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ para determinaciones geocronométricas. *IIº Congreso Argentino de Química Analítica*, Acta de Resúmenes: 5:5.
- Rossi de Toselli, J.; Toselli, A.; Indri, D.; Saavedra, J. y Pellitero, E. (1985). Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas: El problema de los granitos cordieríticos. *Rev. Asoc. Mineral., Petrol. y Sedim.*, 16: 55-64.
- Rossi de Toselli, J.; Toselli, A. y López, J. P. (1998). Metamorfismo en el Noroeste de la sierra de Velasco (La Rioja, Argentina): evidencia de engrosamiento cortical en base a la mineralogía y texturas de deformación. *16 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, Actas (Resúmenes), pág. 135. Bayreuth.
- Salfity, J.; Gorustovich, S. y Moya, M. (1984). Las fases diastólicas en los Andes del Norte Argentino. *International Symposium of Central-Andean Tectonics and Relations with Natural Resources*. Academia Nacional de Ciencias de Bolivia.
- Sato, K.; Tassinari, C.; Kawashita, K. y Petronilho, L. (1995). O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicacoes. *Anales Academia Brasileira de Ciencias*, 67.
- Toselli, A.; Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. (1987). Petrological and Geochemical considerations about the Lower Paleozoic Granitoids of the Pampean Ranges, Argentina. *Rev. Brasileira Geociencias*, 17: 619-622.
- Toselli, A. J.; Rossi, J.; Sardi, F.; López, J. P. y Báez, M. (2000). Caracterización petrográfica y geoquímica de granitoides de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *17 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, Actas publicadas en CD.

Recibido el 16 de diciembre de 2004

Aceptado el 13 de mayo de 2005