

GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DEL GRANITO TRES CERRITOS, EXTREMO MERIDIONAL DE LA SIERRA DE QUILMES Y SU RELACIÓN CON EL MAGMATISMO DEVÓNICO-CARBONÍFERO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Ana E. ACOSTA NAGLE¹ y Juan P. LÓPEZ¹

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica (CONICET-UNT). San Miguel de Tucumán. Email: acostanagle@gmail.com

RESUMEN

El Granito Tres Cerritos está ubicado en el extremo SE de la Sierra de Quilmes, en el departamento Santa María, provincia de Catamarca, en el ambiente morfoestructural de Sierras Pampeanas Septentrionales. El basamento metamórfico de la zona de estudio está constituido por esquistos de bajo y mediano grado metamórfico pertenecientes al Complejo Tolombón, que son afectadas por una faja de cizalla formada con anterioridad al emplazamiento del intrusivo. Localmente se produce metamorfismo de contacto con formación de porfiroblastos de cordierita y biotita. El granito Tres Cerritos aflora en dos sectores, uno de mayor extensión, de unos 6 km² de superficie, de forma elongada con su eje mayor de 4 km de rumbo submeridional y otro más pequeño, que aflora al oeste del área de estudio, de unos 1,9 Km de largo por 250 m de ancho, aproximadamente. Composicionalmente varía entre sienogranito y monzogranito y presenta tres facies: Porfírica biotítica, porfírica moscovítica y equigranular moscovítica. Geoquímicamente se define como un granito calco-alcálido y peraluminoso, con alto potasio. Según dataciones K/Ar este granito sería de edad carbonífera superior. Las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas del granito Tres Cerritos son similares a la de los intrusivos devónico-carboníferos de las Sierras Pampeanas de Catamarca, La Rioja, Córdoba y San Luis, por lo que el granito Tres Cerritos formaría parte de un evento magmático de gran extensión areal, post-orogénico o de intraplaca, que afectó a las Sierras Pampeanas durante el Devónico-Carbonífero.

Palabras clave: *Sierras Pampeanas Septentrionales, Complejo Tolombón, magmatismo Paleozoico*

ABSTRACT

Geology and petrology of Tres Cerritos granite, southern extreme of the Quilmes range, and its relationship with the Devonian-Carboniferous magmatism of the Pampean Ranges

Tres Cerritos granite is located in the extreme southern of Quilmes range, Catamarca province, in the Sierras Pampeanas Septentrionales. The metamorphic basement is composed of low to medium grade schists belonging to Tolombón Complex. It presents thermal metamorphism with development of porphyroblasts of cordierite and biotite. The Tres Cerritos granite crops out in two sectors, one more extensive, with an area of 6 Km² of surface, with its major axis of 4 Km of course submeridional, and other smaller, outcropping to west of study zone, of 1,9 km long by 250 m wide. Compositionally varies between sienogranite and monzogranite and presents three facies: porphyritic biotitic, porphyritic moscovitic and equigranular moscovitic. Geochemically is a calc-alkaline granite, peraluminous, rich in potassium. According datings K / Ar would this granite top Carboniferous age. The petrological, geochemical and geochronological characteristics are similar to that of the devonian-carboniferous intrusives of the Sierras Pampeanas of Catamarca, La Rioja, Córdoba and San Luis, so the Granite Tres Cerritos could be part of a post-orogenic or intraplate large magmatic event of regional extension that affected the Sierras Pampeanas during the Devonian-Carboniferous.

Keywords: *Sierras Pampeanas Septentrionales, Tolombón Complex, Paleozoic magmatism*

INTRODUCCIÓN

La actividad magmática de edad devónica-carbonífera de las Sierras Pampeanas fue reconocida por numerosos autores en los últimos años y podría ser más importante de lo que es generalmente considerada, dada su extensión (Grosse y Sardi

2005), habiéndose reconocido en las Sierras Pampeanas de Catamarca, La Rioja, Córdoba y San Luis. Esta actividad está representada por numerosos batolitos y cuerpos menores post-deformacionales, con formas circulares a ovaladas, de emplazamiento somero en corteza superior frágil y de composición predominan-

temente monzogranítica, rica en potasio (Lira y Kirschbaum 1990, Pinotti *et al.* 2002 y 2006, Llambías *et al.* 1998, Grisson *et al.* 1998, Grosse y Sardi 2005). Todos estos cuerpos se emplazaron al este del arco Famatiniano en un ambiente post-orogénico o de intraplaca bajo un régimen tectónico extensional (Llambías

et al. 1998, Pinotti *et al.* 2002 y 2006).

La Sierra de Quilmes forma parte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Camino 1979), está formada por un basamento metamórfico con rocas de bajo y mediano grado metamórfico, aunque se definen algunas zonas con alto grado metamórfico en el sector noroeste de la misma (Toselli *et al.* 1978). La intruyen granitoides de edad ordovícica a carbonífera, denominados granito Cafayate, tonalita Tolombón y granito Tres Cerritos.

En este contexto se estudió el granito Tres Cerritos, representante del magmatismo carbonífero del área. Este cuerpo se ubica en el extremo meridional de dicha sierra, en el departamento Santa María, provincia de Catamarca, entre los paralelos de $26^{\circ} 53' 17''$ y $26^{\circ} 55' 20''$ S y los meridianos de $66^{\circ} 10' 01''$ y $66^{\circ} 08' 10''$ O (Fig.1).

El objetivo del presente trabajo es realizar el reconocimiento, la clasificación y caracterización petrográfica y geoquímica del granito Tres Cerritos y del basamento metamórfico de la zona, para luego integrarlos a la historia intrusiva de la región, en un esquema geotectónico regional.

ANTECEDENTES

Los trabajos en la Sierra de Quilmes comenzaron a mediados del siglo XX, donde Ruiz Huidobro (1966) realiza una reseña litológica de la falda sudoriental de dicha sierra en la que menciona la existencia, a grandes rasgos, de rocas ígneas ácidas, un basamento metamórfico en el que incluye rocas variadas y define la cubierta sedimentaria. Posteriormente, Rapela (1976) señala a la tonalita Tolombón como un ejemplo característico del magmatismo ordovícico- devónico de esta sierra y al granito Cafayate, de edad ordovícica, como un cuerpo tardío-tectónico y poli-fásico con zonación asimétrica. Un estudio de carácter regional y más completo de la sierra lo realizan Toselli *et al.* (1978) donde describen al basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, en el que se reconoce a los Complejos Agua del Sapo y Tolombón, diferenciándose ambos por las características mineralógicas y textu-

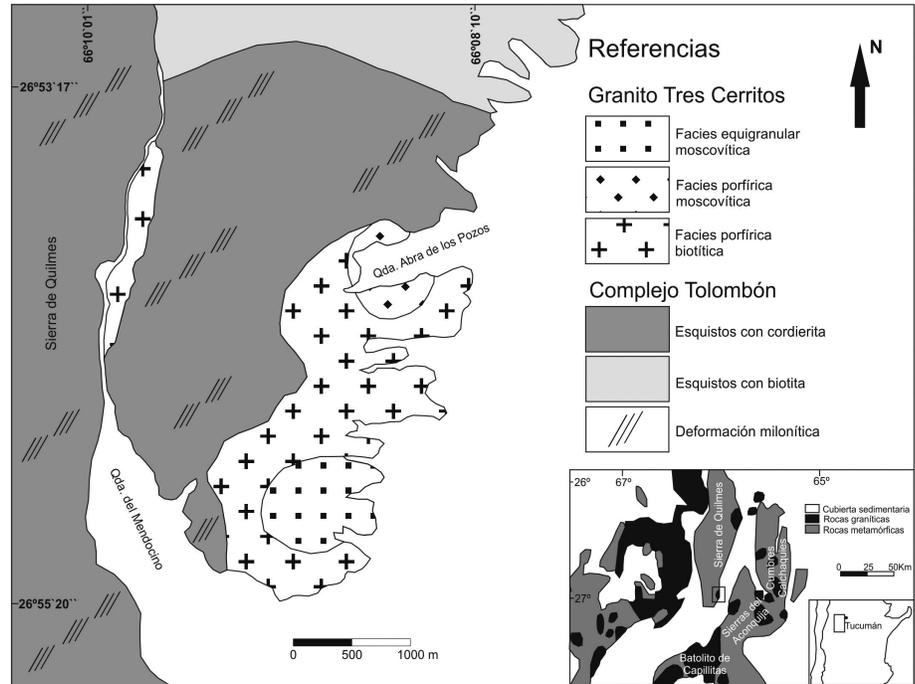


Figura 1: Mapa Geológico del área de estudio.

rales de los metamorfismos regionales progresivos que predominan en cada zona. Luego, Toselli (1992) elabora un esquema de ciclos eruptivos para explicar el magmatismo del noroeste argentino e incluyen al intrusivo de Tres Cerritos dentro del ciclo magmático Precordillerano.

Precisamente, el magmatismo del extremo submeridional de la Sierra de Quilmes está representado por el granito Tres Cerritos, al que Cabrera (1973) y Cabrera *et al.* (1985) le asignaron una edad carbonífera. Por su parte, Acosta Nagle (2011), realizó estudios petrológicos de mayor detalle, reconociendo tres facies; además identificó al Complejo Tolombón (Toselli *et al.* 1978) en esta zona, y mencionó evidencias de metamorfismo de contacto sobre la roca de caja del intrusivo. Acosta Nagle (2011) también reconoció una faja de cizalla, desarrollada con anterioridad al emplazamiento del cuerpo granítico.

En relación a la geocronología, en el área de estudio no se posee información geocronológica del basamento metamórfico, contándose sólo con datos que provienen de gneises y migmatitas de las zonas de Cafayate, Tolombón y Colalao del Valle y de metamorfitas de áreas aledañas (filitas moteadas de La Punilla) que son

asignadas por Toselli *et al.* (1978) al Ordovícico. De acuerdo a esto, las rocas que componen el Complejo Tolombón pertenecerían al Ciclo Famatiniano (Aceñolaza *et al.* 1990). Dataciones geocronológicas más recientes (Büttner *et al.* 2005) señalan un evento metamórfico-deformacional entre los 470 y los 410 Ma, que sería contemporáneo con la intrusión del Granito Cafayate y de pegmatitas y aptitas formadas en las etapas tardías a la cristalización de dicho plutón, por lo que el basamento ígneo-metamórfico de las zonas centro y norte de la Sierra de Quilmes quedaría comprendido en el lapso Precámbrico Superior-Silúrico Tardío.

En el área de estudio Cabrera (1973) obtuvo una edad K/Ar devónica- carbonífera inferior para el granito Tres Cerritos y posteriormente Cabrera *et al.* (1985) presentaron nuevos datos K-Ar para este cuerpo, señalando edades de 313 ± 10 Ma y 363 ± 15 Ma, lo que ubicaría al proceso intrusivo en el Carbonífero Superior.

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Basamento metamórfico

Las rocas que forman parte del basamen-

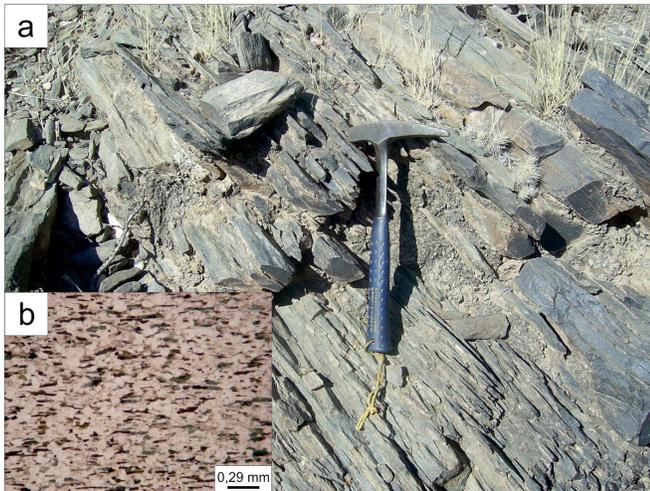


Figura 2: Metapelitas (esquistos micáceos); Complejo Tolombón. a) Afloramiento. b) Microfotografía mostrando bandas grano-lepidoblásticas.

to metamórfico de la zona de estudio se encuentran ubicadas en el sector central del área, aflorando en gran parte de la misma y en contacto neto con el granito Tres Cerritos. Corresponden a esquistos de bajo y mediano grado metamórfico pertenecientes al Complejo Tolombón (Toselli *et al.* 1978), desarrollados sobre capas de sedimentos pelíticos y sedimentos arenosos sobre los que se superponen un metamorfismo regional y un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión del granito Tres Cerritos. Localmente se reconoce el desarrollo de una faja de cizalla con evidencias de deformación dúctil, formada con anterioridad al emplazamiento del cuerpo intrusivo.

Las rocas generadas por el metamorfismo regional integran dos grupos diferenciados entre sí en base a características texturales relacionadas con la litología premetamórfica. Así se reconocen las denominadas metapelitas o esquistos micáceos (definidos como esquistos filíticos por Toselli *et al.* 1978), de fábrica esquistosa y desarrolladas sobre material pelítico y las metapsamitas con una fábrica maciza correspondiente a las rocas de composición preferentemente arenosa.

Metapelitas (Esquistos micáceos): Se localizan en el norte del área de estudio y son generadas a partir de capas netamente pelíticas, de grano fino, de mayor espesor y con un contenido mayor en minerales ricos en aluminio. Macroscópicamente se observan esquistos de color gris claro a oscuro, con buena foliación definida por

la presencia de superficies S1. Es común la presencia de venillas cuarzosas de hasta 4 mm de espesor, con granate asociado de hasta 1 cm de diámetro, concordantes o discordantes a la foliación de la roca. Microscópicamente, la roca presenta un tamaño de grano fino, con fábrica esquistosa, definida por bandas grano-lepidoblásticas. Los sectores granoblásticos están compuestos por cuarzo anhedral, la mayoría de las veces con forma alargada, con extinción ondulosa y *flash*, y por plagioclasas anhedrales, no macladas, alteradas a caolinita y sericita. Por otro lado, los sectores lepidoblásticos están integrados por clorita, muscovita y escasa biotita, además de turmalina. Las micas se presentan con formas anhedrales a subhedrales y orientadas preferencialmente, siendo la clorita la mica dominante. La turmalina es de color verde oliva, anhedral y sin orientación definida. Además se observa apatita y circón, redondeados, y epidoto, calcita, caolinita y sericita como minerales de alteración (Fig. 2). En algunos afloramientos se distinguen esquistos de color gris claro, en capas de 20 a 30 cm de espesor, que corresponden a una estratificación relictiva S₀ y superficies S1, oblicuas a las anteriores, formando una foliación metamórfica en la que se reconocen bandas oscuras, principalmente biotítico-muscovíticas y bandas claras, cuarzo-feldespáticas.

Metapsamitas: Son rocas generadas a partir de capas arenosas, de grano más grueso, con menor espesor y contenido en mine-

rales ricos en aluminio que las descritas anteriormente. Macroscópicamente, presentan un color gris oscuro y una fábrica maciza. Dichas capas presentan un espesor de 2 m como máximo y microscópicamente se observan metablastos casi ovoidales de cuarzo límpido y albita, no maclada, con inclusiones micáceas y carbonosas, y biotita dominante sobre muscovita y clorita. La intrusión del granito Tres Cerritos produce, sobre las rocas en facies esquistos verdes desarrolladas bajo condiciones de metamorfismo regional dinamotérmico, un fenómeno de metamorfismo de contacto, con generación de aureolas térmicas y el desarrollo de porfiroblastos de cordierita y biotita crecidos estáticamente sobre las metapelitas (esquistos micáceos) generando los denominados esquistos nodulosos, y de biotita crecidos de igual manera sobre las metapsamitas, formando corneanas.

Esquistos nodulosos: Constituyen las rocas dominantes en el área de estudio y macroscópicamente presentan un color gris oscuro, con porfiroblastos ovoidales de hasta 3mm de diámetro, de color azul grisáceo, muchas veces con aureolas de alteración, que por su hábito y por las relaciones geológicas se interpretan como cordierita, y con buena foliación definida por superficies S₁. Microscópicamente corresponden a rocas de grano fino y fábrica foliada definida por bandas grano-lepidoblásticas y lepidoblásticas alternantes, que además presentan nódulos de cordierita y biotita. Las bandas grano-lepidoblásticas están formadas por biotita, muscovita, clorita y turmalina, además de cuarzo y plagioclasas. Las micas, biotita predominante, se presentan con formas subhedrales a anhedrales y orientadas. La turmalina es de color verde oliva, subhedral a anhedral y orientada preferentemente cuando se presenta con hábito alargado. Por otro lado, el cuarzo es anhedral, con extinción levemente ondulosa y la plagioclasa, anhedral, se presenta sin macla y alterada a caolinita y sericita principalmente. Las bandas lepidoblásticas están formadas por una concentración de micas y turmalina. Es común la presencia de apatita y minerales opacos, además

de sericita y caolinita como productos de alteración. Los nódulos de biotita se presentan con formas anhedrales, sin orientación definida, pero concentrados en las bandas lepidoblásticas de estas rocas. A su vez, los porfiroblastos correspondientes a cordieritas, se encuentran completamente alterados a sericita y clorita por metamorfismo retrógrado y concentrados también en las bandas lepidoblásticas (Fig. 3).

Corneanas: Estas rocas son producto de metamorfismo de contacto sobre las metapsamitas; macroscópicamente presentan un color gris oscuro a negro y una fábrica maciza y presentan las mismas características mineralógicas que la metapsamitas, salvo por la presencia de fenoblastos de biotita crecidos de manera estática.

Es común en las rocas que constituyen el basamento metamórfico, la presencia de venas y venillas cuarzosas, concordantes o discordantes a la estructura general, de hasta 50 cm de espesor.

Paragénesis minerales: Las asociaciones minerales observadas en las rocas estudiadas son:

1-a-Clorita-muscovita-cuarzo

1-b-Biotita-muscovita-cuarzo-plagioclasa

2-a-Biotita-clorita-cordierita

Las primeras dos asociaciones observadas corresponden a las típicas de la facies esquistos verdes, es decir, al bajo grado metamórfico (Winkler 1976). La asociación 1-a (zona de la clorita) pasa a la asociación 1-b (zona de la biotita). Esta última, a su vez, pasa a la asociación 2-a, que marca el comienzo del metamorfismo de grado medio de baja presión en rocas ricas en Al_2O_3 .

La formación de cordierita en este tipo de rocas estaría determinada por la disponibilidad de los elementos necesarios para su desarrollo, en minerales susceptibles de reaccionar, al tornarse inestables y al modificarse localmente las condiciones físico-químicas debido a la intrusión granítica. Su formación estaría controlada no sólo por la composición original, es decir, sedimentos pelíticos, sino también por un estado paragenético apropiado de las metamorfitas (paragénesis de bajo grado, según Winker 1976):



Figura 3: Esquistos nodulosos, Complejo Tolombón. a) Afloramiento. b) microfotografía mostrando bandas grano-lepidoblasticas, lepidoblasticas y porfiroblastos de cordierita alterados a sericita y clorita.

$Ms + Chl + Qtz = Crd + Bt + H_2O$
(Abreviaciones minerales recomendada por la IUGS)

En cuanto a la estructura del basamento metamórfico, el mismo presenta una fábrica foliada, con planos que muestran un rumbo general NE con un valor promedio de dirección de buzamiento de 270° , y buzamientos hacia el NO, con valores de ángulo bajo a medio, de hasta 35° en promedio. En las cercanías al intrusivo Tres Cerritos se observa un aumento del ángulo de inclinación de los planos, con valores subverticales de 85° en promedio.

Las rocas que constituyen el basamento metamórfico son afectadas por zonas de deformación dúctil (Fig. 4), donde se reconocen diques cuarzosos deformados mostrando estructuras de tipo *pinch and swell* (Fig. 4a) y una faja miloníticas (Figs. 4b, c), que se encuentra mejor preservada en las rocas de origen pelítico, por lo que su distribución se restringe a áreas donde aflora el tipo litológico mencionado. Presenta planos con rumbo submeridional e inclinaciones hacia el SO, con valores de 2800 de dirección de buzamiento y 70° de buzamiento en promedio. Desarrolla una roca milonítica, compuesta por una matriz principalmente biotítica, con desarrollo de textura de fluxión, sobre la que se destacan porfiroblastos de cordierita de $0,3$ cm de diámetro alterados a clorita y sericita y sin rasgos de deformación.

La zona de falla, a la que está asociada dicha faja, presenta planos con rumbo general NE, con valores medios de incli-

nación hacia el SE, 95° de dirección de buzamiento y 50° de inclinación en promedio, y corresponde a una superficie de despegue, que eleva el paquete metamórfico oriental.

La presencia de fajas de cizalla asociadas a intrusivos devónico-carboníferos fue reconocida y descrita por numerosos autores en diversos trabajos (Grosse y Sardi 2005, Sardi *et al.* 2005, Sardi y Toselli 2003, Grosse *et al.* 2005 y 2009, Rossi *et al.* 2002, Toselli *et al.* 2003, y 2005, López y Toselli 2002, López *et al.* 2006, Pinotti *et al.* 2002 y 2006, entre otros). Esta característica estaría íntimamente relacionada con la génesis de estos cuerpos, ya que los mismos se habrían formado por anatéxis en áreas de engrosamiento cortical y alojados a lo largo de zonas distensivas, como fajas de cizalla o zonas de transcurriencia (Barbarin 1996 y 1999, Toselli *et al.* 2011), estructuras que favorecen el ascenso y emplazamiento de los mismos, en un régimen tectónico extensional (Llambías *et al.* 1998, Pinotti *et al.* 2002).

Rocas graníticas

En el área de estudio las rocas graníticas están representadas por el Granito Tres Cerritos que corresponde a dos cuerpos aflorantes, uno de mayor extensión, de forma elongada en dirección NNE, de forma irregular en planta, de unos 4 km de largo y 1,5 km de ancho y otro de menor extensión, de 1,9 km de largo y 250 m de ancho, aproximadamente. Ambos pertenecerían a un mismo cuerpo, separados

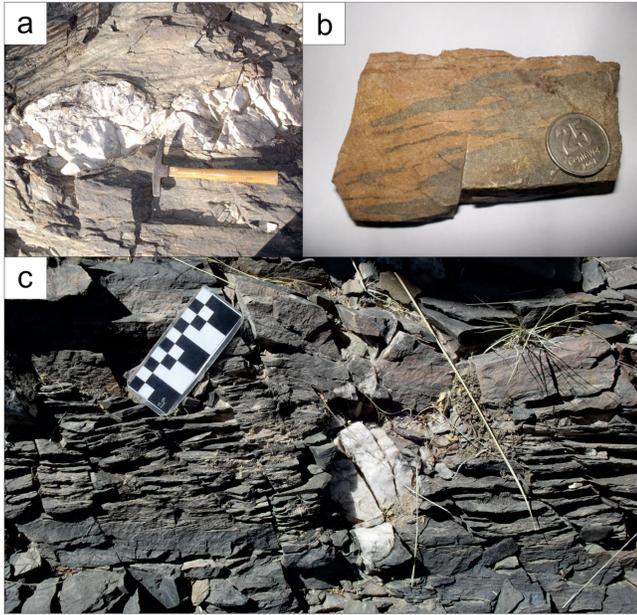


Figura 4: Evidencias de deformación dúctil en el basamento metamórfico perteneciente al Complejo Tolombón. a) Dique Cuarzoso deformado. b) Roca milonítica desarrollada sobre una metapsamita. c) Capas alternantes de metapelitas y metapsamitas con deformación milonítica y crecimiento de cuarzo por deformación de carácter extensional.

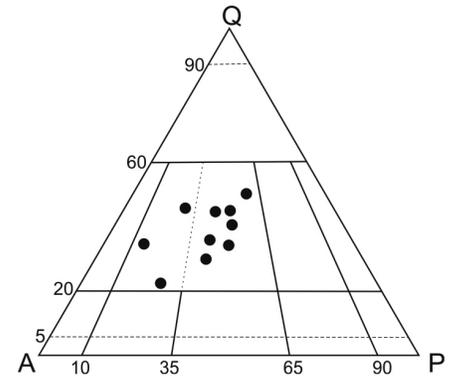


Figura 5: Diagrama triangular QAP para la clasificación de rocas plutónicas ($M < 90\%$), (según Streckeisen 1976).

CUADRO 1: Análisis modal para la clasificación de las rocas graníticas pertenecientes al intrusivo Tres Cerritos.

	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato K	Biotita	Moscovita	otros
M 1	34,3 %	25,9 %	24,8 %	4,8 %	9,0 %	1,2 %
M 2	19,5 %	19,5 %	50,0 %	2,8 %	8,0 %	0,2 %
M 3	30,2 %	10,3 %	48,5 %	3,8 %	7,0 %	0,2 %
M 4	43,0 %	28,5 %	17,3 %	6,1 %	7,3 %	0,5 %
M 5	35,0 %	12,8 %	32,6 %	6,3 %	12,0 %	1,3 %
M 6	31,0 %	28,8 %	28,5 %	1,2 %	10,5 %	-
M 7	38,8 %	21,3 %	27,0 %	0,7 %	11,3 %	0,9 %
M 8	29,0 %	25,0 %	30,0 %	5,5 %	10,0 %	0,5 %
M 9	37,0 %	25,0 %	21,0 %	6,0 %	10,5 %	0,5 %
M 10	30,0 %	22,5 %	29,0 %	4,3 %	10,5 %	0,2 %

En el cuadro 1 se observa los valores provenientes del análisis modal realizado a los cortes petrográficos de las muestras del Granito Tres Cerritos utilizados para su posterior clasificación en el triángulo QAP (Streckeisen 1976).

en superficie por parte del basamento metamórfico que correspondería al techo del plutón.

Este intrusivo es discordante con las rocas del basamento metamórfico que le sirven de caja y presenta contactos netos con la misma. Composicionalmente es un sienomonzogranito (Fig. 5, Cuadro 1), biotítico-muscovítico y presenta tres facies, una porfírica biotítica, una porfírica muscovítica y una equigranular muscovítica.

Facies porfírica biotítica: Corresponde a una roca de textura holocristalina, fanerítica y porfírica, de color gris claro a amarillo claro y tamaño de grano medio a grueso (Fig. 6). Presenta abundante cantidad de fenocristales de microclino, con tama-

ños entre 0,5 y 6 cm. Microscópicamente, está compuesta por cuarzo (29,8 %), que se presenta como parte de la matriz, con forma anhedral, con extinción *flash* principalmente, fragmentosa y ondulosa en menor cantidad, e inclusiones fluidas y de minerales no distinguibles. En algunos casos se presenta, también, como fenocristales subhedrales, fracturados y límpidos de hasta 0,5 mm de largo. Los feldespatos están representados por microclino pertítico (33,5 %) y plagioclasas (19,9 %), que presentan en dos poblaciones de tamaños, como fenocristales y también formando parte de la matriz, se observan con formas subhedrales y anhedrales, con maclas características,

en algunos casos fracturadas, mostrando, además, diversos grados de alteración a caolinita, sericita, muscovita y epidoto. Las micas presentes corresponden a muscovita (9,2 %) y biotita (5,8 %), ambas con formas subhedrales y anhedrales. La muscovita está en mayor cantidad y es tanto primaria como secundaria. La biotita se encuentra alterada a clorita, epidoto y asociada a minerales opacos. Se observa biotita titanífera. El circón, como inclusión en la biotita y formando halos oscuros en ella, y el apatito son accesorios escasos. Son comunes las simplectitas. Además, presenta xenolitos de la roca de caja, de formas subangulosas a redondeadas, y de 0,5 y 5 cm de diámetro, miarolas, y venas y venillas cuarzosas que atraviesan al granito con espesores de hasta 15 cm.

Facies porfírica muscovítica: Se presenta en el sector NE del área de estudio, en forma de un cuerpo semicircular y corresponde a una roca de textura holocristalina, fanerítica y porfírica, de color rosado y tamaño de grano medio a grueso (Fig. 7). Presenta abundantes fenocristales de microclino con tamaños variables entre 1 y 3 cm. Microscópicamente, está compuesto por cuarzo (37,2 %), que forma parte de la matriz, con forma anhedral, extinción *flash* y levemente ondulosa, e inclusiones fluidas en algunos casos. El microclino (23,9 %), pertítico, se presenta principalmente como fenocristales y también formando parte de la matriz, se muestra con forma subhedral, maclado y fracturado en algunos casos, alterado princi-

palmente a caolinita y a sericita en menor cantidad, como minerales esenciales. La plagioclasa (23,0 %), se presenta como fenocristales y también formando parte de la matriz, posee forma anhedral y subhedral, está maclada y fracturada, alterada, en grado variable, a caolinita principalmente y a sericita, zoicita y epidoto. La muscovita (9,7 %) y la biotita (2,1 %) forman parte de los minerales accesorios, siendo la primera la que se encuentra en mayor cantidad; son subhedral y anhedral, la biotita esta cloritizada, muscovitizada y asociada a minerales opacos. También encontramos apatita y circón como accesorios menores y zoicita y epidoto, como producto de alteración. Son comunes las mirmequitas y simplectitas entre microclino y muscovita. Además, se observan xenolitos de la roca de caja, tanto angulosos como redondeados, con tamaños variables desde algunos centímetros (3-10 cm) hasta varios metros (4 x 10 m). También es común la presencia de abundantes enclaves microgranulares máficos de variados tamaños.

Facies equigranular muscovítica: Se encuentra en el sector meridional del cuerpo y presenta las mismas características composicionales que la facies antes descrita (FPM), variando sólo el tamaño de grano, siendo este equigranular, de medio a fino y de coloración rosada (Fig 8).

Profundidad de emplazamiento: Para estimar la profundidad de emplazamiento del intrusivo se han empleado métodos indirectos, analizando algunas de las características que presenta el granito Tres Cerritos, es decir, sus texturas, estructuras, forma y tipo de contacto, relaciones con la roca de caja y el metamorfismo de contacto que afectó esta última. Estas características reflejan la magnitud del contraste térmico entre el plutón y su encajante y la tasa de enfriamiento, que de acuerdo con el gradiente geotérmico dan un indicio de la profundidad y del comportamiento reológico de la roca de caja (Llambías 2008).

En cuanto a las evidencias mineralógicas, se observa la presencia de fenocristales de cuarzo subhedral y lípidos, característicos de intrusiones cercanas



Figura 6: Facies porfírica biotítica, Granito Tres Cerritos. a) Fotografía de afloramiento. b) Muestra de mano.

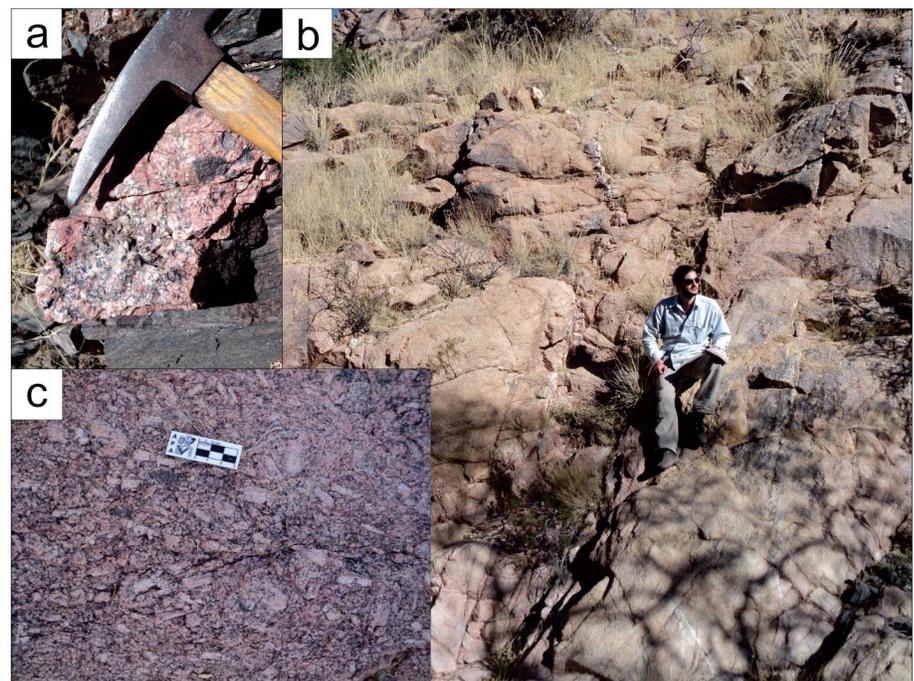


Figura 7: Facies porfírica biotítica, Granito Tres Cerritos. a) Fotografía de afloramiento. b) Muestra de mano.

a la superficie. La presencia de miarolas en las facies graníticas observadas indicaría una intrusión en corteza superior y la distribución de las diferentes facies en el interior del cuerpo intrusivo, es indicadora de corrientes convectivas, las que a su vez, se originan debido a un alto contraste térmico (Turner y Campbell 1986, Campbell y Turner 1989, Valentine 1992). Por su parte, la presencia de diques sinmagmáticos que cortan al intrusivo, indi-

can un ambiente de emplazamiento frágil, ya que en este contexto la roca de caja no colapsaría durante el enfriamiento del plutón, generándose así esfuerzos tensionales dentro del mismo, esfuerzos que también son generados por fracturación del magma antes de su completa cristalización, dejando que el fundido residual migre hacia estos sectores de menor esfuerzo.

Se observan contactos rectilíneos e in-



Figura 8: Facies equigranular moscovítica, granito Tres Cerritos. a) Fotografía de afloramiento. b) Muestra de mano. Se distingue el tamaño de grano menor que las facies porfírica biotítica y porfírica muscovítica.

CUADRO 2: Contenido de elementos mayores y menores (porcentaje en peso) y trazas (partes por millón), en las rocas graníticas analizadas.

	M1	M2	M3	M4	M6	M7
SiO ₂	69,972	72,328	71,277	72,287	72,249	71,498
TiO ₂	0,29	0,202	0,309	0,284	0,169	0,248
Al ₂ O ₃	16,538	15,527	15,827	15,512	15,669	15,627
Fe ₂ O ₃	1,667	1,31	1,58	1,87	1,24	1,69
MnO	0,032	0,023	0,011	0,035	0,031	0,043
MgO	0,515	0,369	0,341	0,541	0,372	0,463
CaO	0,673	0,588	0,832	0,698	0,628	0,753
Na ₂ O	3,292	3,163	3,102	2,943	3,586	3,249
K ₂ O	6,051	5,604	5,259	5,435	4,849	5,116
P ₂ O ₅	0,487	0,533	0,519	0,589	0,573	0,666
Loid	0,809	0,791	1,05	0,74	0,815	0,708
Total	100,326	100,44	100,106	100,93	100,181	100,061
Hf	3	3	4	3	3	3
Rb	450	418	413	408	501	490
Ba	209	110	177	164	102	125
Sr	59	33	52	45	45	39
Nb	19	16	21	21	22	23
Zr	106	81	123	116	72	99
Y	13	10	12	15	10	13
Th	19	14	20	17	10	15
U	3	3	3	5	8	5
Cr	42	57	50	68	60	53
Ni	4	4	4	5	5	6
Co	54	54	41	192	57	81

tersecciones angulares entre el cuerpo intrusivo y la roca de caja y fracturación

en el entorno metamórfico, lo que indicarían un comportamiento frágil de la ro-

ca de caja.

Si bien el metamorfismo de contacto es independiente de la profundidad de emplazamiento, hay algunos aspectos del mismo que dan indicios del tipo de contraste térmico que se desarrolló en el entorno del plutón y que junto a los conceptos antes mencionados, permite realizar inferencias respecto al ambiente del emplazamiento del intrusivo. En este sentido, en el área de estudio se reconoce una aureola de contacto con desarrollo de corneanas (sobre las metapsamitas) que indica un alto contraste térmico.

Por lo expresado se considera que el granito Tres Cerritos se habría emplazado en un ambiente de corteza superior frágil, con un alto contraste térmico con la roca de caja.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

Los análisis químicos del granito Tres Cerritos se realizaron sobre roca total en la Universidad Nacional de Jujuy y el método utilizado corresponde a fluorescencia de rayos X (Cuadro 2). Se tomaron, como referencia, los datos concernientes a los granitos Sauce Guacho y Santa Rosa, ambos pertenecientes a las Sierra de Ancasti y de edad devónico-carbonífera (tomados de Toselli *et al.* 2011).

El granito Tres Cerritos presenta características subalcalinas y ácidas, con valores de SiO₂ de 71 % en promedio. En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) se proyectan dentro de una tendencia calcoalcalina (Fig. 9a) y el índice de saturación en alúmina (Chappell y White 1974) varía entre 1,25 y 1,29, indicando una fuerte peraluminosidad (Fig. 9b). En el diagrama Harker de variación K₂O versus SiO₂ (con divisiones según Le Maître *et al.* 1989) se clasifica como granito calco-alcalino rico en K₂O (Fig. 9c). En el diagrama Harker TiO₂+Fe₂O₃+MgO versus SiO₂ muestra valores menores a 2,5 %, típico de granitos leucocráticos (Fig. 9d). El diagrama Rb versus Sr (Inger y Harris 1993) muestra valores que se proyectan en el campo superior (Rb/Sr > 5), indicando una fuente rica en muscovita

(Toselli *et al.* 2011) (Fig. 9e), los valores de Rb mayores a 400 ppm son típicos de granitoides evolucionados y los valores de Sr de 50 ppm en promedio son característicos de granitoides fuertemente peraluminoso (Lazarte *et al.* 2012). En el diagrama Rb versus Y+ Nb de discriminación tectónica (Pearce *et al.* 1984), las muestras se proyectan en el campo de granitos sincolisionales (Fig. 9f), tipo MPG de Barbarin (1999), quien atribuye su génesis a fusión en zonas de engrosamiento cortical y acumulación en zonas de distensión, como zonas de cizalla, zonas con movimientos transcurrentes o áreas donde se produjo relajamiento de manera local.

RELACIÓN CON OTROS GRANITOS DEVÓNICO-CARBONÍFEROS DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas que presenta el granito Tres Cerritos son similares, en principio, a las observadas en otros cuerpos de las Sierras Pampeanas y que fueron estudiadas por numerosos autores. Entre estos se encuentran los granitos Sauce Guacho y Santa Rosa (sierra de Ancasti), Granito Los Ratones (sierra de Fiambalá), Batolito Achala (sierra de Córdoba), Batolito Cerro Áspero (sierra de Comechingones, Córdoba), Granitos El Durazno, Huaco y Sanagasta (sierra de Velazco, Catamarca), Batolito Las Chacras-Potrerillos y Batolito de Renca (sierras de San Luis), entre otros.

Su génesis se interpreta como formados a partir de fusión cortical en zonas de cizalla. El efecto compresivo residual, como resultado de la colisión del terreno de Cuyania sobre el borde pampeano, dio lugar a la formación de fajas de cizalla dúctil y a una corteza engrosada, que facilitó la generación de granitoides post-orogénicos. Este régimen compresivo fue variable a lo largo del orógeno colisional Famatiniano, asociado a la acreción del terreno (Llambías *et al.* 1998).

De esta manera, el granito Tres Cerritos formaría parte de un evento magmático de gran magnitud producido entre el

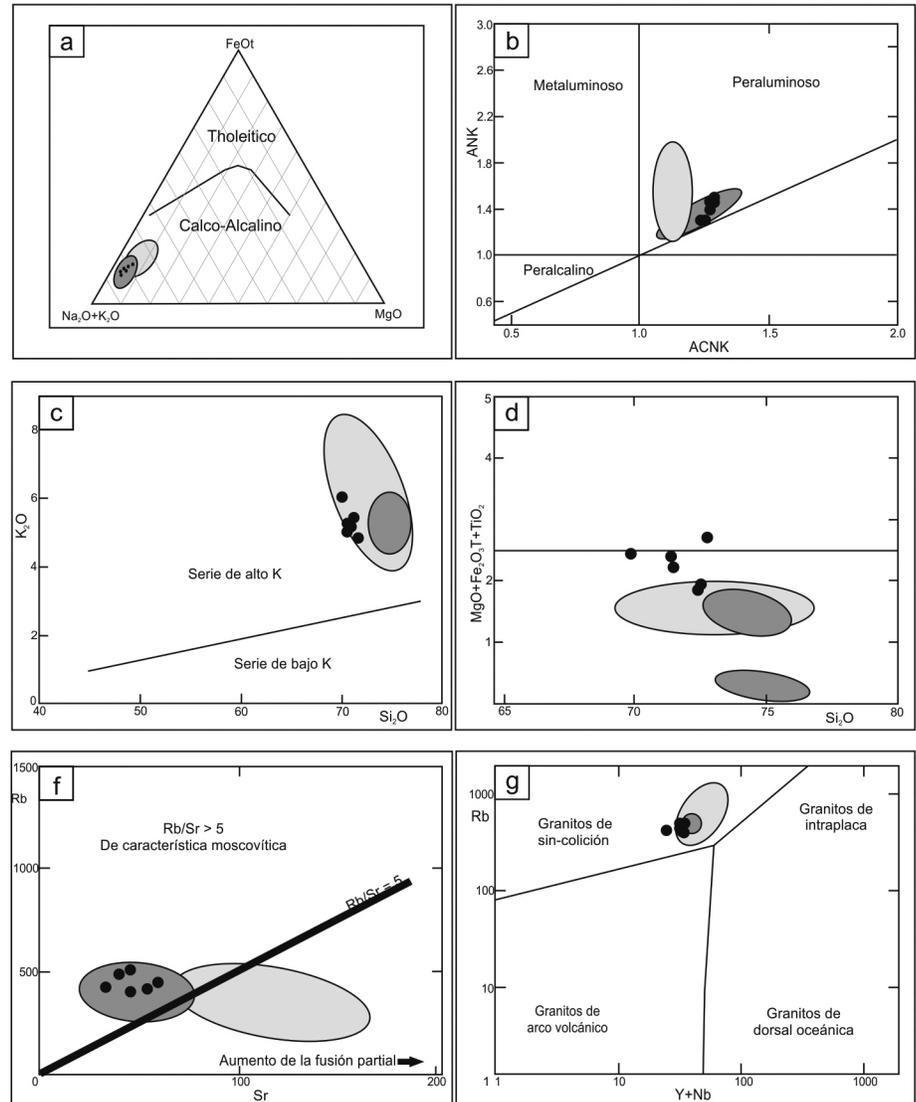


Figura 9: a) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). b) Diagrama de aluminosidad (Maniar y Picolli 1989). c) Diagrama Harker K_2O versus SiO_2 . d) Diagrama Harker $MgO+Fe_2O_3+TiO_2$ versus SiO_2 . e) Diagrama Rb versus Sr (Inger y Harris 1993). f) Diagrama de discriminación tectónica Rb versus Y+ Nb (Pearce *et al.* 1984). Puntos negros: muestras pertenecientes al granito Tres Cerritos. En gris oscuro: granito Sauce Guacho, en gris claro: granito Santa Rosa (tomado de Toselli *et al.* 2011).

Devónico y Carbonífero, que tuvo gran extensión y que se caracterizó por magmatismo generado en un ambiente post-orogénico o de intrapalca, bajo un régimen tectónico extensional (Llambías *et al.* 1998, Pinotti *et al.* 2002 y 2006), donde los cuerpos se emplazaron en niveles altos de la corteza superior frágil y que presentan una textura porfírica y una composición monzogranítica, rica en potasio (Lira y Kirschbaum 1990, Pinotti *et al.* 2002, Llambías *et al.* 1998, Grissom *et al.* 1998, Grosse y Sardi 2005).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El basamento metamórfico del área de estudio está compuesto por esquistos y corneanas de bajo y mediano grado metamórfico correspondientes al Complejo Tolombón, de edad precámbrica superior-carbonífera superior, producto de metamorfismo regional y de contacto, actuante sobre secuencias pelíticas y arenosas alternantes.

El aumento del grado metamórfico de ca-

rácter estático se produjo debido a la intrusión del Granito Tres Cerritos durante el Carbonífero Superior, como lo marca la aparición de cordierita en la asociación de minerales de las rocas del basamento metamórfico.

Se reconoce localmente una faja de cizalla con evidencias de deformación dúctil que afecta a las rocas del basamento metamórfico, constituida por rocas con textura milonitas y porfiroblastos de cordierita, que se encuentra mejor preservada en las capas de origen pelítico; además de diques cuarzosos formando estructuras tipo *pinch and swell*.

Las relaciones de campo entre la faja de cizalla y el intrusivo granítico, junto a la presencia de porfiroblastos de cordierita sin rasgos deformativos en las rocas miloníticas, indicarían que el evento deformativo fue anterior al evento térmico.

El granito Tres Cerritos, de edad carbonífera superior, es un sieno-monzogranito, biotítico-muscovítico, que presenta tres facies, una porfírica biotítica, una porfírica muscovítica y una equigranular muscovítica.

Geoquímicamente se define como un granito calco-alcalino, peraluminoso, con alto potasio, con una tendencia evolutiva normal, proyectándose en el campo correspondiente a los granitos de arco sincolisionales, generados a partir de una fuente rica en muscovita.

Según las características que presenta el granito Tres Cerritos, en cuanto a sus texturas, estructuras, forma y tipo de contacto, relaciones con la roca de caja y el metamorfismo de contacto que afectó esta última, se puede establecer que el mismo se habría emplazado en un ambiente de corteza superior frágil, con un alto contraste térmico con la roca de caja.

El cuerpo estudiado presentaría características similares a otros cuerpos de edad devónica-carbonífera reconocidos por numerosos autores en las Sierras Pampeanas de Catamarca, La Rioja, Córdoba y San Luis, por lo que su génesis se interpretaría como formado a partir de fusión cortical en zonas de cizalla, en un ambiente tectónico extensional o de intraplaca.

De esta manera, el granito Tres Cerritos

formaría parte de un evento magmático de gran magnitud producido durante el Devónico-Carbonífero, que tuvo gran extensión y que se caracterizó por magmatismo generado en un ambiente post-orogénico o de intrapalca, bajo un régimen tectónico extensional, donde los cuerpos se emplazaron en niveles altos de la corteza superior frágil.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo fue posible gracias al proyecto CIUNT 26/G427.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 1990. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, Instituto Superior de Correlación Geológica 4: 227, Tucumán.
- Acosta Nagle, A.E. 2011. Geología y petrología del Granito Tres Cerritos, extremo meridional de la Sierra de Quilmes, provincia de Catamarca. Trabajo Final de Seminario, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 72 p., Tucumán.
- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24: 295-298.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Büttner, S. H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Cabrera, M.A. 1973. Las rocas del basamento en el área de Tres Cerritos, sierra del Cajón o de Quilmes, provincia de Catamarca. Trabajo de Seminario Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional Tucumán (inédito), 13 p., Tucumán.
- Cabrera, M.A., Cuenya, M. y Omil, M. 1985. Intrusivo granítico de Tres Cerritos, sierra de Quilmes, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana* 16: 245-251.
- Cambell, I. H. y Turner, J. S. 1989. Fountains in magma chambers. *Journal of Petrology* 30: 885-994.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 41-80, Córdoba.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types, *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Grissom, G.C., Debari, S.M. y Lawrence, W.S. 1998. Geology of the Sierra de Fiambala, northwestern Argentina: implications for early Palaeozoic Andean tectonics. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications: 297-323, London.
- Grosse, P., Larrovere, M., De la rosa, J.D. y Castro, A. 2005. Petrología y origen del stock La Chinchilla, Sierra de Velasco, La Rioja (Argentina). 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 533-538, Buenos Aires.
- Grosse, P. y Sardi, F.G. 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicke, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.) *Simposio Bodenbender, Serie de Correlación Geológica*, Instituto Superior de Correlación Geológica: 221-238, Tucumán.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y De La Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Science* 98: 1001-1025, Springer.
- Inger, S. y Harris, N. 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Lantang valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology* 34: 345-368.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Lazarte, J. E., Ávila, J. C. y Gianfrancisco M. 2012. Mineralización wolframífera relacionada a granitos peraluminosos: aspectos geoquímicos de la alteración en granitos del extremo norte de la sierra de Vinquis. *Serie Correlación Geológica*, 28: 67-84.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameire, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schi-

- nid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks. Blackwell Scientific 193 p. Oxford.
- Lira, R. y Kirschbaum, A. 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala Batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En Kay S.M. y Rapela C.W. (eds.) Plutonism from Antarctica to Alaska: Boulder, Geological Society of America, Special Paper: 241: 67-76, Colorado.
- Llambías, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria N° 29, Serie de Correlación Geológica, Instituto Superior de Correlación Geológica N° 15: 121-123, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The Proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society, Special Publication 142: 325-341, London.
- López, J.P. y Toselli, A.J., 2002. Zonas de cizalla frágil y dúctil de edad ordovícica superior-devónica sobre la faja milonítica TIPa, en el flanco noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 59-62, El Calafate.
- López, J.P., Bellos, L.I. y Grosse, P. 2006. Estructura y petrografía de zonas de cizalla en la sierra de Velasco, La Rioja. 12° Reunión sobre microtectónica y geología estructural. Revista Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 9: 201-206.
- Maniar, P. D. y Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- Pinotti, L. P., Coniglio, J., Esparza, A. M., D'Eramo, F.J. y Llambías, E. J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels. Cerro Aspero Batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba. Argentina. Journal of South America. Earth Science 15: 251-265.
- Pinotti, L.P., Tubía J. M., D'Eramo F., Vegas N., Sato A. M., Coniglio J. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal Structural Geology 28: 834-849.
- Rapela, C.W. 1976. El basamento metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31: 203-222.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E. y Ferreira, V.P. 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. Gondwana Research 5: 325-337.
- Ruiz Huidobro, O. 1966. Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquías y Sierras del Aconquija (Tucumán-Catamarca). Acta Geológica Lilloana 8: 215.
- Sardi, F.G. y Toselli, A.J. 2003. Ordovician mineralizations in the Sistema de Famatina and Sierra de Velasco, northwestern Argentina. In: Albanessi, G.L., Beresi, M.S. y Peralta, S.H. (eds.) Ordovician of the Andes. Serie de Correlación Geológica, Instituto Superior de Correlación Geológica 17:227-231, Tucumán.
- Sardi, F.G., Toselli, A.J. y Marcos, O. 2005. Depósitos minerales y mineralogénesis del ciclo famatiniano de la provincia de La Rioja. En: Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino, P.H. (eds.) Geología de la provincia de La Rioja Precámbrico-Paleozoico Inferior. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial 8:157-167, Buenos Aires.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Science Reviews 12: 1-33.
- Toselli, A. 1992. El Magmatismo en el Noroeste Argentino. Reseña sistemática e interpretación. Serie de Correlación Geológica, Instituto Superior de Correlación Geológica: 8: 234. Tucumán.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N. y Rapela, C.W. 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33: 105-121.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Sial, A. y Ferreira, V.P. 2003. Ordovician Cordierite-Bearing Granitoids of Capillitas, Mazán and Velasco, NW Argentina. Terra Nostra, Abstracts 18. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium 77, Freiberg.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Martínez, P., Gimenez, M. y Introcaso, A. 2005. The Capillitas batholith, NW Argentina: geophysical and petrological evidences of crustal genesis. Neues Jahrbuch für Geologisch und Paläontologisch Abhandlungen 236: 129-147.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Passarelli, C.R. 2011. Petrogenesis of Upper-Paleozoic post-collisional peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, northwest Argentina. Neues Jahrbuch für Geologisch und Paläontologisch Abhandlungen 236: 129-147.
- Turner, J. S. y Campbell, I. H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. Earth Science Reviews 23: 255.
- Valentine, G.A. 1992. Magma chamber dynamics. En Nierenberg W.A. (ed.) Encyclopedia of Earth System Science, Academic Press Inc., 3: 1-17, San Diego.
- Winkler, H. G. F. 1976. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Blume Ediciones: 346, Madrid.

Recibido: 30 de octubre, 2013

Aceptado: 28 de abril, 2014