

PETROLOGÍA DEL PLUTÓN LA FLORIDA, SIERRA DE SAN LUIS

Eleonora CAROL¹, Pierluigi PARRINI² y Norma BROGIONI¹

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Calle 64 N°3, 1900 La Plata, Argentina. E - mail: eleocarol@fcnym.unlp.edu.ar

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, via G. La Pira, 4, Italia

RESUMEN

El plutón La Florida se localiza en la parte central de la Sierra de San Luis y se aloja en metasedimentitas regionales de grado medio pertenecientes al grupo micaesquistos derivadas de subgrauvacas y areniscas. Es de morfología semicircular, ligeramente elongado en dirección oblicua a la foliación regional, la cual acompaña la forma del plutón en el contacto. Su composición es monzogranítica y marcadamente peraluminosa, y está compuesto por cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita, biotita y granate. El estudio detallado ha permitido establecer que el contenido de biotita de los monzogranitos disminuye hacia los bordes del cuerpo en tanto que la muscovita, generalmente porfiroblástica, aumenta, lo cual conduce a variaciones notables del índice de color de las rocas. Además, se registra una abundante pegmatización que forma tanto diques como cuerpos irregulares en el borde del intrusivo y también en las rocas de caja adyacentes al contacto. Esta zonación sería resultado del incremento de fluidos acuosos durante la etapa tardía magmática, que causaron reacciones subsólidas en la mineralogía ortomagmática. El magma está relacionado con el proceso subductivo desarrollado durante la orogenia famatiniana, muestra afinidad con fundidos sin-colisionales y un tren evolutivo compatible con magmas de tipo S. El plutón de La Florida exhibe algunas diferencias geológicas, petrográficas y composicionales con otros granitoides sin-cinemáticos de la sierra de San Luis, encontrándose algunas similitudes solamente con rocas del cordón de El Realito.

Palabras clave: *Magmatismo sin-orogénico, orogenia famatiniana, monzogranitos.*

ABSTRACT: *Petrology of the La Florida stock, Sierra de San Luis.* La Florida pluton is located in the central part of the Sierra de San Luis. It is a nearly semicircular-shape intrusion, slightly elongated perpendicularly to the main NNE-SSW country rocks foliation, which deforms at the pluton margins. The body is emplaced in medium-grade metamorphosed subgreywakes and sandstones-derived rocks of the Micaschist Group. Intrusive rocks are mostly greyish medium to coarse-grained peraluminous monzogranites, composed of quartz, microcline, plagioclase, muscovite, biotite and minor garnet. Biotite content decreases from the core to the margin of the pluton while muscovite, usually forming up to 4 cm-long porphyroblasts, and garnet amounts increase in such direction. This leads to a remarkable variation of the colour index across the body, grading from 12 % to 0 % at the contact with the country rocks. Abundant dykes and irregular bodies of pegmatites intrude the outer parts of the pluton as well as the adjacent metasedimentary country rocks. The mineralogical zonation and the increase of pegmatization to the margins is interpreted here as the result of the enrichment in water-rich late-magmatic fluids which caused subsolid reactions with the minerals crystallized during the orthomagmatic stage. The magmatism is related to the Famatinian subduction, showing a syn-collisional affinity and S-type evolutionary trend. However, several differences have been found between La Florida and others syn-kinematic S-type granitoids from the Sierra de San Luis.

Keywords: *Synorogenic magmatism, Famatinian orogeny, monzogranites.*

INTRODUCCIÓN

Durante la evolución paleozoica del basamento de la sierra de San Luis se emplazaron numerosos cuerpos graníticos, los cuales han sido descriptos con relación a la fase orogénica oclóyica y divididos según ésta en preorogénicos, sinorogénicos y postorogénicos. Los plutones preorogénicos están deformados, tienen foliación penetrativa y se los encuentra en las fajas de menor grado metamórfico (Zardini 1966, Hack *et al.* 1991, Brogioni *et al.* 1994, Sato y Llambías 1994). Los sinorogénicos son granitoides cortica-

les más profundos que los anteriores, que en general acompañan a las estructuras producidas durante la fase oclóyica, y han sido reconocidos en las fajas de metamorfismo de grado medio (Llambías *et al.* 1991, 1996, 1998, Ortiz Suárez 1996, Ortiz Suárez *et al.* 1992). Los cuerpos postorogénicos constituyen batolitos epizonales discordantes con las estructuras regionales y se emplazan hacia el centro-este de la sierra, aunque también en el sector sudoeste (Brogioni 1987, 1993, 1997, López de Luchi 1987, 1993, 1996, López de Luchi *et al.* 2002, Ortiz Suárez 1996, González y Sato 2000).

El plutón La Florida aflora entre las localidades de El Trapiche y La Florida, 40 km al norte de la ciudad de San Luis. Ha sido incluido dentro de los granitos sin-orogénicos conjuntamente con los plutones de Paso del Rey, Cruz de Caña, Río de la Carpa, Cerros Largos, La Ciénaga, La Represa y La Tapera (Ortiz Suárez *et al.* 1992, Llambías *et al.* 1998, Sato *et al.* 2003). Estos cuerpos se localizan en el sector central de la sierra, son de pequeñas dimensiones, de composición principalmente granodiorítica a granítica con granate y dos micas, y se clasifican como granitoides de tipo S.

No existen estudios geológicos, petrológicos y geoquímicos detallados e integrados del plutón La Florida, y sólo se dispone de un antecedente en el cual se analiza en forma parcial un sector marginal del intrusivo (Martínez y Montenegro 1998). En este trabajo se realizó el mapeo y estudio geológico, petrográfico y geoquímico del cuerpo granítico y de las rocas encajantes adyacentes hasta unos 500 m del contacto, con el objetivo de mejorar el conocimiento del magmatismo y metamorfismo paleozoicos del basamento de la Sierra de San Luis.

METODOLOGÍA

El estudio geológico fue realizado sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:20.000 y reconocimientos de campo. Para el análisis modal se contaron 500 puntos con contador automático Swift, en 30 cortes del intrusivo y 7 de aplitas. Los análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas se efectuaron por fluorescencia de rayos X sobre pellets prensados empleando un espectrómetro dispersivo Philips PW 1480. Para su determinación se utilizó un ánodo de Rh y los efectos de matriz se corrigieron por el método de Franzini *et al.* (1975) y Jenkins and De Vries (1971). La exactitud y precisión de las determinaciones fueron calculadas con muestras de referencia internacional (BHV-01, AGV-1, BR, BE-N, AN-G, GA, GH, GS-N, etc.). El error estimado es menor al 5% para elementos mayoritarios y para gran parte de los elementos trazas a excepción de Nb, Y y La donde se estimó un error del 10 %. El límite de detección es de 0,01 para elementos mayoritarios y de 1 ppm para elementos trazas. Los análisis químicos de los elementos de las tierras raras fueron realizados por ICP- MS en *Actlab* (Canadá). Las abreviaturas utilizadas para los minerales provienen de Kretz (1983).

MARCO GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE SAN LUIS

El basamento de la Sierra de San Luis está compuesto por rocas metamórficas regionales de amplia distribución, dispuestas en fajas submeridionales, que varían en grado desde facies esquistos verdes hasta facies anfibolita, y por un conjunto de plutonitas

ácidas y básicas, que evolucionaron desde el Proterozoico superior hasta el Paleozoico medio (Sims *et al.* 1997).

Se reconocen en el basamento dos dominios litológico - estructurales asignados al Proterozoico (von Gosen y Prozzi 1998) denominados complejo basamento occidental (Complejo metamórfico Nogolí de Sims *et al.* 1997) para el sector oeste de la sierra, y complejo basamento oriental (en parte equivalente al complejo metamórfico Pringles de Sims *et al.* 1997) para el sector este de la sierra. El complejo basamento occidental está compuesto por ortogneises y en menor proporción gneises pelíticos. El complejo basamento oriental está formado por esquistos micáceos, gneises migmatíticos y cuarcitas. Completan el basamento metamórfico, el grupo filita (Formación San Luis de Prozzi y Ramos 1988) y el grupo micaesquistos (von Gosen y Prozzi 1996). El primero está formado por una secuencia de metapelitas, metareniscas y metaconglomerados, y el segundo por una secuencia monótona de esquistos micáceos con intercalaciones de cuarcitas, pegmatitas y escasas anfibolitas. Estos dos grupos de bajo grado son comparables con la Formación Puncoviscana del norte de las Sierras Pampeanas. La evolución geológica del orógeno famatiniano en la sierra de San Luis, según la última síntesis realizada para el área (Sato *et al.* 2003), se habría llevado a cabo en tres etapas o procesos: a) Los procesos pre-famatinianos, con sedimentación silicoclástica, intercalaciones de lavas máficas y ultramáficas y depositación de estratos de Fe bandeado (de posible edad precámbrica). La estructuración NO y el metamorfismo asociado a esta etapa se preservan actualmente en forma relictica. b) La orogenia famatiniana (fase principal) delinea los rasgos geológicos y estructurales más importantes. Se instala el arco magmático con anterioridad a los 507 Ma, y durante el Ordovícico se intensifica la actividad ígnea, tectónica y metamórfica regional y se deforman los granitoides y las rocas de caja originándose una estructuración penetrativa NNE. c) Durante la orogenia famatiniana tardía (Silúrico al Carbonífero temprano) tiene lugar la deformación en zonas de cizalla dúctil que juxtaponen las diferentes fajas metamórficas, y el emplazamiento de granitoides tardío a post-

orogénicos.

GEOLOGÍA DEL PLUTÓN Y SUS ROCAS DE CAJA

El plutón es de morfología semicircular ligeramente elongada en dirección NNO y sus dimensiones aproximadas son de 3 km de largo por 1,5 km de ancho. La relación de contacto entre el cuerpo y la roca de caja se observa sólo en la región noreste, al sur del lago del dique La Florida, debido a que el resto de los bordes y parte del intrusivo están cubiertos con material sedimentario moderno (Fig. 1). Abundantes diques aplíticos y pegmatíticos con espesores que van desde unos pocos centímetros hasta los dos metros lo atraviesan formando enjambres de diques anastomosados que aumentan en abundancia hacia el contacto con la roca de caja. Varios juegos de diaclasas se distribuyen homogéneamente en todo el cuerpo, destacándose los de rumbo N-S y N50° a 60°, mayoritariamente de inclinación vertical a subvertical.

En el sector noreste del plutón se encuentran tabiques de esquistos de aproximadamente 0,7 por 2 m de longitud cuya elongación y clivaje acompañan a la foliación de la caja. En la misma zona se observan autolitos de menores dimensiones (12 por 20 cm), con rumbo general N112° y composición biotítica.

El plutón La Florida se emplaza en el grupo micaesquistos, el cual fue descrito en esta zona como una secuencia monótona de esquistos biotíticos-muscovíticos-granátíferos con intercalaciones de cuarcitas y diques pegmatíticos (von Gosen 1998). Este autor reconoce en el conjunto de rocas evidencias de dos deformaciones. La deformación D1, asociada a un evento M1 en condiciones de facies esquistos verdes, es indicada por el crecimiento de granate, muscovita, sericita y biotita, con recristalización de cuarzo, biotita y muscovita y localmente feldespato potásico. Esta deformación se relaciona a un primer plegamiento asociado con una foliación S1 de dirección NNE, con inclinaciones tanto hacia el este como al oeste. En la deformación D2 continuaron las condiciones en facies esquistos verdes con recristalización de cuarzo, feldespato potásico, biotita y muscovita, desarrollándose un clivaje

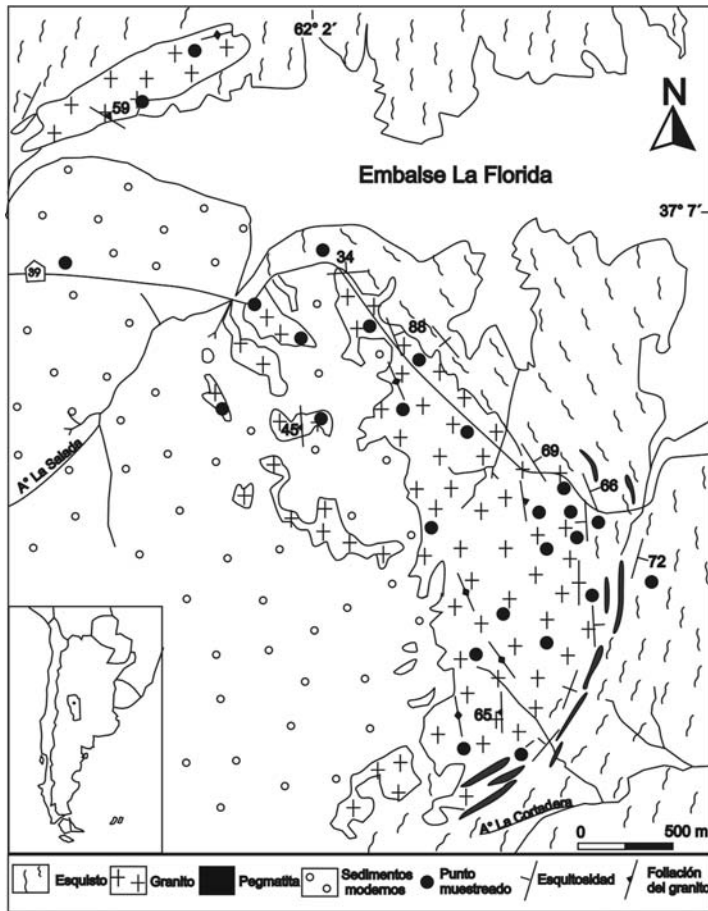


Figura 1: Mapa geológico del plutón La Florida.

de plano axial S2 asociado a un plegamiento abierto y crenulaciones locales. Hacia el este del lago del dique La Florida, la aparición de estauroлита en los esquistos indica condiciones de facies anfibolita. Las temperaturas y presiones obtenidas en esquistos de esta zona con el par granate-biotita son del orden de los 440° a 450°C y 2,07 kb (Hack 1987).

En las adyacencias al plutón La Florida las rocas de caja consisten en una alternancia de esquistos biotíticos-muscovíticos y esquistos biotíticos-muscovíticos-cuarzosos, de coloración grisácea. Dentro de esta secuencia se observan diques y lentes de pegmatitas de hasta 3 m de espesor. La foliación de las rocas en las zonas más alejadas del cuerpo varía entre N15° y N340° con inclinación vertical a subvertical. Hacia el contacto, la foliación de las rocas de caja se desvía adoptando la forma del intrusivo, planaridad que también se aprecia en el granito, dada por la disposición subparalela de

los minerales micáceos. En el sector este y norte se presenta una zona de transición en la cual las metasedimentitas y el granito se interdigitan, fenómeno que va acompañado de una abundante pegmatización. En las proximidades del contacto se encuentran porfiroblastos de muscovita tanto en la caja como en el intrusivo y en sus diques de aplitas. Esta profiroblastesis estaría vinculada con el desarrollo de una fase magmática tardía rica en fluidos que originó, además, la fuerte pegmatización en el granito y los esquistos adyacentes.

PETROLOGÍA

Plutón

Las rocas del cuerpo intrusivo son de color gris con textura granuda media a gruesa. Al microscopio tienen textura granuda hipidiomorfa a alotriomorfa y porfiroide, esta última dada por la presencia de fenocrista-

les de microclino. La mineralogía del plutón y sus aplitas consiste en cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita, biotita y granate. Sólo en una muestra localizada en las cercanías del contacto se observó, además, fibrolita. Como accesorios se encuentra apatita, minerales opacos, circón y monacita. Las pegmatitas están compuestas por cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita y en ocasiones, turmalina.

El cuarzo (21 a 40,2 %) es anhedral, con extinción ondulosa leve a muy marcada, a veces subgranosa, y presenta inclusiones de muscovita, plagioclasa y microclino.

El microclino (18,1 a 56 %) es subhedral con macla según albita - periclino y combinación albita - periclino - carlsbad. Generalmente no presenta alteración, pero cuando la tiene es incipiente a sericitita. Puede presentarse como fenocristal, característica frecuente en las rocas ubicadas en el sector centro-oeste del intrusivo y/o como feldespato perítico relacionado a las rocas del sector este y norte. Tiene inclusiones de muscovita, plagioclasa y gotas de cuarzo.

La plagioclasa (6,6 a 43,9 %), de tipo oligoclasa, es subhedral con macla en ley de Albite o sin maclar y tiene inclusiones de muscovita y gotas de cuarzo. En los granos con macla polisintética es frecuente observar curvaturas en las mismas.

La biotita (0 a 11,1 %) es subhedral, de color castaño rojizo a castaño verdoso, con inclusiones de cuarzo, minerales opacos, circón y monacita. En ocasiones presenta en los bordes una leve alteración a muscovita. La muscovita (0,7 a 10,2 %) es subhedral a euhedral, con tamaño de grano comparable a las otras fases minerales. En las adyacencias al contacto suele presentarse como porfiroblasto de forma subhedral a anhedral, con abundantes inclusiones de cuarzo. En las rocas del este y norte del cuerpo es frecuente que desarrolle simplectitas con cuarzo o con plagioclasa.

La biotita y la muscovita presentan a veces un delgado borde de reacción con los feldespatos y signos de deformación tales como extinción ondulosa y flexuración de las láminas.

El granate (hasta 3,8 %) varía de subhedral a euhedral y contiene diminutas inclusiones (posiblemente cuarzo) en la parte central de los granos, dispuestas al azar. En las rocas

con elevado contenido de biotita se presenta en granos generalmente subhedrales del orden de los 0,1 a 0,4 mm, con inclusiones y fracturas a veces rellenas por óxidos. En los granitoides pobres en biotita así como en las aplitas, por el contrario el granate es inferior a los 0,1 mm, típicamente euhedral y en la mayoría de los casos, zonal.

La fibrolita forma nidos poco significativos dentro de un porfiroblasto de muscovita.

Las rocas del intrusivo son principalmente leucocráticas, con una tendencia a hololeucocráticas hacia el contacto. El análisis modal permite ubicar a la mayoría de las rocas dentro del campo de los monzogranitos, mientras que las aplitas se distribuyen principalmente entre los campos de los sienogranitos y monzogranitos (Cuadro 1, Fig. 2).

Roca de caja y tabiques en las adyacencias del contacto

Las rocas de caja presentan foliación continua dada por la disposición preferencial de los cristales de biotita y muscovita y por la elongación del cuarzo y de los feldespatos. Estos últimos también se disponen en forma de lentes o bandas bien definidas que acompañan a la planaridad. Inmersos en la matriz se aprecian porfiroblastos de granate y muscovita. Se reconocen dos asociaciones minerales. La asociación Qtz+Pl+Bt+Ms±Grt±Op es típica del basamento en las inmediaciones del cuerpo granítico, mientras que las rocas de caja en la zona del contacto propiamente dicho presentan Qtz+Pl+Bt+Ms+Sil±Grt. El granate en ambos casos no supera los 2 mm, es anhedral y está fracturado. Generalmente no tiene inclusiones y cuando aparecen son muy pequeñas, posiblemente de cuarzo, y dispuestas al azar. Los poiquiloblastos de muscovita exhiben una variación de tamaño de grano que va de 3 mm hasta 8 mm, son anhedrales a subhedrales y contienen inclusiones de cuarzo dispuestas al azar. La sillimanita es fibrolita y se la encuentra incluida dentro de los poiquiloblastos de muscovita y en las inclusiones de cuarzo de estos últimos, desarrollándose en forma de nidos. Todos los componentes minerales exhiben signos de deformación, como extinción ondulosa, subgranos y recristalización por migración de borde de grano (cuarzo), flexuración

CUADRO 1: Composición modal de las rocas del plutón La Florida y apliticas.

Plutón	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Ms	Grt	IC
LF1	31,7	26,4	34,3	1,9	4,7	1,0	2,9
LF2	37,1	31,5	22,6	4,2	2,9	1,7	5,9
LF2M	38,5	21,6	26,8	10,8	1,8	0,5	11,3
LF2A-1	29,5	42,9	15,8	8,5	2,9	0,4	8,9
LF3	26,9	36,8	22,5	6,0	7,8	0,0	6,0
LF3B	32,1	25,3	33,5	2,6	5,2	1,3	3,9
LF5	34,3	26,9	27,9	10,0	0,9	0,0	10,0
LF6	33,8	29,4	29,6	3,0	4,0	0,2	3,2
LF10A	40,2	27,6	22,8	2,7	6,6	0,1	2,8
LF10B	22,9	37,8	30,3	5,2	3,8	0,0	5,2
LF9	35,4	32,0	26,3	3,6	2,2	0,5	4,1
LF11	31,4	20,7	33,5	11,1	2,6	0,7	11,8
LF11A	32,9	22,8	30,7	11,0	1,3	1,3	12,3
LF16	24,9	33,8	34,9	0,0	5,8	0,6	0,6
LF17	33,2	42,4	15,6	3,3	5,4	0,1	3,4
LF20B	28,3	21,1	34,6	10,6	5,4	0,0	10,6
LF20A	21,1	40,9	31,1	5,8	1,1	0,0	5,8
LF22A	25,5	36,1	32,0	0,0	6,4	0,0	0,0
LF22B	28,5	27,4	38,6	0,4	4,3	0,8	1,2
LF24	28,2	29,7	27,3	10,1	3,9	0,8	10,9
LF25	21,3	37,3	27,7	7,4	4,8	1,5	8,9
LF26C	33,7	26,9	30,9	2,1	5,5	0,9	3,0
LF26B	24,8	31,8	34,4	1,0	6,7	1,3	2,3
LF30	30,6	28,0	34,1	1,0	6,3	0,0	1,0
LF15	25,8	45,2	24,1	0,4	0,7	3,8	4,2
LF17B	34,2	22,4	26,3	4,8	10,2	2,1	6,9
LF27A	25,8	28,7	35,5	1,1	7,8	1,1	2,2
LF26D	30,4	18,1	39,6	4,7	5,5	1,7	6,4
LF28	22,5	21,5	43,9	2,5	8,1	1,5	4,0
Aplitas							
LF1A	63,7	5,9	26,9	3,5	0,0	0,0	3,5
LF3A	36,5	45,2	8,3	0,0	7,5	2,5	2,5
LF3B ap	33,1	48,1	16,6	0,2	1,0	1,0	1,2
LF15	30,9	19,2	33,1	1,8	14,5	0,5	2,3
LF23	28,8	56,9	6,6	0,1	5,0	2,6	2,7
LF23B	24,0	56,0	13,9	0,0	5,2	0,9	0,9
LF26A	25,8	27,4	32,7	2,1	10,7	1,3	3,4
LF28B	32,7	28,7	30,4	0,0	4,6	3,6	3,6

IC: índice de color.

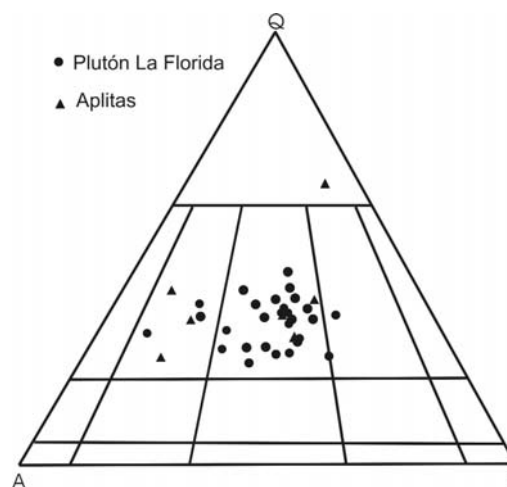


Figura 2: Clasificación modal de las rocas del plutón La Florida.

(biotita y muscovita) y maclas curvadas (plagioclasa).

Los tabiques de basamento encontrados dentro del granito son petrográficamente similares a la roca de caja, con asociación $Qtz+Pl+Bt+Ms+Crđ±Grt$, siendo la característica distintiva la presencia de cordierita. El crecimiento de este mineral podría asociarse a un fenómeno de contacto de carácter local que se daría sólo en los tabiques.

QUIMISMO Y AMBIENTE TECTÓNICO

Plutón y aplitas asociadas

Los resultados analíticos de las muestras del plutón y de las aplitas se compilan en los Cuadros 2 y 3 respectivamente. Los contenidos de SiO_2 de las rocas del intrusivo se encuentran entre 65 y 74 %, con la mayoría de las muestras cercanas a 71 %. Los álcalis tienen valores comprendidos entre 7,07 y 10,16 %, con predominio de K_2O sobre Na_2O y relación K_2O/Na_2O entre 1,01 y 2,33. El CaO varía de 0,70 a 2,59 %, el MgO de 0,25 a 2,18 %, el TiO_2 de 0,01 a 0,50 % y el Fe_2O_{3T} (óxido de hierro total) de 0,72 a 4,30 %.

Las rocas apliticas exhiben valores de SiO_2 entre 72 y 73 %. Los álcalis varían entre 8,47 y 10,41% observándose un predominio de K_2O sobre Na_2O , con relaciones K_2O/Na_2O entre 1,35 y 4,32. El CaO varía de 0,67 a 1,06 %, el MgO de 0,25 a 0,38 % y el Fe_2O_{3T} de 0,61 a 0,98 %.

SiO_2 se correlaciona negativamente con TiO_2 , Fe_2O_{3T} , MgO y CaO , positivamente aunque poco marcada con Na_2O y erráticamente con Al_2O_3 , MnO , K_2O y P_2O_5 . Las relaciones de saturación en alúmina de Shand permiten definir para el plutón y las aplitas asociadas un carácter peraluminoso. Los valores de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ están comprendidos entre 1,08 y 1,47 para el intrusivo y entre 1,06 y 1,34 para las aplitas. Los valores de $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ se encuentran entre 0,54 y 0,75 en las muestras del plutón y entre 0,58 y 1,21 en las aplitas. Los contenidos de Sr, Ba, Zr y Rb en los monzogranitos varían entre 26 y 165 ppm, 64 y 563 ppm, 31 y 134 ppm y 160 y 312 ppm respectivamente. Las relaciones Rb/Sr oscilan entre

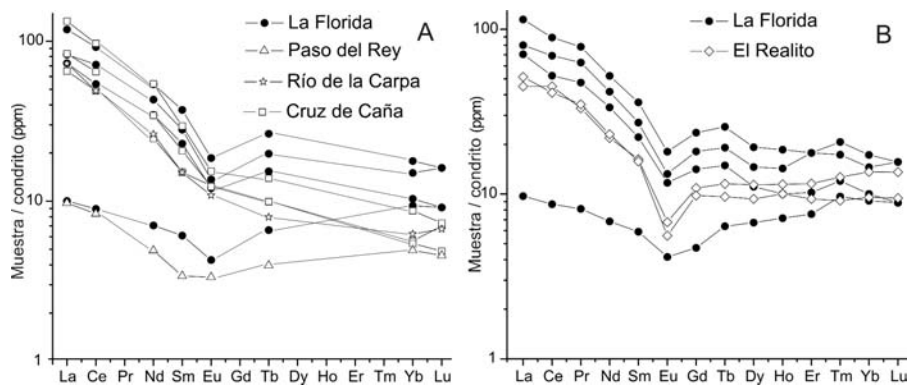


Figura 3: Diagrama de tierras raras (normalización según Nakamura 1974). A: Muestras del plutón La Florida y de granitoides sin-orogénicos (datos publicados en Llambías *et al.* 1996). B: Muestras del plutón La Florida y del Cordón de El Realito (datos publicados en Brogioni *et al.* 2005).

1 y 12 con el 66% de las muestras entre 1 y 3, las relaciones Rb/Zr y Rb/Ba se encuentran comprendidas entre 1,32 y 9,75 y entre 0,30 y 4,88 respectivamente.

En cuanto a las tierras raras (Cuadro 4) se observa una clara diferencia entre las muestras LF2m, LF6 y LF11 de carácter más biotítico (entre 3 y 11,1 % de biotita) y la muestra LF16 más félsica (0 % de biotita). Las primeras alcanzan valores de las tierras raras totales de 190 ppm, con relaciones La/Yb de 5,49 a 7,04, La/Sm de 2,95 a 3,18, Gd/Yb de 1,24 a 1,41 y Eu/Eu* de 0,59 a 0,66. En el patrón de tierras raras es claro el enriquecimiento en tierras raras livianas, debido probablemente a la presencia de circón y monacita incluidos en la biotita y una anomalía negativa de Eu bien definida (Fig. 3). La muestra más félsica tiene valores de las tierras raras totales de 26 ppm, con relaciones La/Yb de 1,07, La/Sm de 1,64, Gd/Yb de 0,51 y valores de Eu/Eu* de 0,78. Se observa una clara deficiencia en tierras raras livianas respecto a las anteriormente descritas, la cual podría atribuirse a la ausencia de biotita, y de circón y monacita incluidos en la misma (Fig. 3).

Roca de caja y tabiques

Los resultados analíticos de las rocas metamórficas de las adyacencias del cuerpo ígneo se compilan en el Cuadro 3. El contenido de SiO_2 y Al_2O_3 de los esquistos varía de 47,14 a 56,36 % y de 14,14 a 24,45 %, respectivamente. En los niveles más psamí-

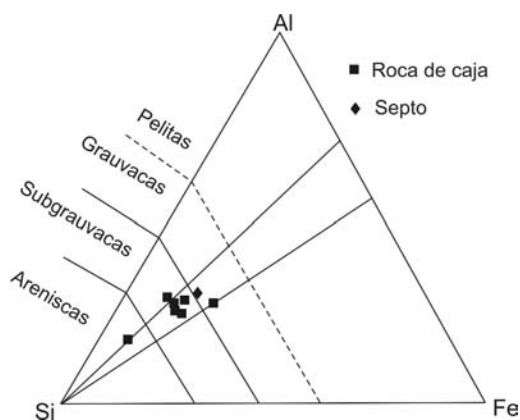
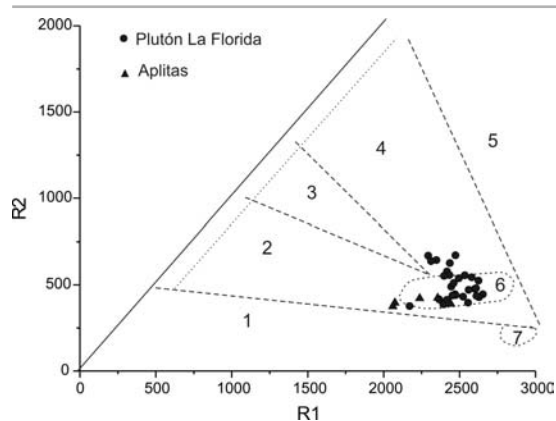
ticos, en cambio, la sílice asciende a 71,92 % mientras que el tabique presenta 48,57 %. Los álcalis tienen valores comprendidos entre 5,10 y 8,31 %, con predominio de K_2O sobre Na_2O . El CaO varía de 0,03 a 2,95%, el MgO de 1,74 a 5,72 %, el TiO_2 de 0,69 a 1,33 % y el Fe_2O_{3T} de 4,04 a 11,62 %. La composición química de los esquistos encajantes y de los tabiques contenidos en el cuerpo ígneo es compatible con la de protolitos subgrauváquicos, mientras que los niveles más psamíticos parecen derivar de areniscas (Fig. 4), originados en un margen continental pasivo (Roser y Korsch 1986). Derivados grauváquicos han sido hallados también por Hack *et al.* (1991) para rocas esquistosas procedentes del este de la localidad La Florida.

SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

Los monzogranitos mayoritariamente leucocráticos del plutón La Florida están compuestos por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita y granate y exhiben una clara tendencia a la disminución del índice de color hacia los bordes del cuerpo. La forma, tamaño y aspecto primario de la muscovita, al igual que la abundancia, euhedralidad, zonación y relaciones texturales del granate, evidencian el origen ígneo de ambos minerales (Miller *et al.* 1981). Las relaciones $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ superiores a 1,10 indican, por otra parte, que se trata de granitos fuertemente peraluminosos (Sylvester 1998), pese a carecer de minerales característicos de esas rocas, más allá de las micas y el granate. La presencia

CUADRO 2: Composición química del plutón La Florida. Fe₂O_{3T}: hierro total.

	LF16	LF28	LF22A	LF22B	LF35	LF1	LF26D	LF26C	LF26B	LF27A	LF33	LF17	LF6	LF30
SiO ₂	74,34	73,72	73,05	73,04	72,98	72,93	72,82	72,49	72,48	72,45	72,10	71,95	71,78	71,63
TiO ₂	0,01	0,08	0,01	0,06	0,13	0,04	0,12	0,08	0,03	0,13	0,13	0,09	0,13	0,10
Al ₂ O ₃	14,60	14,54	15,31	15,72	14,36	15,45	15,12	15,66	16,02	15,36	15,74	16,40	15,29	16,32
Fe ₂ O _{3T}	0,72	1,26	0,79	0,96	1,54	1,10	1,51	1,08	0,79	1,41	1,31	0,97	1,78	0,98
MnO	0,17	0,10	0,14	0,08	0,09	0,09	0,12	0,09	0,09	0,07	0,10	0,09	0,08	0,07
MgO	0,25	0,55	0,25	0,47	0,78	0,47	0,75	0,60	0,36	0,75	0,85	0,72	0,79	0,73
CaO	0,93	1,26	0,70	0,91	1,04	1,12	1,35	0,98	0,80	1,25	1,22	0,74	1,42	0,78
Na ₂ O	3,39	3,24	2,89	3,05	2,55	3,84	3,73	3,39	3,76	3,19	3,28	2,62	3,30	2,99
K ₂ O	5,01	4,57	6,09	4,81	5,93	4,24	3,76	4,78	4,72	4,66	4,23	5,22	4,75	5,24
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,11	0,10	0,07	0,10	0,10	0,08	0,12	0,10	0,15	0,25	0,07	0,25
LOI	0,50	0,62	0,65	0,80	0,52	0,62	0,63	0,77	0,82	0,62	0,90	0,95	0,62	0,92
Rb	190	164	247	201	206	169	201	216	312	222	202	215	193	279
Ba	79	224	214	115	300	160	127	114	64	218	106	144	319	183
Sr	53	74	95	48	79	53	50	45	26	76	52	44	99	51
Nb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Zr	31	68	32	40	75	56	61	43	32	62	48	47	74	45
Y	7	23	8	15	17	< 1	10	9	8	18	14	13	< 1	13
La	2	24	< 1	11	33	5	24	12	9	< 1	13	6	18	11
Ce	< 1	12	7	18	25	17	10	2	6	5	16	11	11	40
K ₂ O / Na ₂ O	1,48	1,41	2,11	1,58	2,33	1,10	1,01	1,41	1,26	1,46	1,29	1,99	1,44	1,75
Rb/Zr	6,13	2,41	7,72	5,03	2,75	3,02	3,30	5,02	9,75	3,58	4,21	4,57	2,61	6,20
Rb/Sr	3,58	2,22	2,60	4,19	2,61	3,19	4,02	4,80	12,00	2,92	3,88	4,89	1,95	5,47
Rb/Ba	2,41	0,73	1,15	1,75	0,69	1,06	1,58	1,89	4,88	1,02	1,91	1,49	0,61	1,52

**Figura 4:** Clasificación de las meta-morfitas enajantadas (Moore y Dennen 1970).**Figura 5:** Discriminación tectónica de Batchelor y Bowden (1985). 1: Granitoides anorogénicos, 2: Tardío orogénicos, 3: Post-colisionales, 4: Pre-colisionales, 5: Fraccionados del manto, 6: Sin-colisionales, 7: Postorogénicos

de porfiroblastos de muscovita y la fuerte pegmatización que se observa tanto en la

zona marginal del intrusivo como en las rocas de caja, conjuntamente con la notable

disminución del contenido de biotita hacia los bordes del cuerpo, estarían asociados con la concentración de fluidos tardío magmáticos que reaccionaron a nivel subsólido con la mineralogía propia de la cristalización ortomagmática del plutón, y afectaron también a los esquistos adyacentes al contacto.

Las relaciones interelementos propuestas por Batchelor y Bowden (1985) apuntan a una afinidad de los monzogranitos con rocas sin-colisionales, aunque unos pocos parecen corresponderse con las precolisionales (Fig. 5). La confrontación de las abundancias de Y+Nb (este último por debajo del límite de detección en gran parte de las muestras) y de Yb+Ta de cuatro rocas analizadas, con respecto al Rb, no permite definir si se trata de granitos relacionados con un evento colisional o si se originaron en un ambiente de arco (Pearce *et al.* 1984), pues las rocas se ubican en ambos campos. La dispersión de granitoides sincolisionales dentro del campo de los de arco fue señalada originalmente por Pearce *et al.* (1984) y según Förster *et al.* (1997) es función de la proveniencia del fundido a partir de rocas menos maduras o de su menor grado de fraccionamiento. Por otra parte, la distribu-

LF27B	LF25	LF2A1	LF20A	LF8	L F 15	LF24	LF20B	LF11A	LF11	LF 5	LF2	LF3B	LF2M
71,44	71,34	71,11	70,95	70,52	70,26	69,79	69,72	68,97	68,08	68,02	67,45	67,10	65,31
0,20	0,24	0,22	0,26	0,33	0,19	0,28	0,29	0,44	0,50	0,44	0,39	0,46	0,54
15,20	15,14	14,80	14,98	14,91	17,20	15,59	15,72	15,12	15,02	15,34	16,04	16,21	16,38
1,99	2,31	2,39	2,33	2,61	1,69	2,42	2,67	3,32	3,77	3,76	3,42	3,62	4,30
0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,10	0,11
0,85	0,92	1,09	1,08	1,28	0,94	1,33	1,31	1,81	2,03	1,95	1,70	2,11	2,18
1,60	1,84	1,88	1,98	1,89	1,32	1,94	1,68	2,26	2,29	2,59	2,55	2,09	2,48
3,21	3,48	2,42	3,54	2,52	2,88	2,93	3,25	2,75	2,85	2,28	2,63	2,28	2,43
4,69	4,06	5,24	4,12	5,07	4,19	4,77	4,32	4,61	4,67	4,84	4,96	5,13	5,39
0,12	0,11	0,11	0,13	0,11	0,15	0,14	0,16	0,12	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
0,60	0,50	0,65	0,54	0,65	1,08	0,70	0,77	0,50	0,51	0,55	0,64	0,77	0,74
213	212	160	203	170	205	186	238	183	198	169	163	180	177
414	448	485	395	563	144	295	359	451	423	413	519	404	462
114	133	143	124	151	60	114	110	152	145	155	165	143	165
< 1	< 1	< 1	13	< 1	< 1	< 1	11	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
86	99	86	105	109	67	88	95	107	120	117	111	110	134
15	19	< 1	14	19	14	16	26	22	24	< 1	< 1	< 1	< 1
53	53	28	47	70	28	27	33	75	83	31	25	10	14
35	26	34	22	38	21	26	24	34	37	71	28	51	37
1,46	1,17	2,17	1,16	2,01	1,45	1,63	1,33	1,68	1,64	2,12	1,89	2,25	2,22
2,48	2,14	1,86	1,93	1,56	3,06	2,11	2,51	1,71	1,65	1,44	1,47	1,64	1,32
1,87	1,59	1,12	1,64	1,13	3,42	1,63	2,16	1,20	1,37	1,09	0,99	1,26	1,07
0,51	0,47	0,33	0,51	0,30	1,42	0,63	0,66	0,41	0,47	0,41	0,31	0,45	0,38

ción de granitoides típicos de arco, altamente evolucionados, leucocráticos y peraluminosos, dentro del campo de los sin-colisionales ha sido atribuida por Förster *et al.*

(1997) a que provienen de fundidos derivados de rocas pelíticas. Los granitoides sin-orogénicos de la sierra de San Luis están relacionados con el proceso subductivo del

orogéno famatiniano, y si bien no han sido fehacientemente datados hasta el presente, se habrían generado durante la fase magmática principal con posterioridad a los grani-

CUADRO 3: Composición química de las aplitas y metamorfitas encajantes. Fe₂O_{3T}: hierro total.

	Aplitas						Metamorfitas								
	LF23	LF28B	LF3A	LF23B	LF15A	LF26A	LF20D	L F14A	LF20C	LF32	LF14B	LF18	LF21	LF34	LF7
SiO ₂	72,32	73,12	72,88	72,42	71,93	71,93	71,92	56,36	54,69	54,50	53,72	51,76	48,57	47,14	53,72
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,69	0,96	0,97	1,23	1,21	1,11	1,19	1,33	0,89
Al ₂ O ₃	14,68	15,03	15,04	14,86	15,36	16,73	14,14	23,10	22,07	20,69	19,64	22,86	24,45	23,26	23,35
Fe ₂ O _{3T}	0,98	0,76	0,90	0,61	0,70	0,66	4,04	6,25	7,99	6,99	7,99	8,59	8,63	11,62	5,70
MnO	0,27	0,13	0,10	0,23	0,18	0,06	0,04	0,04	0,09	0,02	0,09	0,12	0,25	0,10	0,08
MgO	0,30	0,26	0,34	0,25	0,25	0,38	1,74	3,04	3,60	3,49	5,62	4,29	4,90	4,30	3,52
CaO	0,70	1,06	0,71	0,67	0,76	0,71	0,07	0,28	0,03	0,04	2,95	0,08	0,05	0,15	0,82
Na ₂ O	2,00	3,88	1,75	2,58	2,78	3,60	0,27	0,66	0,43	0,44	2,16	0,21	0,58	0,29	0,27
K ₂ O	8,16	5,28	7,56	7,83	7,32	4,87	4,83	5,56	7,13	6,48	4,37	7,26	7,73	7,53	5,80
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,07	0,13	0,15	0,13	0,09	0,07	0,10	0,04	0,05	0,04	0,10	0,08	0,80
LOI	0,46	0,35	0,67	0,42	0,58	0,92	2,16	3,69	2,90	6,09	2,20	3,67	3,55	4,20	5,07
Rb	279	198	199	278	308	292	252	226	595	308	184	539	624	384	253
Ba	401	148	238	99	166	52	477	660	347	350	650	685	620	401	512
Sr	97	56	101	38	62	21	167	74	266	68	344	109	172	74	172
Nb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	13	13	19	17	11	18	19	24	< 1
Zr	38	38	32	40	37	24	279	176	135	215	163	170	198	185	136
Y	6	9	< 1	5	8	6	35	33	40	37	44	48	50	30	< 1
La	< 1	2	5	< 1	< 1	11	70	64	66	76	58	62	88	70	28
Ce	7	5	5	1	4	< 1	42	29	51	41	33	49	59	42	59
K ₂ O / Na ₂ O	4,08	1,36	4,32	3,03	2,63	1,35	17,89	8,42	16,58	14,73	2,02	34,57	13,33	25,97	21,48
Rb/Zr	7,34	5,21	6,22	6,95	8,32	12,17	0,90	1,28	4,41	1,43	1,13	3,17	3,15	2,08	1,86
Rb/Sr	2,88	3,54	1,97	7,32	4,97	13,90	1,51	3,05	2,24	4,53	0,53	4,94	3,63	5,19	1,47

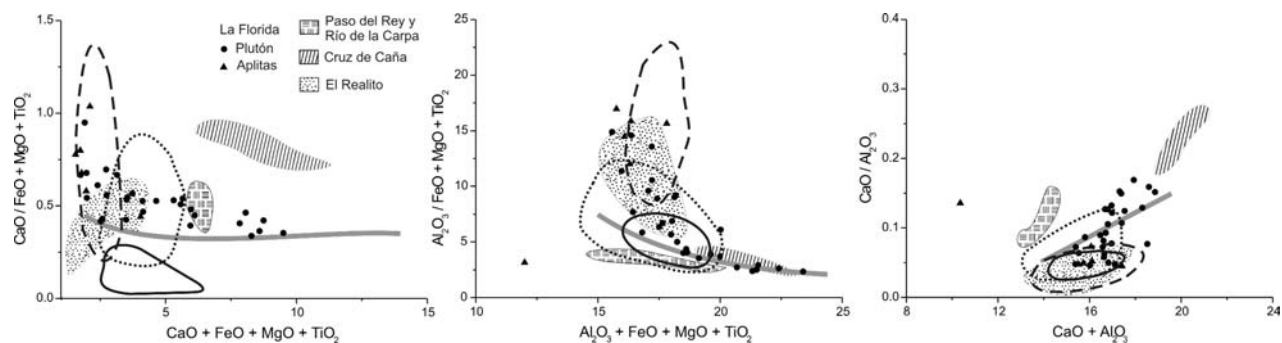


Figura 6: Composición química de los granitos y aplitas de La Florida comparada con fundidos experimentales provenientes de metasedimentos (Patiño Douce 1999). Trazo continuo: pelitas máficas. Trazo cortado: pelitas félsicas. Trazo de puntos grauvacas. La línea gris representa la tendencia de granitoides tipo S. La composición química de los cuerpos a partir de datos publicados en Llambías *et al.* 1996 y Brogioni *et al.* 2005

CUADRO 4: Contenido de tierras raras de rocas del plutón La Florida

	LF2M	LF6	LF11	LF16
La	37,700	23,198	26,297	3,198
Ce	76,994	45,196	59,797	7,500
Pr	8,749	5,320	7,019	0,909
Nd	32,798	21,099	26,296	4,297
Sm	7,300	4,498	5,499	1,200
Eu	1,390	0,899	1,021	0,320
Gd	6,500	3,900	4,998	1,300
Tb	1,328	0,774	0,995	0,332
Dy	6,599	3,797	4,998	2,298
Ho	1,300	0,701	1,000	0,500
Er	3,998	2,300	3,998	1,699
Tm	0,702	0,408	0,589	0,328
Yb	3,799	2,202	3,199	2,000
Lu	0,530	0,300	0,530	0,300

toides de arco precinématicos, los cuales son distintivamente metaluminosos y de tipo I (Sato *et al.* 2003). La confrontación de las relaciones Rb/Sr y Rb/Ba de los monzogranitos sugiere la participación de protolitos sedimentarios tanto pobres como ricos en arcillas en su génesis (Sylvester 1998), y la tendencia evolutiva evidenciada por las distintas relaciones entre Al_2O_3 , CaO, FeO, MgO y TiO_2 (Fig. 6) es compatible también con algunos magmas de tipo S (Patiño Douce 1999), aunque las rocas más félsicas de los bordes externos del plutón muestran una tendencia vertical que puede atribuirse a los cambios metasomáticos producidos por el accionar de los fluidos tardío magmáticos.

Las rocas del plutón La Florida muestran algunas diferencias geológicas, petrográficas y geoquímicas con otros intrusivos sin-orogénicos de la sierra de San Luis, como Paso del Rey sur, Cruz de Caña y Río de la Carpa

(Llambías *et al.* 1996, Sato *et al.* 2003). Estos cuerpos son más pequeños (menores a 1,4 km²) y su forma elongada acompaña la foliación regional NNE-SSO de las metamorfitas encajantes. Modalmente, si bien presentan una mineralogía similar, son de composición mayoritariamente granodiorítica y cuando muestran diferencias mineralógicas internas, las mismas son opuestas a las registradas en el cuerpo La Florida ya que consisten en un incremento del contenido de biotita hacia los bordes (Llambías *et al.* 1991, Llambías *et al.* 1996). Desde el punto de vista geoquímico, las rocas más básicas de La Florida tienen contenidos de SiO_2 similares a los de Cruz de Caña, en tanto que las más ácidas se asemejan a las de Paso del Rey sur y Río de la Carpa, con tenores superiores a 70%. Los granitoides de los tres cuerpos citados son metaluminosos a ligeramente peraluminosos ($Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ sólo ocasionalmente > 1,1), y con relaciones Rb/Sr por debajo de 1,1. El diseño de los diagramas de tierras raras de los granitos de Río de La Carpa y Cruz de Caña difiere notablemente con los de las rocas del plutón La Florida, y las relaciones La/Yb y La/Sm (La/Yb 11,6 y 9,56 a 23,62; La/Sm 4,7 y 4,04 a 4,9, respectivamente) son superiores. Sólo una muestra leucocrática de Paso del Rey sur, con La/Yb de 1,97 y La/Sm de 2,85, presenta valores y diseño semejantes a los observados en uno de los monzogranitos (IC = 0,6) de La Florida (Fig. 3A), con quien comparte la misma mineralogía. Los granitoides sin-orogénicos de San Luis se caracterizan por presentar contenidos de CaO (Llambías *et al.* 1996) más elevados que los hallados en La Flo-

rida. Esto se pone de manifiesto al confrontar los tenores de dicho óxido con Al_2O_3 , FeO, MgO y TiO_2 , lo cual permite diferenciar claramente las distintas tendencias evolutivas (Fig. 6). Los monzogranitos de La Florida se acoplan a la trayectoria seguida por algunos magmas de tipo S (Patiño Douce 1999), en tanto que los otros intrusivos sinorogénicos, igualmente considerados de ese origen (Llambías *et al.* 1998), se apartan de la misma.

Las rocas más ácidas del plutón La Florida muestran una marcada similitud geoquímica con los monzogranitos peraluminosos con muscovita y granate de la cumbre del Cordón de El Realito, en el norte de la Sierra (Brogioni *et al.* 2005), tanto en lo que hace al rango de sílice como a las relaciones $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, comprendidas entre 1,10 y 1,39. El diseño de tierras raras es muy semejante al de las muestras biotíticas analizadas en este trabajo (Fig. 3B), aunque las abundancias son menores y los valores de relaciones ligeramente más bajos. Los monzogranitos peraluminosos de la cumbre del cordón de El Realito han sido interpretados como una serie colisional derivada de la fusión por deshidratación de metapelitas muscovíticas y grauvacas, y su bajo contenido de CaO permite distinguirlos, al igual que a los monzogranitos de La Florida, de los intrusivos sin-cinématicos mencionados.

CONCLUSIONES

El plutón La Florida es un cuerpo semicircular que se aloja en esquistos biotíticos muscovíticos con granate y porfiroblastos

de muscovita, derivados de protolitos subgrauváquicos y areniscas, pertenecientes al grupo micaesquistos. Está compuesto por monzogranitos marcadamente peraluminosos que registran variaciones modales desde el centro del cuerpo hacia los bordes. La disminución del contenido de biotita y el incremento de muscovita en tal sentido, conduce a notables modificaciones del índice de color de las rocas, que pasa de 12,3 en la zona central a 0 en las proximidades del contacto. La cantidad y euhedralidad del granate aumenta en igual sentido. Del mismo modo tiene lugar un cambio composicional que se manifiesta en particular en el incremento del contenido de sílice a partir del núcleo en dirección a la periferia del cuerpo. Se estima que esta zonación es el resultado de la interacción de una fase fluida residual con los minerales generados durante la etapa de cristalización ortomagmática. El magma está relacionado con el proceso de subducción que tuvo lugar durante la Orogenia Famatiniana y muestra afinidad con fundidos colisionales en cuya génesis han participado protolitos metasedimentarios. Si bien su tendencia evolutiva es compatible con magmas de tipo S, el magmatismo del plutón La Florida muestra ciertas diferencias con respecto a otros intrusivos sinorogénicos que se localizan dentro del grupo micaesquistos y en el complejo basamento oriental, en particular en lo concerniente al contenido de CaO. Se estima que el futuro mejoramiento del conocimiento geológico y geoquímico de los cuerpos que integran dicho grupo de granitoides permitirá corroborar las diferencias señaladas en este trabajo. La asociación mineral y el diseño de tierras raras de los monzogranitos de La Florida parecen ser más afines con los monzogranitos sin-colisionales del cordón de El Realito.

AGRADECIMIENTOS

Al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) por facilitar el contador de puntos para la realización de las modas y el equipamiento del laboratorio de geoquímica para la determinación del LOI. Al CETMIC (CIC-CONICET), donde se llevó a cabo la molienda y al Dipartimento di Scienze della Terra de la Uni-

versità degli Studi de Florencia, Italia, por los análisis químicos de los elementos mayores y traza de las rocas. Los autores desean agradecer muy especialmente a E. Llambías por la discusión y sugerencias aportadas durante la etapa interpretativa del presente estudio. Los análisis de tierras raras fueron subvencionados por el PIP-CONICET 2198/00.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Batchelor, R. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Brogioni, N. 1987. El batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas. Provincia de San Luis. *Geología y edad*. Actas X Congreso Geológico Argentino, 4: 115 - 118.
- Brogioni, N. 1993. El batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas. Provincia de San Luis. *Geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico*. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 54 - 60.
- Brogioni, N. 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (4): 515-538.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, P. 1994. Magmatismo pre y sin colisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 962 - 965.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 2005. Magmatismo preorogénico de la Sierra de San Luis: El cordón de El Realito y el plutón La Escalerilla. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 524-541.
- Forster, H., Tischendorf, G. y Trumbull, R. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40: 261-293.
- Franzini, M., Leoni, L. y Saitta, M. 1975. Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice, *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 31: 365-378.
- González, P. y Sato, A. 2000. Los Plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos postorogénicos en el oeste de las sierras de San Luis, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (sesión temática 4): 621-625, Puerto Varas.
- Hack, M. 1987. Geologisch - geochemisch - lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframlagerstätten in der Pampa del Tamboreo, Provinz San Luis, Argentinien. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe, B1* 1-108.
- Hack, M., Brodtkorb, M., Höll, R. y Brodtkorb, A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos schelíticos entre el Dique La Florida y Pampa del Tamboreo, Provincia de San Luis. En: *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata 1: 113-152.
- Jenkins, R. y De Vries, J.L. 1971. *Spettrometria a raggi X in pratica*. Biblioteca Técnica Philips, ed. Philips S.P.A., Milano (Italia).
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lopez de Luchi, M. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, Provincia de San Luis. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84 - 87.
- Lopez de Luchi, M. 1993. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, Provincia de San Luis. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 42 - 53.
- Lopez de Luchi, M. 1996. Enclaves en un batolito post tectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (2): 131-146.
- Lopez de Luchi, M., Fantín, M. y Rapalini, A. 2002. Batolito La Totorá, Sierra de San Luis Argentina: primeros resultados. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 269 - 274.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suarez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J. 1991. Leucogranodioritas sin cinemáticas ordovísicas en la Sierra de San Luis. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 187 - 181.
- Llambías, E., Quenardelle, S., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C. 1996. Granitoides sincinemáticos ordovícicos de la Sierra Central de San Luis. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496.

- Llambías, E., Sato, A. Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: *The Proto Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 325-341.
- Martínez, A. y Montenegro, T. 1998. Petrología del granito en los alrededores de El Trapiche, San Luis, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas II: 232-237.
- Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L. y Dollase, W. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Moore, B. y Dennen, W. 1970. A geochemical trend in silicon-aluminium-iron ratios and the classification of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 40 (4): 1147-1152.
- Nakamura, 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 38: 757-775.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277.
- Ortiz Suárez, A. 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (3): 321-330.
- Patiño Douce, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Ed. A. Castro, C. Fernandez and L. Vigneresse. Geological Society Special Publication. 168: 55-75.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25 (4): 956-983.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. *Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas*, Abstract, 1 p., San Luis.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic - Early Palaeozoic of South America: a collisional history. *Episodes*. 11: 168-175.
- Roser, B. y Korsch, R. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94: 635-650.
- Sato, A. y Llambías, E. 1994. Granitoides precinémáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1200-1204.
- Sato, A. González, P. y Llambías E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 58 (4): 487-504.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (Provincia de San Luis y Córdoba), SEGEMAR, 148p Buenos Aires (inédito).
- Sylvester, P. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Litos* 45: 29-44.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina) XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314.
- von Gosen, W. 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associate in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas / Argentina) - structural and metamorphic relation. *Journal of South American Earth Sciences* II (1): 79-109.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto - Andean Margin of Gondwana. En: *The Proto Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 235-258.
- Zardini, R. 1966. Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo (Provincia de San Luis) *Acta Geológica Lilloana* 8: 50 - 73.

Recibido: 15 de diciembre, 2006

Aceptado: 11 de septiembre, 2007