

PETROGRAFÍA, QUÍMICA MINERAL Y GEOQUÍMICA COMPARADA DE LOS PLUTONES POTRERILLOS Y CERRO LA GLORIA: MAGMATISMO DE ARCO Y RETROARCO EN EL CARBONÍFERO INFERIOR

Juan A. DAHLQUIST¹, Pablo H. ALASINO^{2,3} y Matías M. MORALES CÁMERA¹

¹ Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, CONICET-UNC, Córdoba. E-mail: jdahlquist@efn.uncor.edu; matiasmmoralesc@gmail.com

² Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET), Anillaco.

³ INGeReN-CENIIT-UNLaR, La Rioja. E-mail: palasino@crilar-conicet.gob.ar

RESUMEN

Los plutones Potrerillos y Cerro La Gloria afloran, respectivamente, en el sur de la sierra de Toro Negro (Sierras Pampeanas occidentales) y en el flanco occidental de la sierra de Famatina. Estudios de química mineral (alrededor de 80 análisis), obtenidos a partir de minerales cristalizados en el plutón Potrerillos, sobre muestras que cuentan con datos de química de roca total presentados en este trabajo, y su comparación con aquellos datos propios informados para el plutón Cerro La Gloria, indican que biotitas y anfíboles cristalizaron en un ambiente de arco y retroarco, respectivamente. Los datos de química de roca total son plenamente consistentes con los estudios de química mineral. Entonces, aunque el plutón Potrerillos está localizado sólo a 45 km al oeste del plutón Cerro La Gloria, y ambos fueron emplazados durante el Carbonífero inferior, el estudio comparado es de singular relevancia, ya que sus magmas parentales fueron generados en dos escenarios geodinámicos diferentes, de arco y retroarco, en cada caso. Esta conclusión es una contribución relevante para entender la evolución del margen preandino del SO de Gondwana durante el Carbonífero inferior.

Palabras clave: *Granitos calcoalcalinos y tipo A, química de biotita, Sierras Pampeanas occidentales, sierra de Famatina*

ABSTRACT

Petrography, mineral chemistry and whole-chemistry studies from the Potrerillos Pluton and comparison with the Cerro La Gloria Pluton: arc and retroarc magmatism in the Early Carboniferous

The Potrerillos and Cerro La Gloria plutons crop out in the south of the Sierra de Toro Negro (Western Sierras Pampeanas) and the western flank of the Sierra de Famatina. Studies of mineral chemistry (about 80 analyses) obtained from crystallized minerals in the Potrerillos pluton, on samples with whole-chemistry data presented in this paper, and their comparison with our own data reported for Cerro La Gloria pluton, indicate that biotite and amphibole crystallized in an arc and a retroarc environment, respectively. The whole-chemistry data are fully consistent with the mineral chemistry studies. Thus, although the Potrerillos pluton is located only 45 km to the west of Cerro La Gloria pluton and both were emplaced during the Early Carboniferous, their parent magmas were generated in two different geodynamic settings. This conclusion is an important contribution to understanding the evolution of pre-Andean margin of SW Gondwana during the Early Carboniferous.

Keywords: *Calc-alkaline and A-type granites, biotite chemical, Western Sierras Pampeanas, Sierra de Famatina*

INTRODUCCIÓN

Durante el Carbonífero, un magmatismo esencialmente granítico, de menor volumen que aquel observado en el Famatiniano (~ 483-463 Ma), aunque con amplia distribución, se desarrolló a lo largo de más de 1000 km en las Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.* 2010). Este magmatismo está representado por plutones rela-

tivamente pequeños, dispersos, de forma usualmente subcircular y que en muchas ocasiones se hayan emplazados a lo largo de importantes fajas de cizallas de edad precarbonífera, posiblemente desarrolladas durante el orógeno famatiniano (véase discusión en Dahlquist *et al.* 2010). Las rocas de caja para el magmatismo de edad carbonífera en Sierras Pampeanas fueron formadas en tres períodos de activi-

dad magmática y metamórfica: magmatismo pampeano, 555-515 Ma; Rapela *et al.* (1998, 2007), Sims *et al.* (1998), Schwartz *et al.* (2008); magmatismo famatiniano, 484-463 Ma; Pankhurst *et al.* (1998, 2000), Rapela *et al.* (2008a), Dahlquist *et al.* (2008, 2012, 2013), Ducea *et al.* (2010), Casquet *et al.* (2012) y magmatismo achaliano, 393-366; Dorais *et al.* (1997), Sims *et al.* (1998), Stuart-Smith *et al.* (1999), Siegesmund *et*

al. (2004), Rapela *et al.* (2008b), Dahlquist *et al.* (2014).

Aunque el escenario geodinámico del Carbonífero es controvertido, y ha sido discutido en recientes trabajos (véase Willner *et al.* 2011, Alasino *et al.* 2012, Domeier y Torsvik 2014 y referencias allí citadas), Dahlquist *et al.* (2010, 2013) y Alasino *et al.* (2012) han concluido que el magmatismo de edad carbonífera inferior registrado en las Sierras Pampeanas orientales, fue formado en una región de retroarco con régimen extensional dominante, con participación de material juvenil. Estos autores han concluido que los granitos metaluminosos tipo A del Carbonífero inferior de las Sierras Pampeanas orientales representan un evento tectonotérmico distintivo con relación a aquel magmatismo desarrollado en el orógeno famatiniano y achaliano. Consistentemente, datos isotópicos recientemente informados para rocas graníticas de Sierras Pampeanas por Dahlquist *et al.* (2013), soportan la presencia de diferentes fuentes para los eventos magmáticos famatiniano, achaliano y de edad carbonífera.

El plutón Cerro La Gloria, representa un magmatismo de probada edad carbonífera inferior en el flanco occidental de Famatina (Alasino *et al.* 2012, Dahlquist *et al.* 2013), el cual constituiría el afloramiento más occidental del magmatismo tipo A antes referido. Cercano al plutón Cerro La Gloria (~ 45 km al oeste), aflora el plutón Potrerillos, el cual se localiza en la región sur de la sierra de Toro Negro (en el ámbito de las Sierras Pampeanas occidentales) y norte de la Precordillera. Este plutón está formado esencialmente por rocas graníticas de composición calcoalcalina, de edad carbonífera inferior (Frigerio *et al.* 2012). En este sentido, Alasino *et al.* (2012) propusieron que tal cambio en las filiaciones geoquímicas (del tipo A e I) podría estar marcando dos escenarios geodinámicos sincrónicos, pero diferentes (retroarco y arco, respectivamente), desarrollados durante el Carbonífero. Por ende, el estudio de esta región constituye un lugar de singular relevancia para profundizar la investigación del magmatismo asociado a dos escenarios geodi-

námicos con particularidades propias e, indirectamente, contribuir a entender la evolución del margen preandino del SO de Gondwana durante el Carbonífero en el ámbito de las Sierras Pampeanas.

En este trabajo presentamos nuevos datos de química mineral (alrededor de 80 análisis) de las asociaciones magmáticas del plutón Potrerillos y las comparamos con aquellas informadas en trabajos previos para granitos tipo A y calcoalcalinos de Sierras Pampeanas. En particular, utilizamos las composiciones de las biotitas magmáticas (como ha sido hecho en otros trabajos previos p.ej. Abdel Rahman 1994, Dahlquist *et al.* 2010, 2014, Feng *et al.* 2014) para distinguir la naturaleza del magma parental a partir del cual cristalizaron y, en el mismo sentido, comparamos las composiciones de los anfíboles del plutón Potrerillos y Cerro La Gloria. Adicionalmente, presentamos datos petrológicos y geoquímicos de roca total (3 análisis) de las rocas graníticas del plutón Potrerillos que contienen la asociación mineral estudiada. Basados en estos nuevos datos referidos y aquellos datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos informados por Frigerio *et al.* (2012), establecemos una comparación con los datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos publicados en nuestros trabajos previos referidos al plutón Cerro La Gloria (Alasino *et al.* 2012, Dahlquist *et al.* 2013) y realizamos comparaciones geoquímicas con datos propios del magmatismo calcoalcalino famatiniano y carbonífero comunicados en trabajos previos (p. ej., Dahlquist *et al.* 2005, 2010).

MARCO GEOLÓGICO

Plutón Cerro La Gloria

El plutón Cerro La Gloria (Fig. 1) se encuentra en el faldeo oeste de la sierra de Famatina, a los 29° de latitud sur (Alasino *et al.* 2012). Este cuerpo posee una forma circular con un radio de 5 km y un área cercana a los 80 km². La roca de caja corresponde a rocas graníticas del Ordovícico inferior. Dado que el plutón Cerro La Gloria es intrusivo, este cuerpo tiene contactos netos e irregulares con su caja, de-

notando niveles de emplazamientos someros.

La roca representativa de este plutón posee tonalidad rojiza, porfírica a inequigranular, de grano grueso y sienogranito/monzogranito en composición. Minerales planares tales como la mica son escasos, lo que hace difícil reconocer la orientación interna de la roca en el campo. Enclaves máficos microgranulares con tamaños de algunos centímetros y formas ovoides y cuadradas pueden ser observados. Esta roca presenta una asociación mineral dada por microclino (43-49 modal %), cuarzo (32-41 modal %) y plagioclasa (Ab₈₈₋₉₅, 11-16 modal %, n=4) como minerales esenciales. La presencia de accesorios minerales es variada, mostrando anfíbol, magnetita, ilmenita, biotita, epidoto, circón, allanita y titanita. El anfíbol es clasificado como ferro-edenita acorde a la clasificación de Leake *et al.* (1997) [CaB=1,80-1,81 átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.); (Na+K)_A=0,70-0,74 (a.p.f.u.) y Ti=0,17-0,19 a.p.f.u.]. Su edad ha sido determinada en 349±3 Ma (edad U-Pb SHRIMP en circón, Alasino *et al.* 2012) y 353 ± 4 Ma (LA-MC-ICP-MS en circón, Dahlquist *et al.* 2013).

Plutón Potrerillos

Este plutón se localiza en el extremo sur de la sierra de Toro Negro (Sierras Pampeanas occidentales), limitando al sur con el extremo norte de la Precordillera (Fig. 1). Estudios petrológicos, geoquímicos y geocronológicos sobre este plutón han sido recientemente informados por Frigerio *et al.* (2012). Estos autores indican que el plutón referido constituye un cuerpo de forma elipsoidal en superficie, con aproximadamente 13 km de largo en sentido N-S y 6 km de ancho (78 km²), es decir, ocupa una superficie similar al del plutón Cerro La Gloria. Intruye a metasedimentitas ordovícicas cerca del límite tectónico con el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas occidentales. Por el suroeste se dispone la “faja de deformación de Jagüé”, que consiste en rocas graníticas milonitizadas de edad grenville (Martina *et al.* 2005). Los afloramientos estudiados por Frigerio *et al.* (2012) se encuentran so-

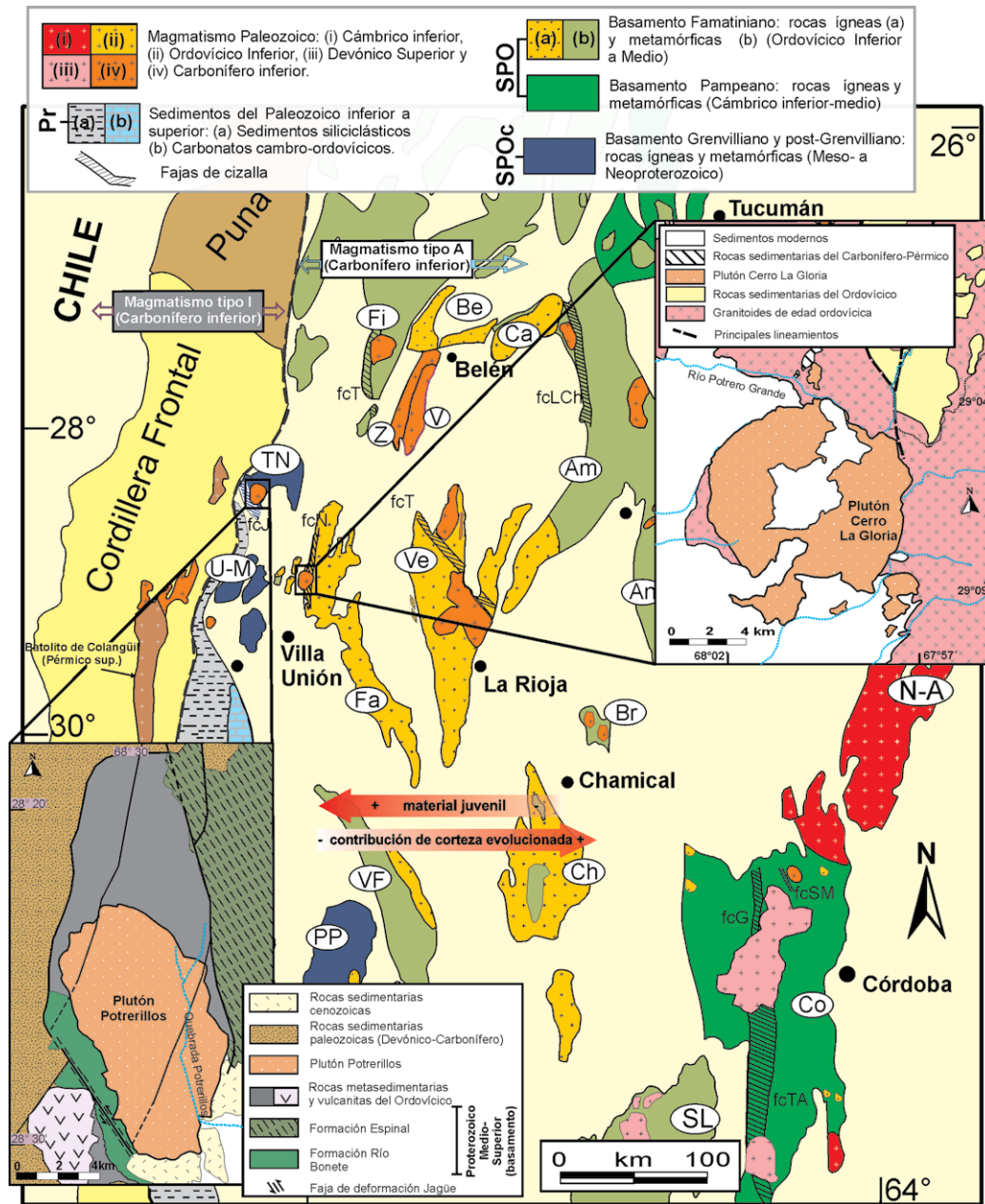


Figura 1: Mapa geológico esquemático modificado de Alasino *et al.* (2012) y Dahlquist *et al.* (2013, 2014). En recuadro el área de estudio, incluyendo los plutones Cerro La Gloria (al E) y Potrerillos (al O) en el contexto de las Sierras Pampeanas. En la misma figura se han insertado dos mapas incluyendo los plutones Potrerillos (modificado de Frigerio *et al.* 2012) y Cerro La Gloria (modificado de Alasino *et al.* 2012). Referencias serranas Co= Córdoba, PP=Pie de Palo, VF=Valle Fértil, Ch=Chepes, Br=Brava, Fa=Famatina, An=Ancasti, Ve=Velasco, U-M=Umango y Maz, TN=Toro Negro, Z-V=Zapata y Vinquis, Am=Ambato, Fi=Fiambalá, Be=Belén y Ca=Capillitas, Fajas de cizalla (fc): Tres Árboles (fcTA), Guamanes (G), San Marcos (SM), La Chilca (LCh), TIPA (T), Ñuñorco (Ñ), Jagüe (J). Pr = Precordillera, SPO = Sierras Pampeanas Orientales, SPOc = Sierras Pampeanas Occidentales.

bre la quebrada de Potrerillos y su afluente norte. Las muestras colectadas por estos autores revelan que el plutón está compuesto principalmente por monzonitas y granodioritas y subordinados granitos, granitos alcalinos, tonalitas, dioritas, sienodioritas y gabros. La facies monzonítica posee abundante presencia de enclaves microgranulares máficos. Es un plutón tipo I, calcoalcalino, con enriquecimiento de Na_2O respecto a K_2O . En el diagrama de tierras raras es distintiva la ausencia de anomalía de Eu. Según Frigerio *et al.* (2012), los valores positivos de ϵ_{Nd} indi-

can una derivación a partir de una corteza poco evolucionada. Las características petrológicas y geoquímicas son consistentes con un ambiente tectónico de arco volcánico relacionado a subducción en un margen continental activo. Las edades U-Pb en circones obtenidas en tres muestras sitúan al magmatismo principal en el Carbonífero inferior. Una edad de cristalización de 350 Ma resulta de valorar diferentes edades obtenidas con TIMs y LA-MC-ICP-MS en circón para el plutón Potrerillos (Frigerio *et al.* 2012).

METODOLOGÍA

Frigerio *et al.* (2012) realizaron una caracterización petrológica y geoquímica general sobre 12 muestras del plutón Potrerillos. Tres muestras representativas, correspondiente a dos de las facies graníticas dominantes informadas por Frigerio *et al.* (2012), fueron colectadas en este trabajo a partir del plutón Potrerillos. Sobre estas rocas, cuyas composiciones son: 54,97 y 66,47 (n=2) % SiO_2 en peso, se realizaron estudios petrográficos, de química mineral y geoquímica de roca total

CUADRO 1: Composición representativa de plagioclasas en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra N. de análisis Ubicación	POT-118				POT-121					
	416 Borde	417 Núcleo	421 Borde	Prom. n = 5	599 Pl _b Núcleo	598 Pl _b Intermedio	597 Pl _b Borde	619 Pl _a Núcleo	n = 2 Pl _a Intermedio	617 Pl _b Borde
Peso %										
SiO ₂	59,37	58,39	58,41	58,41	62,04	62,05	62,11	61,2	61,80	62,06
Al ₂ O ₃	24,62	24,68	24,46	24,46	23,59	23,51	23,51	23,79	23,81	23,44
FeO	0,15	0,12	0,18	0,18	0,08	0,09	0,09	0,12	0,13	0,16
CaO	5,74	6,64	5,93	5,93	5,05	4,97	4,95	5,71	5,44	4,97
Na ₂ O	9,38	8,51	8,81	8,81	8,88	9,08	8,99	8,44	8,59	8,59
K ₂ O	0,09	0,39	0,18	0,18	0,29	0,29	0,3	0,41	0,34	0,56
Total	99,35	98,73	97,97	97,97	99,93	99,99	99,95	99,67	100,07	99,78
% molar										
Ab	74,40	68,40	72,20	72,20	74,90	75,60	75,40	71,10	72,70	73,40
An	25,10	29,50	26,80	26,80	23,50	22,80	22,90	26,60	25,40	23,50
Or	0,50	2,10	1,00	1,00	1,60	1,60	1,70	2,30	1,90	3,10

* Usando JEOL JXA 8500F *Hyperprobe*. n = número de análisis usados en el valor promedio informado. Pl_a y Pl_b son plagioclasas tipo a y b referidas en el texto.

(datos en Cuadros 1 al 9).

Las muestras fueron enviadas al *Geo-Analytical Laboratory of the School of Earth & Environmental Sciences, Washington State University*, para su análisis geoquímico incluyendo elementos mayores y trazas, el cual fue realizado usando un espectrómetro secuencial de fluorescencia de rayos X marca *Thermo-ARL*, siguiendo el procedimiento descrito por Johnson *et al.* (1999) para los elementos mayoritarios y Ga. Los elementos traza fueron determinados en las mismas muestras utilizando *ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry)*, siguiendo el procedimiento descrito en <http://www.sees.wsu.edu/Geolab/note/icpms.html>.

La química mineral fue determinada sobre las tres muestras usando una microsonda de electrones JEOL JXA 8500F *Hyperprobe* equipada con 5 espectrómetros, en la *School of Earth & Environmental Sciences, Washington State University*, Estados Unidos. Las condiciones de operación fueron: aceleración de voltaje de 15 keV, corriente de la sonda 15 nA y un diámetro del haz de 5 µm. Se usaron programas ZAF y Phi-Rho-Z algoritmo (Armstrong 1988) *on-line*. Análisis complementarios de biotitas, apatitas y minerales opacos fueron realizados usando una microsonda de electrones JEOL JXA-8230 equipada con 3 espectrómetros en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X de la Universidad Nacional de Córdoba (<http://www.famaf.unc.edu>.

ar/lamarx/lamex1sem.html). Las condiciones de operación fueron: aceleración de voltaje de 15 keV y 10 nA y un diámetro del haz de 5 µm. Se usó un programa ZAF *on-line*. En estas mismas condiciones se realizaron análisis semi cuantitativos para identificar minerales accesorios radiactivos (p.ej., monacita, circón).

PLUTÓN POTRERILLOS

Características petrológicas y composición mineral

Facies 1 Diorita cuarzosa: La facies 1 (muestra POT-118), es geoquímica y modalmente, equivalente a la muestra G10 de Frigerio *et al.* (2012). Se trata de una roca con fenocristales pequeños de feldespato (1×0,4 cm) insertos en una matriz formada por feldespato, cuarzo, anfíbol, biotita (Fig. 2a) que aflora en la quebrada Potrerillos. Posee distintiva presencia de enclaves microgranulares máficos (Fig. 2b) y se reconoce a lupa de mano abundante titanita. El contacto con la facies 2 (descrita más abajo) es neto e irregular (Fig. 2c). Los estudios de petrografía revelan que la roca puede ser clasificada como una diorita cuarzosa, estando la asociación magmática (abreviaciones minerales de Whitney y Evans 2010) formada por Pl (62,2%), Qtz (6,9%), Bt (18,7%) Hbl (10,0%), con Ttn (2,0%), Ap (0,2%), óxido (0,2) y circón como minerales accesorios.

La plagioclasa es el mineral más abundante por lejos, es de grano medio, con tama-

ños de grano que varían más frecuentemente entre 3,0×2,0 mm a 2,0×0,8 mm. Se observó un fenocristal anhedral de 8,0×2,8 mm y algunos cristales de grano fino de 1,0×0,7 mm. Los cristales son tabulares y subhedros, con macla polisintética y sin inclusiones. La mayoría de ellos se encuentran alterados a sericita, lo que dificultó el análisis químico. En superficie libre de alteración, su composición varía desde oligoclasa cálcica An_{29,5} en el núcleo, a oligoclasa en la región externa con An_{25,1}. La composición completa se muestra en el cuadro 1.

El anfíbol es de grano medio (1,2×0,7 mm a 1,6×0,8 mm) y se encuentra uniformemente distribuido en toda la roca. Exhiben secciones romboidales (cara basal, donde muestran el típico clivaje en dos direcciones) y prismáticas. Son subhedros a anhedral, con marcado pleocroísmo que varía del verde oscuro al amarillo suave. Hospedan apatita y circón. De acuerdo a su composición puede ser clasificados como magnesio hornblenda siguiendo la clasificación de Leake *et al.* (1997) [CaB=1,85-1,91, promedio=1,87 átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.); (Na+K)A=0,37-0,47, promedio=0,43 y Ti=0,13-0,15 a.p.f.u., promedio=0,13] (n=5, Cuadro 2).

La biotita forma cristales tabulares subhedrales o anhedral, con tamaños que varían entre 1,0×0,2 mm a 2,0×0,9 mm. Hospeda a la mayoría de las apatitas y los circones, mostrando pleocroísmo marca-

do de marrón oscuro a marrón pálido. Se encuentra asociada a anfíbol, mayormente pseudomorfa. Un porcentaje importante de este mineral se encuentra deferrizado y alterado a clorita. No obstante esta situación, algunos análisis aceptables fueron conseguidos y son incluidos en el cuadro 3. Las biotitas muestran bajos valores de SiO_2 (promedio $\text{SiO}_2=33,10$ en peso %, promedio $\text{Si}=5,26$, a.p.f.u., $n=6$, Cuadro 3) conduciendo a composiciones con valores elevados de Al^{IV} (promedio $\text{Al}^{\text{IV}}=2,74$ a.p.f.u.). Además, estas biotitas tienen bajos valores de la relación $[\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})]=0,52$, junto con bajos contenidos de F ($F=0,13$ a $0,26$ % en peso, promedio $=0,20$ % en peso, $n=6$, Cuadro 3). La titanita es un mineral accesorio abundante, los cristales son subhedrales a anhedral, de forma irregular o tendiente a definir figuras romboidales. Es incolora con un ligero color marrón a nicoles paralelos, posee líneas de clivaje y alto relieve. Es frecuente verlas asociadas a minerales máficos. Los tamaños rondan el $1,7 \times 0,7$ mm y $1 \times 0,4$ mm. Su composición se muestra en el cuadro 4.

La fluorapatita ($F=2,48$ % en peso, $n=7$, Cuadro 5) es mayormente euhedral mostrando su típica sección basal hexagonal isótropa de $0,05$ mm de diámetro o su sección prismática de $0,4$ mm de longitud. Se encuentran principalmente incluidas en los minerales máficos y es otro mineral accesorio abundante.

La roca contiene cuarzo y muy escasos óxidos ($0,5$ mm de diámetro), mayormente alterados. El cuarzo tiene un tamaño de grano fino (1 mm y menores), con forma subcircular y anhedral. Se encuentra rellenando cavidades entre cristales, lo que le otorga un carácter intersticial. Un análisis sobre el mineral opaco revela que se trata de óxido de hierro, goethita ($\text{Fe}_2\text{O}_3=82,28\%$ en peso, Cuadro 6). Este dato, combinado con análisis usando electrones retrodispersados sugiere que este óxido domina la roca. Sistemáticos análisis semicuantitativos usando la microsonda de electrones (determinando Zr y REE) revelan la presencia de un único mineral radiactivo, circón. El mismo es de hábito prismático corto, con tama-

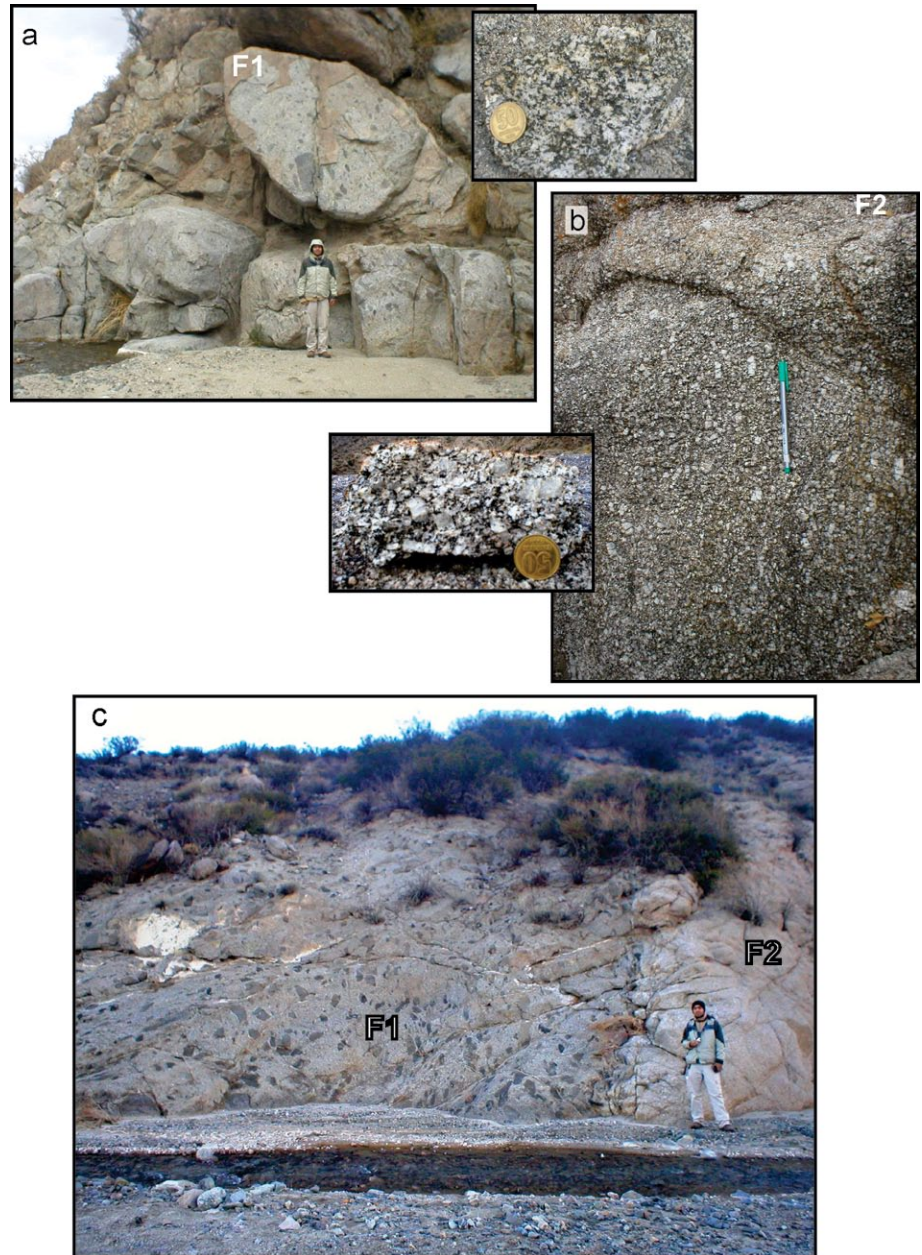


Figura 2: Características de campo de las rocas graníticas estudiadas en el plutón Potrerillos. a) Facies 1 (F1), cuarzo monzoniorita; b) Facies 2 (F2) granodiorita porfírica; c) Contacto neto entre las facies 1 y 2. La línea de contacto es neta e irregular. Note la presencia de enclaves microgranulares máficos en la facies 1, con una orientación de $19^\circ/41^\circ\text{E}$. En la facies 1 los fenocristales de Kfs definen una orientación 335° .

ños de $0,08 \times 0,04$ mm y algunos mayores de $0,2 \times 0,1$ mm. Presenta alto relieve, alto color de interferencia y produce un halo pleocroico en el mineral huésped (biotita u hornblenda).

Facies 2 Granodiorita: Se trata de una roca con abundantes fenocristales de feldespato alcalino (entre $2,0-1,5 \times 1,0-0,5$ cm) insertos en una matriz formada por feldespato, cuarzo y biotita (Fig. 2b) que aflora

al E de la quebrada de Potrerillos.

Composicionalmente (véase Cuadro 9), esta facies 2 (promedio de dos muestras, POT-121 y 122) es equivalente a la muestra G7 de Frigerio *et al.* (2012). Posee la presencia distintiva de cristales de allanita, también observada en la muestra G2 de Frigerio *et al.* (2012). Los estudios de petrografía revelan que la asociación magmática está formada por: Pl

CUADRO 2: Composición representativa de anfíbol en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra Número de análisis Ubicación	POT-118				
	418 Borde	419 Núcleo	420 Borde	424 Intermedio	437 Núcleo
Peso %					
SiO ₂	44,5	44,08	43,37	45,14	45,14
TiO ₂	1,11	1,18	1,15	1,32	1,32
Al ₂ O ₃	9,36	9,00	9,36	8,44	8,44
FeO	18,24	18,99	18,57	18,34	18,34
MnO	0,50	0,53	0,55	0,56	0,56
MgO	9,85	9,71	9,54	10,24	10,24
CaO	11,89	11,55	11,45	11,59	11,59
Na ₂ O	1,16	1,26	1,34	1,40	1,40
K ₂ O	1,00	1,06	1,06	0,96	0,96
F	bid	0,14	0,18	0,10	0,10
Total	97,61	97,5	96,57	98,09	98,09
O_F	0,00	0,06	0,08	0,04	0,04
Calc_Total	97,61	97,44	96,49	98,05	98,05
<i>Fórmula estructural calculada sobre la base de 13 cationes</i>					
Si	6,67	6,64	6,60	6,73	6,73
Al ^{IV}	1,33	1,37	1,40	1,27	1,27
Suma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,32	0,23	0,27	0,22	0,22
Fe ³⁺	0,41	0,57	0,54	0,46	0,46
Ti	0,13	0,13	0,13	0,15	0,15
Mg	2,20	2,18	2,16	2,28	2,28
Fe ²⁺	1,88	1,82	1,83	1,83	1,83
Mn	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,91	1,86	1,87	1,85	1,85
Na	0,09	0,14	0,13	0,15	0,15
Suma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,25	0,23	0,26	0,26	0,26
K	0,19	0,20	0,21	0,18	0,18
Suma A	0,44	0,43	0,47	0,44	0,44

* Usando JEOL JXA 8500F Hyperprobe

(48,5 %), Kfs (19,1 %), Qtz (18,5 %), Bt (12,5 %). Se observa allanita (0,3%), apatita (0,5%), titanita (0,4%), circón y escasos óxidos como minerales accesorios. El conteo modal indica que la roca es una granodiorita.

El feldespato alcalino es microclino, de forma aproximadamente rectangular, subhedros a anhedros, con abundantes micropertitas distribuidas en el mineral. A veces exhiben maclas de dos individuos. Se distinguen dos tamaños de grano, Kfs_a (11,0×5,2 mm y 8,0×4,0 mm) y Kfs_b (4,0×4,2 mm), aunque sus composiciones son considerablemente similares, variando de Or_{87,3} a Or_{91,6} y Or_{89,2} a Or_{90,6}, respectivamente (Cuadro 7). El Kfs_a posee

inclusiones de plagioclasa de grano fino, y puede mostrar texturas mirmequíticas.

Esta roca posee dos plagioclasas, diferenciadas a partir de sus tamaños dominantes, Pl_a (8,0×8,0 mm y 7,0 mm×3,5 mm) y Pl_b (2,5×1,5 mm y 2,1×1,1 mm). Pl_a es subhedra, formando cristales tabulares con maclas polisintéticas. La Pl_a muestra zonación óptica, la cual se corresponden con una composición que varía entre núcleo (An_{26,6-25,6}) y borde (An_{23,5-21,9}). La Pl_b tiene similares características ópticas aunque la zonación está ausente, lo cual es consistente con la química mineral que no muestra diferencias de composición entre núcleo (An_{23,5-21,8}) y borde (An_{22,8-21,4}) (Cuadro 1). Los datos composicionales

sugieren que el borde de la Pl_a creció sincrónicamente con la Pl_b. Pl_a se dispone limitando el Kfs_a, mientras que Pl_b se encuentra en la matriz e incluida en el Kfs_a. La biotita tiene forma tabular, subhedra a anhedra, con un tamaño de grano fino dominante de 1,0×0,5 mm. Posee marcado pleocroísmo, de pardo oscuro a claro. Son frecuentes las inclusiones de apatita y circón. Una asociación mineral común es biotita y allanita. Las biotitas muestran valores intermedios a bajos de Al^{IV} (promedio Al^{IV}=2,45 a.p.f.u.) y de [Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)]=0,61 (Cuadro 3), junto con bajos contenidos de F (F variando de 0 a 0,34 % en peso; promedio F=0,32 % en peso, n=5 Cuadro 3).

La titanita forma cristales euhedrales de hábito romboidal, sus dimensiones son variables de 0,3×0,2 mm a 1,2×0,5 mm, presenta marcado clivaje, color gris claro a incoloro a nicoles paralelos y marrón claro a nicoles cruzados, y alto relieve. Se localiza comúnmente en contacto con biotita. Se encuentran mayormente alteradas y es complicado realizar un análisis químico de una sección prístina. A pesar de ello, cuatro análisis produjeron cierres aceptables y se muestran en el cuadro 4. Estos cristales presentan ligeras diferencias composicionales con la titanita de la facies 1, en cuanto al contenido de CaO, FeO y TiO₂.

La fluorapatita (promedio, F=2,99 % en peso, n=7, Cuadro 5) es un mineral accesorio abundante, observándose incluida en biotita. Ocurre en sección basal (hexagonal, aproximadamente 0,1 mm de diámetro) como prismática (0,4×0,1 mm), siendo euhedral.

La allanita es comúnmente prismática, sus cristales son entre euhedrales y subhedrales y los tamaños varían de 1,2×0,5 mm a 0,3×0,2 mm. Presenta colores naranja claro a nicoles paralelos y amarillo pálido a nicoles cruzados, alto relieve y zonación óptica oscilatoria. Se ubica en contacto con biotita y a veces se observa biotita como inclusión. La allanita parece estar creciendo a partir de biotita. Es huésped de minerales accesorios de grano fino tales como circón y apatita. No todas las allanitas producen buenos análisis ya que mu-

CUADRO 3: Composición representativa de biotitas en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra Número de análisis	10	11	POT-118				601	602	POT-121		
			17	6	7	8			603	604	605
Peso %											
SiO ₂	33,75	32,89	32,60	32,85	33,50	32,98	35,26	35,28	35,14	35,35	35,44
TiO ₂	2,95	2,85	3,15	2,44	2,54	2,21	4,14	3,99	4,02	4,2	3,44
Al ₂ O ₃	15,77	15,81	15,2	15,89	15,95	16,09	13,77	13,99	14,1	14,21	14,46
FeO	20,66	20,99	21,4	20,83	20,31	20,35	23,13	23,04	23,22	22,71	23,06
MnO	0,39	0,36	0,44	0,29	0,33	0,37	0,41	0,47	0,45	0,5	0,46
MgO	10,51	10,7	10,81	10,99	10,96	11,6	8,46	8,25	8,54	8,21	8,57
CaO	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04	bld	0,02	0,05	0,04
Na ₂ O	0,08	0,08	0,05	0,04	0,06	0,04	0,18	0,13	0,14	0,12	0,12
K ₂ O	9,79	9,64	9,54	9,81	10,20	9,38	9,43	9,56	9,15	9,64	9,39
F	0,21	0,22	0,16	0,13	0,19	0,26	0,16	0,04	bld	bld	0,34
Total	94,13	93,58	93,39	93,32	94,07	93,30	94,98	94,75	94,78	94,99	95,32
O_F	0,09	0,09	0,07	0,05	0,08	0,11	0,07	0,02	bld	bld	0,14
CTotal	94,04	93,49	93,32	93,27	93,99	93,19	94,91	94,73	94,78	94,99	95,18
<i>Fórmula estructural calculada sobre la base de 22 oxígenos</i>											
Si	5,33	5,24	5,22	5,24	5,29	5,24	5,56	5,56	5,53	5,55	5,56
Al ^{IV}	2,68	2,76	2,78	2,76	2,71	2,76	2,45	2,44	2,47	2,45	2,44
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ /Mg)	0,52	0,52	0,53	0,52	0,51	0,50	0,61	0,61	0,60	0,61	0,60

* Usando JEOL JXA-8230: 6 a 17
JEOL JXA 8500F Hyperprobe: 601 a 605

chas de ellas se hayan alteradas. Seis análisis sobre superficies prístinas muestran que este mineral se encuentra enriquecido en REE, en particular en REE livianas (La, Ce y Nd) (Cuadro 8).

La roca contiene cuarzo de grano grueso (3,0×2,0 mm) subcircular, anhedral y sin inclusiones. Los óxidos son muy escasos, de grano fino (0,3 mm de diámetro), mostrándose mayormente alterados. Un análisis revela que se trata de goethita (Fe₂O₃=90,86 % en peso, Cuadro 6), como en la facies 1, y análisis usando electrones retrodispersados sugiere que este óxido domina la roca. Sistemáticos análisis usando la microsonda de electrones (determinando Zr y REE) sugiere la presencia de un único mineral radiactivo, circón. El circón posee forma prismática (0,1 mm) o aproximadamente cuadrada, adquiriendo mayor tamaño en este último caso (0,3 mm).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las muestras analizadas (Cuadro 9) poseen un rango de composición amplio, variando entre cuarzo monzodiorita (SiO₂=54,8 en peso %) a granodioritas (SiO₂=66,4 en peso %), las cuales pueden ser proyectadas dentro de las principales suites de ro-

cas calcolcalinas (Fig. 3). En este trabajo consideramos que esta clasificación química es más precisa que la clasificación modal informada en el capítulo anterior referido a la petrografía y química mineral, ya que ambas facies (en especial la facies 2) están constituidas por rocas con texturas porfíricas.

Poseen contenido de CaO medio a alto (2,6-5,4%), con una moderada a elevada relación FeO^t/MgO comprendida entre 3,5 a 3,6. También exhiben valores medios a bajos de álcalis (6,8 - 7,4%), con predominancia de Na₂O sobre K₂O (K₂O/Na₂O=0,5-0,9). Las muestras referidas poseen una pendiente relativamente elevada (La_N/Yb_N=15,6-22,9; promedio = 19,3) y una anomalía de Eu ausente a muy poco acentuada (Eu_N/Eu_N*=0,74-0,92; promedio=0,83) (Fig. 4). La composición de las rocas analizadas son similares a las muestras G10 y G7 de Frigerio *et al.* (2012), cuyas composiciones son mostradas en el cuadro 9.

DISCUSIÓN PETROGENÉTICA

Análisis de química mineral: biotita y anfíbol

Química de biotita como indicador del magma parental: Los valores de FeO y MgO re-

CUADRO 4: Composición representativa de titanitas en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra N. de análisis Ubicación	POT-118 Promedio n = 3	POT-121 614 Núcleo
Peso %		
SiO ₂	30,79	30,37
TiO ₂	36,92	35,78
Al ₂ O ₃	1,08	1,94
FeO	1,24	0,94
MnO	0,08	0,1
MgO	0,05	bld
CaO	27,84	28,52
Na ₂ O	0,01	bld
K ₂ O	0,01	bld
Total	98,03	97,65

* Usando JEOL JXA 8500F Hyperprobe

sultan diagnósticos para distinguir entre biotitas cristalizadas en granitos tipo A y calcolcalinos. Ello fue notado tempranamente por Abdel Rahman (1994) y ha sido utilizado en biotitas cristalizadas en granitos de Sierras Pampeanas por Dahlquist *et al.* (2010, 2014). Las biotitas cristalizadas en los plutones graníticos tipo A carboníferos tienen muy elevados contenidos de FeO relativo a MgO, con relaciones FeO^t/MgO=8,5-59,5. En particular, las biotitas cristalizadas en el plutón Cerro La Gloria (pocos análisis aceptables se han obtenido ya que se encuentran

CUADRO 5: Composición representativa de apatitas en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra N. de análisis	POT-118							POT-121												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Peso %																				
P ₂ O ₅	40,92	41,33	40,07	41,35	39,33	40,71	40,65	40,45	40,64	41,00	40,59	40,09	40,50	40,60	40,72	41,63	40,85	41,00	40,59	
FeO	0,21	0,19	0,24	0,19	0,21	0,26	0,21	0,41	0,27	0,29	0,21	0,23	0,10	0,12	0,16	0,23	0,35	0,20	0,50	
MnO	0,11	0,06	0,13	0,05	0,11	0,08	0,11	0,05	0,12	0,09	0,16	0,11	0,11	0,08	0,09	0,06	0,16	0,10	0,14	
MgO	0,02	bld	0,01	bld	bld	bld	bld	0,03	0,01	0,04	0,00	0,03	-0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,00	0,02	
CaO	55,69	55,57	55,59	55,88	55,21	55,88	55,76	55,05	55,29	55,51	55,30	54,63	55,37	54,83	56,24	55,71	55,85	56,25	55,37	
F	2,33	2,62	2,34	2,56	2,52	2,46	2,51	3,21	2,93	2,93	2,88	2,94	2,99	2,89	3,06	3,05	3,09	2,94	2,86	
Total	99,28	99,76	98,38	100,02	97,38	99,38	99,23	99,21	99,25	99,86	99,14	98,03	99,05	98,54	100,25	100,69	100,33	100,49	99,48	
O _F	0,98	1,10	0,98	1,08	1,06	1,04	1,06	1,35	1,23	1,24	1,21	1,24	1,26	1,22	1,29	1,28	1,30	1,24	1,21	
CTotal	98,29	98,65	97,40	98,94	96,31	98,34	98,17	97,86	98,02	98,63	97,92	96,79	97,79	97,32	98,97	99,41	99,04	99,25	98,28	

* Usando JEOL JXA-8230

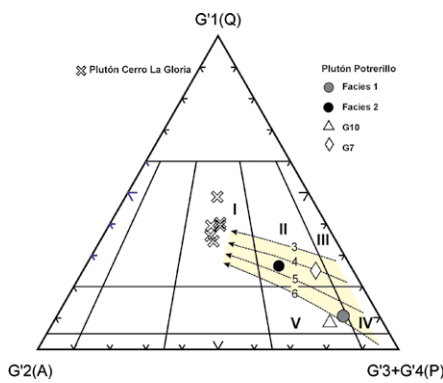


Figura 3: Diagrama G1', G2', G3'+G4' multicatiónico homólogo al QAP modal de Streckeisen *et al.* (1976) para la clasificación de rocas graníticas (de La Roche 1992), modificada a partir de Pitcher (1993). Sobre este diagrama se proyectan las composiciones de las rocas estudiadas del plutón Potrerillos y Cerro La Gloria. En la misma figura se han marcado las principales tendencias que definen las *suites* graníticas calcoalcalinas (3 a 6, campo gris), compiladas por Pitcher (1993), basadas en el QAP modal de Streckeisen (1976). $G^1(Q)$ (cuarzo) = $Si + Al/2 - Fe/8 - (Mg + Ti)/8 - 3Ca - 7Na/2 - 7K/2$; $G^2(A, feldespatocalcinico) = 2Al - 5Fe/4 - 5(Mg + Ti)/4 + 4Ca + 2Na + 8K$; $G^3 = -9Al/8 + 5Fe/4 + 3(Mg + Ti)/4 - 11Ca/4 + 49Na/8 + K/8$; $G^4 = 15Al/4 - 7Fe/4 + 5(Mg + Ti)/4 + 5Ca/2 - 15Na/4 - 15K/4$. $G^3 + G^4$ (P, plagioclasa). I = Monzogranito, II = Granodiorita, III = Tonalita, IV = Cuarzo monzodiorita.

mayormente alteradas) tienen también una elevada relación FeO^t/MgO, mayor a 8,9, alcanzando valores de hasta 44,1 (datos en Alasino *et al.* 2012). En contraste, las biotitas analizadas del plutón Potrerillos tienen relaciones FeO^t/MgO significativamente más bajas, con un valor promedio de 1,9 y 2,7, para la facies 1 y 2, respectivamente (Cuadro 1c).

En el diagrama FeO^t vs. MgO de Abdel Rahman (1994) las biotitas del plutón Po-

CUADRO 6: Composición representativa de minerales opacos en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones

Peso %	POT-118*	POT-121**
	SiO ₂	3,88
TiO ₂	bld	bld
Al ₂ O ₃	0,02	bld
Fe ₂ O ₃	82,28	89,92
MnO	bld	bld
MgO	0,40	0,39
CaO	0,66	0,55
Total	87,24	90,86

* Usando JEOL JXA 8500F *Hyperprobe*

** Usando JEOL JXA-8230

Hierro total como férrico.

trerillos (facies 1 y 2) son proyectadas mayormente en el campo de biotitas cristalizadas en granitos calcoalcalinos (C), con alguna ligera transición al campo de granitos peraluminosos (P) (Fig. 5a). En particular, las biotitas de la facies 1 (muestra POT-118) poseen una composición que se solapa con aquella de las biotitas cristalizadas en rocas graníticas calcoalcalinas de edad ordovícica inferior (magmatismo famatiniano). Las biotitas del plutón Cerro La Gloria poseen una química muy diferente, y son proyectadas en el campo de biotitas cristalizadas a partir de granitos anorogénicos, al igual que las biotitas cristalizadas en granitos metaluminosos tipo A de Sierras Pampeanas (Fig. 5a).

El contenido de F en las biotitas del plutón Potrerillos es bajo (Fig. 5b y Cuadro 3), con rangos que varían entre 0 a 0,40 % en peso (promedio=0,20 y 0,32 % en peso para facies 1 y 2, respectivamente)

y se parecen a aquellos valores publicados para biotitas cristalizadas en granitos calcoalcalinos del magmatismo famatiniano (varían entre 0 a 0,37 % en peso; promedio=0,18 % en peso, Dahlquist *et al.* 2010). Estos valores contrastan en general con aquellos informados para las biotitas cristalizadas en los granitos tipo A de Sierras Pampeanas cuyos valores varían entre 0,14 a 1,43 % en peso (dato a partir de Dahlquist *et al.* 2010), siendo predominantemente elevados, arrojando un valor promedio de 0,92 % en peso (Fig. 5b y Cuadro 3). En particular, el complejo granítico Zapata como el plutón Cerro La Gloria (ambos granitos tipo A) tienen biotitas con valores de F (% en peso) más bajos que el resto de las biotitas cristalizadas en los granitos tipo A, con valores de 0,24 a 0,47 y 0,14 a 0,43, respectivamente (datos en Alasino *et al.* 2012, Dahlquist *et al.* 2010). Sin embargo, como fue dicho, la relación de FeO^t/MgO es elevada, con valores similares a aquellos registrados en el resto de las biotitas cristalizadas en los granitos metaluminosos tipo A de Sierras Pampeanas (Fig. 5a). En este sentido, la relación $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ nos permite discriminar las biotitas cristalizadas en granitos metaluminosos tipo A de aquellas cristalizadas en granitos metaluminosos calcoalcalinos como se observa en la Fig. 5b (biotitas cristalizadas en granitos calcoalcalinos no superan el valor 0,61 de la relación $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$). Notablemente, la relación $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ de la facies 1 (POT-118) se solapa con aquella composición de las biotitas cristalizadas

CUADRO 7: Composición representativa de feldespato alcalino en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de microsonda de electrones*

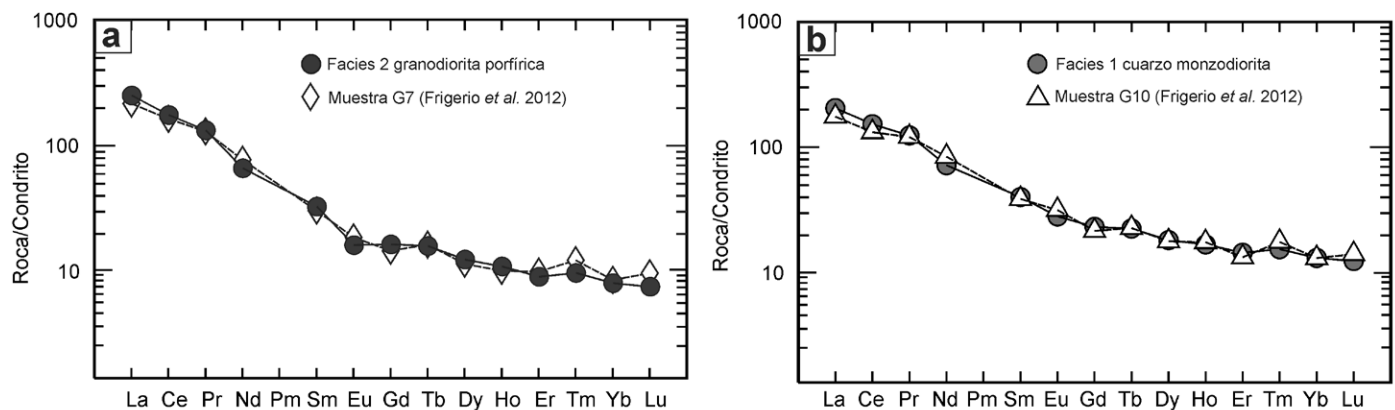
Muestra N. de análisis Ubicación	POT-122				POT-121				
	282 Kfs _b Núcleo	284 Kfs _b Borde	291 Kfs _a Núcleo	292 Kfs _a Borde	608 Kfs _a Borde	609 Kfs _a Borde	610 Kfs _a Núcleo	611 Kfs _a Borde	612 Kfs _a Borde
Peso %									
SiO ₂	64,14	64,22	63,94	63,78	64,43	64,55	64,36	63,92	64,17
Al ₂ O ₃	18,68	18,44	18,64	18,64	18,42	18,17	18,44	18,27	18,36
FeO	bld	0,05	0,02	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02	0,1
CaO	0,05	0,04	0,04	0,07	0,05	0,02	0,03	bld	0,02
Na ₂ O	1,02	1,18	1,18	1,4	1,11	0,92	1,11	1,11	1,1
K ₂ O	15,42	15,15	15,45	14,96	15,41	15,48	15,14	15,35	15,35
Total	99,31	99,08	99,27	98,91	99,48	99,18	99,12	98,67	99,1
% molar									
Ab	9,10	10,60	10,40	12,40	9,80	8,30	10,00	9,90	9,80
An	0,20	0,20	0,20	0,30	0,20	0,10	0,20	0,00	0,10
Or	90,60	89,20	89,40	87,30	89,90	91,60	89,80	90,1	90,10

*Usando JEOL JXA 8500F Hyperprobe. bld = bajo límite de detección.

CUADRO 8: Composición representativa de allanitas en las rocas graníticas del plutón Potrerillos a partir de análisis con microsonda de electrones*

Muestra N. de análisis	POT-122						
	228	230	231	232	233	234	
Peso %							
SiO ₂	31,52	32,1	31,72	31,63	31,97	31,65	
TiO ₂	0,13	0,4	0,34	0,33	0,42	0,22	
Al ₂ O ₃	14,23	15,98	14,31	14,25	15,89	14,51	
Fe ₂ O ₃	15,82	13,91	15,77	15,70	13,88	15,46	
MnO	0,88	0,7	0,46	0,46	0,69	0,87	
MgO	1,02	0,85	1,23	1,21	0,85	0,99	
CaO	9,69	10,74	10,32	10,22	10,75	9,78	
La ₂ O ₃	5,97	5,74	6,85	6,86	5,71	6,01	
Ce ₂ O ₃	11,68	10,75	11,84	11,85	10,75	11,74	
Pr ₂ O ₃	1,23	1,13	1,11	1,09	1,07	1,20	
Nd ₂ O ₃	4,02	3,69	3,42	3,40	3,64	3,97	
Sm ₂ O ₃	0,51	0,5	0,34	0,33	0,50	0,52	
Gd ₂ O ₃	0,23	0,26	0,12	0,13	0,27	0,23	
Dy ₂ O ₃	0,39	0,37	0,24	0,21	0,38	0,37	
ThO ₂	1,53	1,5	0,87	0,89	1,50	1,36	
Y ₂ O ₃	0,25	0,39	0,14	0,13	0,38	0,27	
Total	99,10	99,01	99,08	98,70	98,64	99,18	

*Usando JEOL JXA 8500F Hyperprobe

**Figura 4:** Proyección de REE normalizadas a meteoritos condritos (Nakamura 1974 y Boynton 1984) para las rocas graníticas del plutón Potrerillos. Las muestras G7 y G10 del plutón Potrerillos son de Frigerio *et al.* (2012).

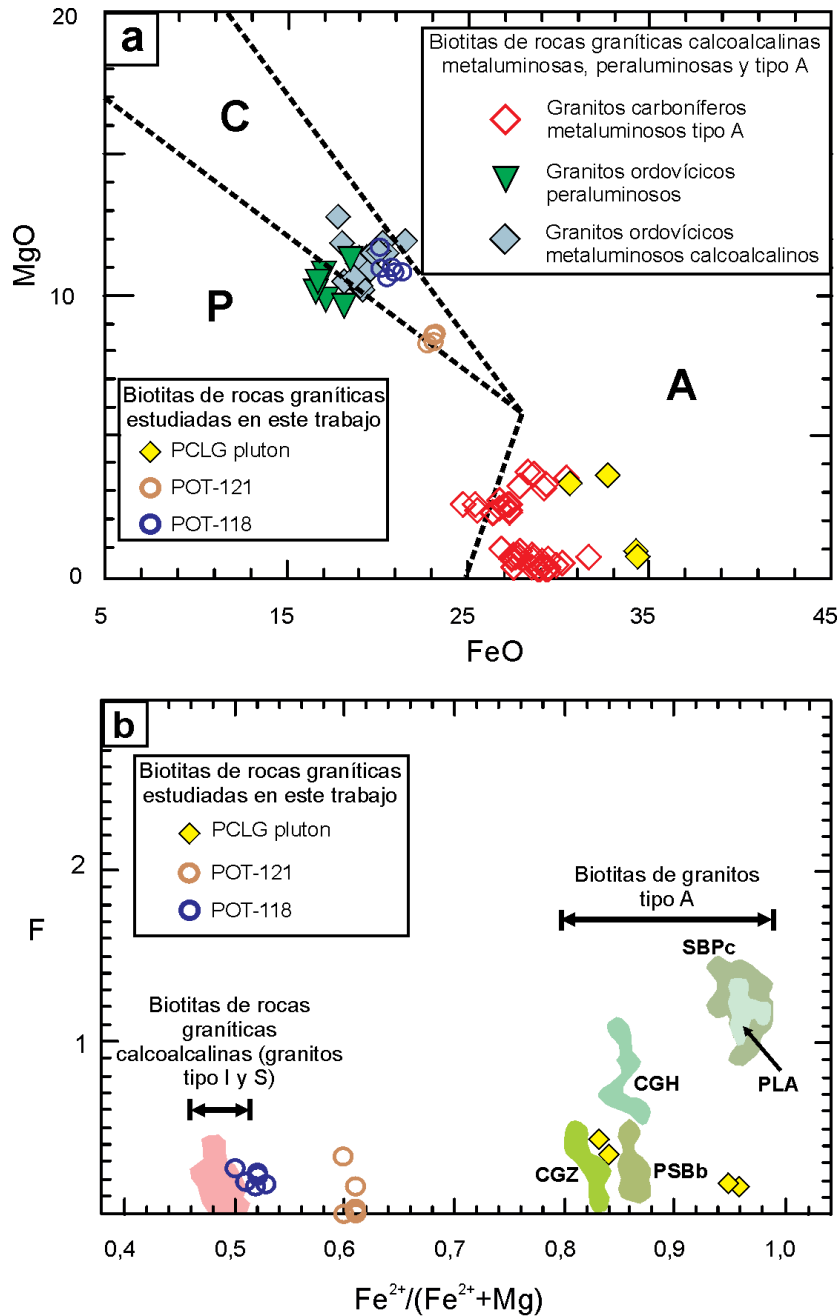


Figura 5: Química mineral para biotitas cristalizadas en rocas calcoalcalinas metaluminosas y peraluminosas de granitos de edad ordovícica inferior, granitos tipo A y biotitas cristalizadas en los granitos estudiados. a) Diagrama discriminante FeO vs. MgO (Abdel Rahman 1994): biotitas de *suites* anorogénicas alcalinas (campo A), biotitas de granitos de *suites* calcoalcalinas peraluminosos (campo P), biotitas de *suites* de granitos calcoalcalinos metaluminosos (campo C). Las biotitas de rocas graníticas calcoalcalinas, metaluminosas y peraluminosas de edad ordovícica inferior quedan proyectadas en el campo C y P, respectivamente. Las biotitas del plutón Potrerillos (POT) quedan principalmente proyectadas en el campo C, con ligera transición al campo P. Las biotitas del plutón Cerro La Gloria (PCLG) quedan proyectadas en el campo A y su composición es indistinguible de aquellas biotitas cristalizadas en granitos metaluminosos tipo A de Sierras Pampeanas; b) Diagrama F vs. $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ para las biotitas proyectadas en (a). Biotitas en granitos del plutón Cerro La Gloria (campo A) tienen altos valores de $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)] \geq 0,83$, con moderada a baja cantidad de F (0,43 a 0,14). Biotitas de granitos calcoalcalinos tienen bajos valores de $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)] \leq 0,61$ y contenido de F moderado (promedio = 0,32) o por debajo del límite de detección de la microsonda de electrones (dato en Cuadro 3). Abreviaturas: CGZ = Complejo granítico Zapata, PSBb = Plutón San Blas borde, PSBc = Plutón San Blas centro, CGH = Complejo granítico Huaco, PLA = Plutón Los Árboles. Datos a partir de Dahlquist *et al.* (2010) y Cuadro 3.

en los granitos calcoalcalinos famatinianos (Fig. 5b).

Química del anfíbol, magnesio hornblenda y ferro edenita: La presencia de magnesio hornblenda, presente en el plutón Potrerillos, ha sido ampliamente reconocida en granitos calcoalcalinos del arco famatiniano (véase dato en Dahlquist 2001, Dahlquist *et al.*, 2005). Contrariamente, el plutón Cerro La Gloria posee ferro edenita (Alasino *et al.* 2012). En la clasificación de Leake *et al.* (1997) esto implica un enriquecimiento en álcalis con relación a una magnesio hornblenda (magnesio hornblenda $ANa+AK < 0,5$ y ferro edenita $ANa+AK > 0,5$). Como es conocido, el magmatismo tipo A (asociado a ambientes de extensión, p. ej., Eby 1990, Bonin 1997) está enriquecido en álcalis (Whalen *et al.* 1987), y esto explicaría la presencia de anfíboles enriquecidos en Na y K en el plutón Cerro La Gloria.

Características geoquímicas distintivas de los plutones Cerro La Gloria y Potrerillos

Los datos completos de la geoquímica de las rocas que conforman los plutones Cerro La Gloria y Potrerillos fueron presentados e incluidos en los trabajos de Alasino *et al.* (2012) y Frigerio *et al.* (2012). Aquí haremos una síntesis donde se marquen los aspectos relevantes, y nos referiremos brevemente a la geoquímica de las muestras cuya química mineral se analizó y discutió previamente en este trabajo. También se establecen comparaciones con otras rocas de composición calcoalcalina y tipo A de Sierras Pampeanas. Frigerio *et al.* (2012) indican que los datos geoquímicos de las rocas que conforman el plutón Potrerillos son calcoalcalinos y poseen un amplio rango de composición desde $SiO_2 = 53,5\%$ a $68,9\%$ en peso. El patrón de REE de las rocas graníticas del plutón Potrerillos (tanto para las muestras de la facies 1 y 2 aquí analizadas y las muestras G7 y G10 de Frigerio *et al.* 2012) evidencian una pendiente relativamente alta ($La_N/Yb_N = 13,4-25,4$; promedio = $19,4$), y anomalía de Eu moderada a casi inexistente ($Eu_N/Eu_N^* = 0,74-1,09$; promedio = $0,91$, Fig. 4a, b y Cuadro 9). En

este sentido, las rocas del plutón Potrerillos poseen similares patrones de REE que aquellas granodioritas y tonalitas calcoalcalinas (unidad Granodiorita Chepes) del magmatismo famatiniano (Fig. 6a, dato de Dahlquist *et al.* 2005), aunque las primeras se hayan enriquecidas en LREE. En particular, tienen gran similitud en el patrón de REE con dos muestras AMBI-28 ($\text{SiO}_2=60\%$ en peso) y MIL-3 ($\text{SiO}_2=66\%$ en peso), como se observa en la (Fig. 6a).

Como fue notado por Alasino *et al.* (2012) el plutón Cerro La Gloria tiene una composición similar a aquella reportada por Dahlquist *et al.* (2010) para los granitos tipo A de edad carbonífera inferior de Sierras Pampeanas: i) composición monzogranítica, ii) metaluminosa, con un elevado valor del índice agpáítico (0,94), iii) bajo contenido de CaO (0,3-0,8% en peso), iv) alto valor de álcalis (8,0-8,7 % en peso), con predominancia de K_2O sobre Na_2O y v) un patrón de tierras raras plano o ligeramente enriquecido en LREE, con una marcada anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*=0,13$, véase Fig. 4b). En particular, la relación $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ (Cuadro 9 y Fig. 6a) evidencia que el rol de los feldespatos (fraccionamiento de feldespatos o feldespato en la fuente) fue relevante durante el proceso de cristalización del plutón Cerro La Gloria (como ha sido observado en los granitos tipo A de Sierras Pampeanas, Dahlquist *et al.* 2010), pero tuvo poca importancia en el plutón Potrerillos.

La elevada relación Ga/Al es una característica distintiva de los granitos tipo A y ha permitido distinguir entre granitos tipo I calcoalcalinos y tipo A (Whalen *et al.* 1987). En el diagrama Ga vs. Ga/Al, el plutón Cerro La Gloria se diferencia claramente de los granitos calcoalcalinos que conforman el plutón Potrerillos, soportando las designaciones de granitos tipo A y calcoalcalinos, respectivamente (Fig. 7a). Debido al bajo contenido de CaO relativo al Al_2O_3 que tienen los granitos tipo A, estos elementos pueden ser usados en un diagrama para discriminar entre granitos calcoalcalinos y tipo A (Dahlquist *et al.* 2010). En la Fig. 7b se observa que los granitos del plutón Potrerillos com-

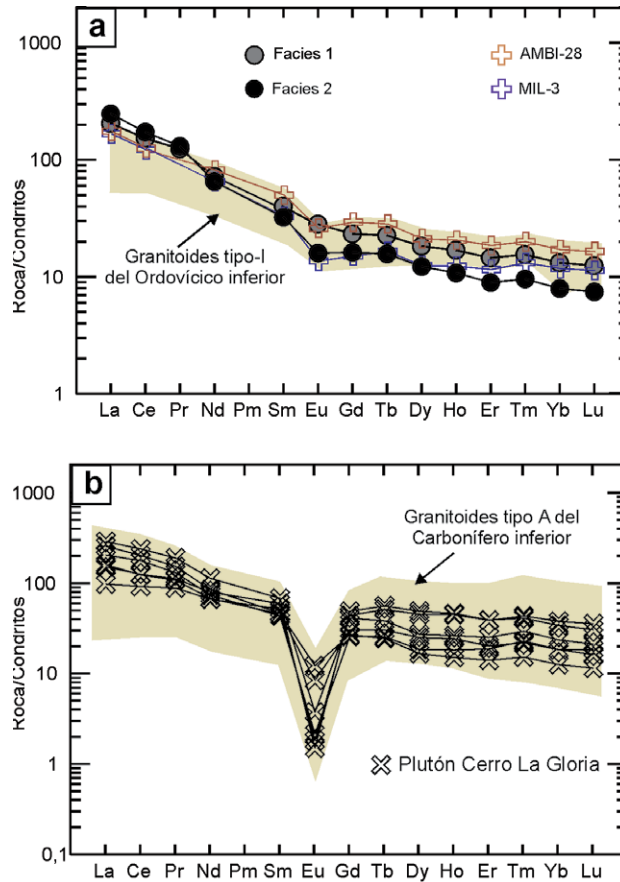


Figura 6: Diagrama de REE normalizadas a meteoritos condritos (Nakamura, 1974 y Boynton, 1984) para las rocas de los plutones Potrerillos, Cerro La Gloria y rocas graníticas de edad ordovícica de la sierra de Chepes y granitoides tipo A de edad carbonífera de Sierras Pampeanas orientales. a) Las rocas graníticas del plutón Potrerillos tienen una composición similar a aquella informada para otros granitoides calcoalcalinos de Sierras Pampeanas (granitos famatinianos de sierra de Chepes, dato de Dahlquist *et al.* 2005); b) las rocas graníticas del plutón Cerro La Gloria tienen una composición similar a los granitos tipo A metaluminosos de edad carbonífera de Sierras Pampeanas (dato de Dahlquist *et al.* 2010). Los datos del plutón Cerro La Gloria son de Alasino *et al.* (2012).

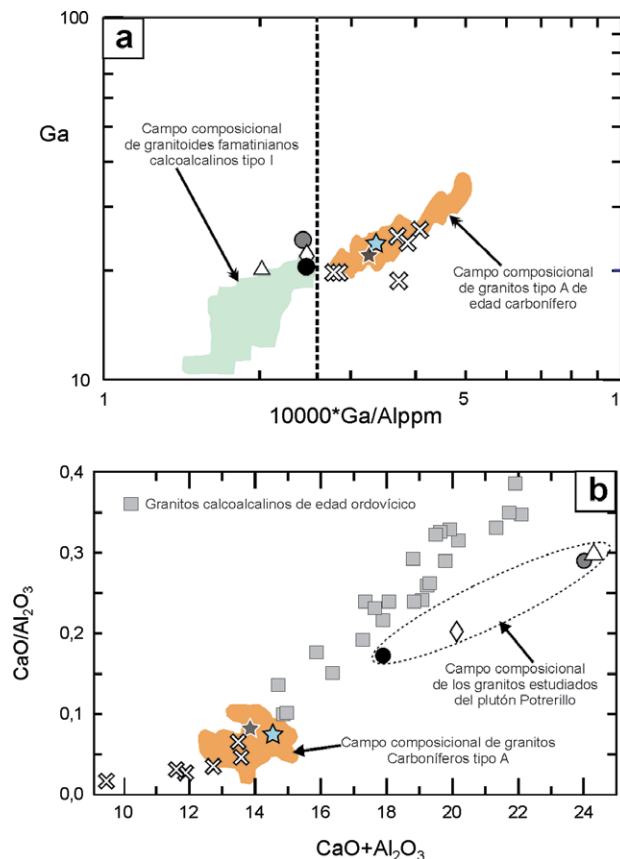


Figura 7: Diagramas Al_2O_3 , CaO y Ga mostrando la composición de los granitos estudiados que componen el plutón Cerro La Gloria y Potrerillos y los granitos carboníferos tipo A de Sierras Pampeanas (campo color naranja) y calcoalcalinos del Ordovícico de sierra de Chepes (campo color verde). Estos últimos aparecen como cuadrados individuales en (b). Las rocas calcoalcalinas famatinianas tienen un rango de SiO_2 desde tonalitas ($\text{SiO}_2 = 60$ en peso %) a monzogranitos ($\text{SiO}_2 = 75$ en peso %). Datos químicos de los granitos calcoalcalinos famatinianos y tipo A metaluminosos de edad carbonífera son a partir de Dahlquist *et al.* (2005, 2010). El valor límite del factor discriminante $10.000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ para granitos tipo A es de Whalen *et al.* (1987). Las estrella celeste y negra son promedios de composiciones de granitos tipo A (dato de Konopelko *et al.* 2007 y Chappell y White 1992, respectivamente).

CUADRO 9: Geoquímica de roca total de las muestras del plutón Potrerillos y promedio del plutón Cerro La Gloria

Muestras	Promedio PCLG	Facies 1 POT-118	Facies 2		Promedio n = 2	Plutón Potrerillo	
			POT-121	POT-122		G10	G7
Peso %							
SiO ₂	77,77	54,97	67,08	65,73	66,41	54,80	64,76
TiO ₂	0,11	1,18	0,594	0,68	0,64	1,24	0,71
Al ₂ O ₃	11,66	18,60	15,35	15,21	15,28	18,73	16,74
FeOt	1,46	6,24	3,55	4,22	3,88	6,09	4,02
MnO	0,02	0,11	0,072	0,105	0,09	0,09	0,07
MgO	0,07	2,58	1,16	1,31	1,24	2,37	1,49
CaO	0,45	5,40	2,39	2,83	2,61	5,56	3,39
CaO _{corr}	0,38	4,21	1,70	2,04	1,87	4,21	2,63
Na ₂ O	3,66	4,57	4,06	3,91	3,99	4,56	4,43
K ₂ O	4,51	2,24	3,62	3,28	3,45	2,54	2,40
P ₂ O ₅	0,02	0,42	0,21	0,24	0,23	0,41	0,23
LOI	0,23	1,59	1,33	0,83	1,08	0	1,00
Total	99,89	97,01	98,08	97,51	98,24	96,39	98,69
ppm							
Cs	2,1	2,4	2,2	3,8	3,0	2,0	2,6
Rb	151	78	97	116	107	62	86
Sr	22	939	500	415	458	888	699
Ba	134	732	759	531	645	859	528
La	63,6	67,6	60,9	81,1	71,0	57,9	71,7
Ce	138	132	114	155	135	114	142
Pr	14,6	13,9	11,5	15,5	13,5	13,5	14,6
Nd	50,9	45,3	34,9	45,8	40,4	53,1	48,9
Sm	10,7	8,17	6,04	7,72	6,88	7,88	6,2
Eu	0,38	2,17	1,45	1,3	1,38	2,44	1,44
Gd	9,97	6,42	4,4	5,57	4,99	5,96	4,04
Tb	1,77	1,06	0,74	0,91	0,83	1,07	0,77
Dy	10,4	6,25	4,25	5,37	4,81	6,13	3,96
Ho	2,04	1,18	0,74	1,01	0,88	1,23	0,71
Er	5,85	3,26	2,04	2,7	2,37	3,00	2,25
Tm	0,870	0,464	0,284	0,389	0,337	0,53	0,37
Yb	5,32	2,90	1,74	2,43	2,09	2,89	1,89
Lu	0,758	0,423	0,255	0,352	0,304	0,48	0,33
U	3,24	3,04	1,77	1,66	1,72	2,30	2,80
Th	24,3	8,4	10,9	17,2	14,1	6,5	20,9
Y	52,0	31,9	20,4	26,7	23,6	28,3	23,6
Nb	22,8	14,4	13,3	16,5	14,9	15,8	14,8
Zr	193	461	325	347	336	352	401
Hf	6,4	9,6	7,3	7,9	7,6	12	10
Ta	2,0	1,0	0,8	1,1	1,0	2,7	1,5
Ga	21	24	19	21	20	20	22
Al	61699	98436	81236	80495	80866	99124	88593
ISA	0,99	0,94	1,03	1,01	1,02	0,92	1,04
ISA _{corr}	1,01	1,08	1,12	1,11	1,12	1,05	1,14
IA	0,94	0,53	0,69	0,66	0,67	0,55	0,59
(La/Yb) _N	9,90	15,59	23,40	22,32	22,86	13,39	25,37
FeO ⁱ /MgO	21,14	2,42	3,06	3,22	3,14	2,31	2,70
(Eu/Eu*) _N	0,13	0,92	0,86	0,61	0,74	1,09	0,88

Valor promedio a partir de 6 muestras del plutón Cerro La Gloria (PCLG), usando datos de Alasino *et al.* (2012), G10 y G7 a partir del plutón Potrerillo, datos de Frigerio *et al.* (2012). ISA = Índice de saturación en aluminio, IA = Índice apatítico. $ISA = Al_2O_3 / [(CaO + Na_2O + K_2O)]$ (mol). ISA_{corr} = Todos los valores de ISA calculados usando CaO_{corr} . $CaO_{corr} = CaO$ sobrante de la combinación con todo el P_2O_5 , para formar apatita, $CaO_{corr} = CaO - 3.33 \times P_2O_5$. Hierro total expresado como ferroso.

parten el campo que ocupan los granitos calcoalcalinos emplazados durante el Famatiniano, mientras que los granitos del plutón Cerro La Gloria son proyectados en el campo de los granitos tipo A de Sierras Pampeanas.

Roca fuente de los magmas graníticos de los plutones Cerro La Gloria y Potrerillos

Los valores promedio de la relación La_N/Yb_N presentan diferencias notables entre las rocas graníticas de los plutones Potrerillos y Cerro La Gloria. Las primeras muestran valores relativamente elevados (promedio, $La_N/Yb_N=19,4$, Cuadro 9) mientras que las segundas valores relativamente bajos ($La_N/Yb_N=9,9$, Cuadro 9). Teniendo en cuenta que el granate tiene un elevado coeficiente de partición para las HREE (en particular para el Yb) y muy bajo para las LREE, es probable la presencia de granate en la región fuente para las rocas del plutón Potrerillos, excluyendo la posibilidad de granate en la fuente para las rocas graníticas del plutón Cerro La Gloria (véase Wilson 1989, Figs. 2 y 3). Estos datos son consistentes con un origen más profundo para el plutón Potrerillo y mayor posibilidad de interactuar con material juvenil. Esto es consistente con los valores de ϵ_{Nd_t} (roca total, calculados a una edad de 350 Ma, Frigerio *et al.* 2012) que varían entre +3,0 a +5,4, mientras que los valores de ϵ_{Nd_t} (roca total, calculados a una edad de 353 Ma, Dahlquist *et al.* 2013) para el plutón Cerro La Gloria varían entre -0,5 y +1,6.

IMPLICANCIAS GEODINÁMICAS PARA EL CARBONÍFERO INFERIOR

Tradicionalmente, el magmatismo carbonífero de Cordillera Frontal y Sierras Pampeanas occidentales fue considerado parte de un arco magmático carbonífero (lo que podríamos denominar magmatismo gondwánico inferior siguiendo la definición de Llambías 1999 y Rapela y Llambías 1999), mientras que los grandes batolitos o plutones de las Sierras Pampeanas orientales, compuestos principal-

mente por granitos del Devónico a Carbonífero inferior, fueron relacionados a una etapa post-orogénica famatiniana, probablemente post-colisional. Así, estas rocas graníticas fueron consideradas como dos entidades independientes, siendo poco clara la relación entre ambos eventos magmáticos (véase Llambías 1999, página 349).

Como fue referido, nuestro trabajo fue focalizado en una región singular que posee afloramientos de granitos cristalizados sincrónicamente, pero en ambientes geodinámicos diferentes, como lo indican los datos de química mineral y geoquímica de roca total aquí discutidos.

Nuestros datos petrológicos, de química mineral y roca total indican que durante el Carbonífero inferior se desarrolló un arco magmático (parte del cual se preserva en las actuales Sierras Pampeanas occidentales y Cordillera Frontal; este trabajo, Gregori *et al.* 1996, Llambías 1999, Alasino *et al.* 2012) que fue sincrónico con el desarrollo de un magmatismo de retroarco desarrollado bajo un régimen extensional dominante, que aflora en las actuales Sierras Pampeanas orientales y Famatina (Dahlquist *et al.* 2010, Alasino *et al.* 2012, véase Fig. 1 de este trabajo). Así, cualquier escenario geodinámico que se postule para el Carbonífero inferior debe incluir la presencia de un arco magmático y magmatismo de retroarco.

CONCLUSIONES

La región comprendida entre el sector occidental de Famatina y la sierra del Toro Negro/Precordillera, constituye un área relevante porque a lo largo de 45 km se encuentra documentado la generación de magmas en dos escenarios geodinámicos diferentes, lo cual es relevante para establecer un modelo geodinámico durante el Carbonífero inferior.

El plutón Cerro La Gloria posee biotitas con composiciones químicas de biotitas cristalizadas en granitos tipo A, junto con un anfíbol enriquecido en álcalis (ferro edenita), como es propio de un magmatismo anorogénico. Contrariamente, la composición química de la biotita y an-

fíbol (magnesio hornblenda) en el plutón Potrerillos son similares a aquellas encontradas en granitos calcoalcalinos.

La geoquímica de roca total es consistente con la química mineral de los plutones estudiados, típica de granitos tipo A y calcoalcalinos, respectivamente. Los diagramas de discriminación utilizados son consistentes con los datos referidos.

La pendiente de las REE sugiere probable granate en la región fuente para las rocas del plutón Potrerillos y excluye la posibilidad de granate en fuente para las rocas graníticas del plutón Cerro La Gloria. Esto es coherente con la mayor participación de material juvenil en el plutón Potrerillos. La marcada anomalía negativa de Eu observada en el plutón Cerro La Gloria, sugiere que los feldespatos habrían jugado un rol relevante (como ocurre con los granitos metaluminosos tipo A de Sierras Pampeanas), ya sea fraccionándose, o formando parte de la roca fuente. Por el contrario, la muy poco marcada anomalía de Eu observada en el plutón Potrerillos sugiere que el proceso de cristalización no tuvo las mismas características que aquellas detalladas para el plutón Cerro La Gloria.

Concluimos que un esquema geodinámico que incluya la presencia de un arco magmático y un magmatismo de retroarco con régimen extensional dominante de edad carbonífera inferior, es el más adecuado para explicar el desarrollo del magmatismo durante este tiempo.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por MINCYT Córdoba Res. 000121 y Proyecto 05/I685, SECYT, Universidad Nacional de Córdoba y PICT-2013 0226. Se agradece al Dr. Fernando Colombo la asistencia para obtener los análisis de química mineral usando la microsonda de electrones JEOL JXA-8230, Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X de la UNC. Se agradece los comentarios de los revisores Dres. Juan Otamendi, Víctor Ramos y Pablo González, así como a la editora Dra. Vanesa Litvak, que mejoraron la calidad del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abdel Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Laroovere, M., Fanning, C.M. 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research* 22: 992-1008.
- Armstrong, J.T. 1988. Quantitative analysis of silicates and oxide minerals: Comparison of Monte-Carlo, ZAF and Phi-Rho-Z procedures. En: Newbury, D.E. (Ed.) *Microbeam analysis*. San Francisco Press, 239-246, California.
- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems, and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En Henderson, P. (Ed.) *Rare earth element geochemistry*: pp. 63-114. Elsevier.
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M. y Dahlquist, J.A. 2012. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Gondwana Research* 22: 664-673.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 1-26.
- Collins, W.J. 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology* 30: 535-538.
- Dahlquist, J.A. y Galindo, C. 2004. Geoquímica isotópica de los granitoides de la sierra de Chepes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 57-69.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J. y Alasino, P.H., 2005. Los granitoides de la sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. *Geología de la provincia de La Rioja - Precámbrico-Paleozoico Inferior*. En: Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino, P.H. (Eds.) *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial*, 8: pp. 87-108.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P. y Baez, F.M. 2006. The San Blas Pluton: an example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Casquet, C., Baldo, E. y González Casado, J. 2006b. Evolución magmática del granito Peñón Rosado, cerro Aspercito, flanco occidental de la Sierra de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 93-111.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby G.N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos* 115: 65-81.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo C. y Baldo, E.G. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 23: 1617-1630.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H. y Bello, C. 2014. Devonian F-rich peraluminous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis from the western-central region of the Achala batholiths. *Mineralogy and Petrology* 108: 391-417.
- de La Roche, H. 1992. Un homologue cationique du triangle Q-A-P (quartz-feldspat alcalin-plagioclase), figure majeure de la pétrologie des roches plutoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II* 315: 1687-1693. París.
- Domeier, M. y Torsvik, T.H. 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers* 5: 303-350.
- Dorais, M., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala Batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil-La Huerta, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29 (TC4002): 21-22.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Frigerio, P.V., Cingolani, C.A. y Chemale, Jr., F. 2012. El granito Potrerillos de la Precordillera de Jagüé, La Rioja: caracterización petrológica, geoquímica y geocronológica. *Serie de Correlación Geológica* 28: 107-138.
- Feng, S-J., Zaho, K-D., Ling, H.F., Chen, P-R., Chen, W-F., Sun, T., Jiang, S-Y. y Pu, W. 2014. Geochronology, elemental and Nd-Hf isotopic geochemistry of Devonian A-type granites in central Jiangxi, South China: Constraints on petrogenesis and post-collisional extension of the Wuyi-Yunkai orogeny. *Lithos* 206-207: 1-18.
- Gregori, D.A., Fernández-Turiel, J.L., López-Soler, A. y Petford, N. 1996. Geochemistry of Upper Palaeozoic-Lower Triassic granitoids of the Central Frontal Cordillera (33°10'-33°45'), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 141-151.
- Grosse, P., Söllner, F., Baéz, 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 and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 98: 1001-1025.
- Johnson, D.M., Hooper, P.R., y Conrey, R.M. 1999. XRF analysis of rocks and minerals for major and trace elements on a single low dilution Litetrorborate fused bead. *Adv X-ray Anal* 41: 843-867.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Eklund, O. y Belyatsky, B. 2007. Hercynian postcollisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos* 97: 140-160.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 111-131.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En Caminos, R.N. (Ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29: 349-363, Buenos Aires.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch,

- W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarin, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Lister, G. y Forster, M., 2009. Tectonic mode switches and the nature of orogenesis. *Lithos* 113: 274-291.
- Martina, F., Astini, R.A., Becker, T.P. y Thomas, W.A. 2005. Granitos grenvillianos milonitizadas en la faja de deformación de Jagüé, noroeste de La Rioja: 16th Congreso Geológico Argentino, Acta 4: 591-594.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-773.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst R.J., Rapela C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana: Geological Society of London, Special Publication*, 142: 343-367.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 91: 151-168.
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, 321 p., Glasgow and London.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C., Baldo E., Saavedra J., Galindo C., Fanning M. (1998) The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst R.J., Rapela, C.W. (Eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 181-217.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1999. El magmatismo Gondwánico y los ciclos Fanerozoicos. En Caminos, R.N. (Ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 373-376, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Sciences Review* 83: 49-82.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 2008a. Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: time variation of "typical Andean granites"? 7^o International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 427-430, Nice.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008b. The Devonian Achala batholith in the Sierras Pampeanas: F-rich aluminous A-type granites. 6^o South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-ROM, Paper 53, San Carlos de Bariloche.
- Schwartz, J., Gromet, L. y Miro, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean orogeny: Implications for the Late-Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. *Journal Geology* 116: 39-61.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S. 2004. The Las Chacras-Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidence, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal Earth Sciences* 93: 23-43.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G. y Stuart-Smith, P.G. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana: Geological Society, Special Publications*, 142: 259-281, London.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-33.
- Stuart-Smith P.G., Miro, R., Sims, J.P., Pieters, P.E., Lyons, P., Camacho, A., Skirrow, R.G. y Black, L.P. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: Ramos VA, Keppie J.D. (Eds.) *Laurentia Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Publication 336: 87-114.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, B.M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. 466 p., Londres.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.-J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N., y Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilénia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.

Recibido: 30 de mayo, 2014

Aceptado: 20 de diciembre, 2014