

# COMPOSICIÓN QUÍMICA DE BIOTITA Y HORNBLENDA Y EDADES DE ENFRIAMIENTO COMO INDICADORES DE LAS CONDICIONES DE EMPLAZAMIENTO DEL COMPLEJO PLUTÓNICO LA ESPERANZA (PÉRMICO SUPERIOR), MACIZO NORPATAGÓNICO

Carmen I. MARTÍNEZ DOPICO<sup>1,2</sup>, Mónica G. LÓPEZ DE LUCHI<sup>1</sup>, Klaus WEMMER<sup>3</sup> y Augusto E. RAPALINI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), CONICET-Universidad de Buenos Aires. Ciudad de Buenos Aires, Argentina. Email: carmen.martinez.dopico@gmail.com

<sup>2</sup>Instituto de Ciencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad de Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>Geoscience Centre de la Universidad de Göttingen (GZG). Göttingen, Alemania.

## RESUMEN

El Complejo Plutónico La Esperanza está situado en el sector norte del Macizo Norpatagónico y es parte del cinturón magmático Paleozoico Superior del norte de la Patagonia. Dentro de este complejo se agrupan mayormente granodioritas y monzogranitos biotítico-anfibólicos (Granodiorita Prieto) o biotíticos (Granito Donosa), siendo 273 Ma la edad de cristalización de los primeros. En este trabajo se utilizan las composiciones minerales de biotitas y anfíboles para describir la naturaleza del magma y estimar la presión y temperatura del emplazamiento de estos cuerpos plutónicos. En base a la química de las biotitas, el Complejo Plutónico La Esperanza presenta una signatura magmática calcoalcalina con tendencia a la peraluminosidad, la cual puede ser asociada a ambientes transicionales orogénico-anorogénico. Las presiones de emplazamiento calculadas para la Granodiorita Prieto oscilan entre 0,6 y 2,0 kbar registrándose un aumento de la presión en la facies de granitoides inequigranulares aflorante al este de la localidad de La Esperanza. El termómetro hornblenda-plagioclasa indica que este cuerpo se emplazó a una temperatura de entre 630 y 790°C en condiciones de alta fugacidad de oxígeno. Estos resultados, en combinación con edades de enfriamiento, indican un emplazamiento somero en un ambiente con un régimen termal elevado que habría permanecido en actividad desde el Pérmico medio al menos hasta el límite permotriásico.

**Palabras clave:** *Complejo Plutónico La Esperanza, biotita, hornblenda, termobarometría, Pérmico*

## ABSTRACT

*Chemical composition of biotite and hornblende and cooling ages as indicators of the emplacement conditions of the La Esperanza Plutonic Complex (Upper Permian), North Patagonian Massif*

La Esperanza Plutonic Complex crops out in the northern part of the North Patagonian Massif in the Upper Paleozoic magmatic belt of northern Patagonia. This magmatic complex is mainly composed of 273 Ma biotite and amphibole bearing (Prieto Granodiorite) or biotite bearing (Donosa Granite) granitoids. In this study, biotite and amphibole mineral compositions are used to describe the nature of the granitic magma and to estimate the pressure and temperature at which these plutons were emplaced. Based on biotite chemistry, La Esperanza Plutonic Complex represents a calc-alkaline magma with a trend of increasing peraluminosity, which could be related to a transitional orogenic to anorogenic setting. Emplacement pressures for Prieto Granodiorite vary between 0,6 and 2,0 kbar, with higher values in an inequigranular facies which crops out to the east of La Esperanza locality. Hornblende-Plagioclase thermometer yields emplacement temperatures ranging from 630 to 790°C at high oxygen fugacity conditions. These results, combined with good quality-cooling ages, propose a shallow emplacement in an elevated thermal regime that might have lasted from Middle Permian to Permotriassic times.

**Keywords:** *La Esperanza Plutonic Complex, biotite, hornblende, thermobarometry, Permian*

## INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios han demostrado que la composición química de minerales claves como biotita y anfíbol provee indicios para la evaluación de la naturaleza de las magmas y las condiciones de temperatura y presión durante el proceso de emplazamiento de magmas graníticos (Neiva 1981, Shabani *et al.* 2003, entre otros).

La biotita es un mineral ferromagnesiano del grupo de los filosilicatos trioctaédricos con una composición intermedia entre las series annita-flogopita y eastonita-siderofilita que se presenta en la mayoría de las rocas ígneas intermedias a ácidas, y cuya estructura permite acomodar parte de los elementos químicos comunes presentes en los magmas graníticos. De acuerdo a Shabani *et al.* (2003) este mineral representa la composición de los magmas del cual cristalizan dado que es un reservorio importante de aluminio en granitos que no presentan cantidades significativas de granate, cordierita y polimorfos de  $Al_2SiO_5$  y por ende, refleja el grado de peraluminosidad de las rocas y es indicador del estado de oxidación por su contenido de hierro y magnesio. Estos argumentos convierten a la biotita en un importante proveedor de información petrogenética para rocas graníticas.

Por otro lado, dentro del subgrupo de los anfíboles la variación composicional de la hornblenda que se presenta como fase estable en un amplio rango de condiciones de 1-23 kbar y 400-1150° C la convierte en ideal para la evaluación de las condiciones de presión y temperatura de intrusiones calcoalcalinas. En particular, el geobarómetro de aluminio en hornblenda (ej. Hammarstrom y Zen 1986) es útil para la estimación de la presión y temperatura a las cuales se emplazan estos cuerpos. Estos datos en combinación con edades de enfriamiento de alta calidad sobre mineral permitirían estimar tasas relativas de exhumación y enfriamiento del sistema magmático.

Uno de los rasgos geológicos más conspicuos del borde norte del Macizo Norpatagónico es la presencia de un extenso magmatismo neopaleozoico a eomesozoico representado principalmente por el Complejo Plutónico Navarrete en el sector oriental, en los alrededores de la localidad

de Valcheta (en el sentido propuesto en López de Luchi *et al.* 2010), y por el Complejo Plutónico La Esperanza, en el sector centro-occidental vecino a la localidad de La Esperanza (Llambías y Rapela 1984). Tras décadas de controversias en torno a la edad de estos complejos, dataciones de circones por el método de U-Pb SHRIMP (Pankhurst *et al.* 2006) sobre estos granitoides han permitido asignar una edad de 282 Ma para el Complejo Plutónico Navarrete y de 273 Ma para el Complejo Plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984). Ambos complejos fueron descriptos como granitoides con signaturas calcoalcalinas de alto potasio carentes de deformación macroscópica (López de Luchi *et al.* 2010, Rapela y Llambías 1985). Sin embargo, la filiación magmática de los mismos es aún controvertida debido a la ausencia de estudios geoquímicos modernos.

En este trabajo se reportan los primeros resultados sobre la composición química de biotitas, hornblendas y plagioclasas de dos de las unidades graníticas del Complejo Plutónico La Esperanza-la Granodiorita Prieto y el Granito Donosa-, aflorante en el área de estancia La Esperanza (40°24,363'S, 68°28,585'O), centro de la provincia de Río Negro. El objetivo de estas determinaciones es el de caracterizar la ocurrencia, fórmula estructural, química mineral y condiciones de cristalización para con ello acotar las condiciones de presión y temperatura del emplazamiento y naturaleza de los cuerpos graníticos mediante el uso de geobarómetros y geotermómetros minerales. Adicionalmente se reportan dos nuevas edades de enfriamiento sobre biotita obtenidas mediante la metodología K-Ar para ambos intrusivos.

## MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio está ubicada en el sector central de la Provincia de Río Negro, Patagonia, en los alrededores de la estancia La Esperanza (40°24,363'S, 68°28,585'O) (Fig. 1), distante aproximadamente a 100 km al sur de la localidad de General Roca y a 80 km al norte de Los Menucos.

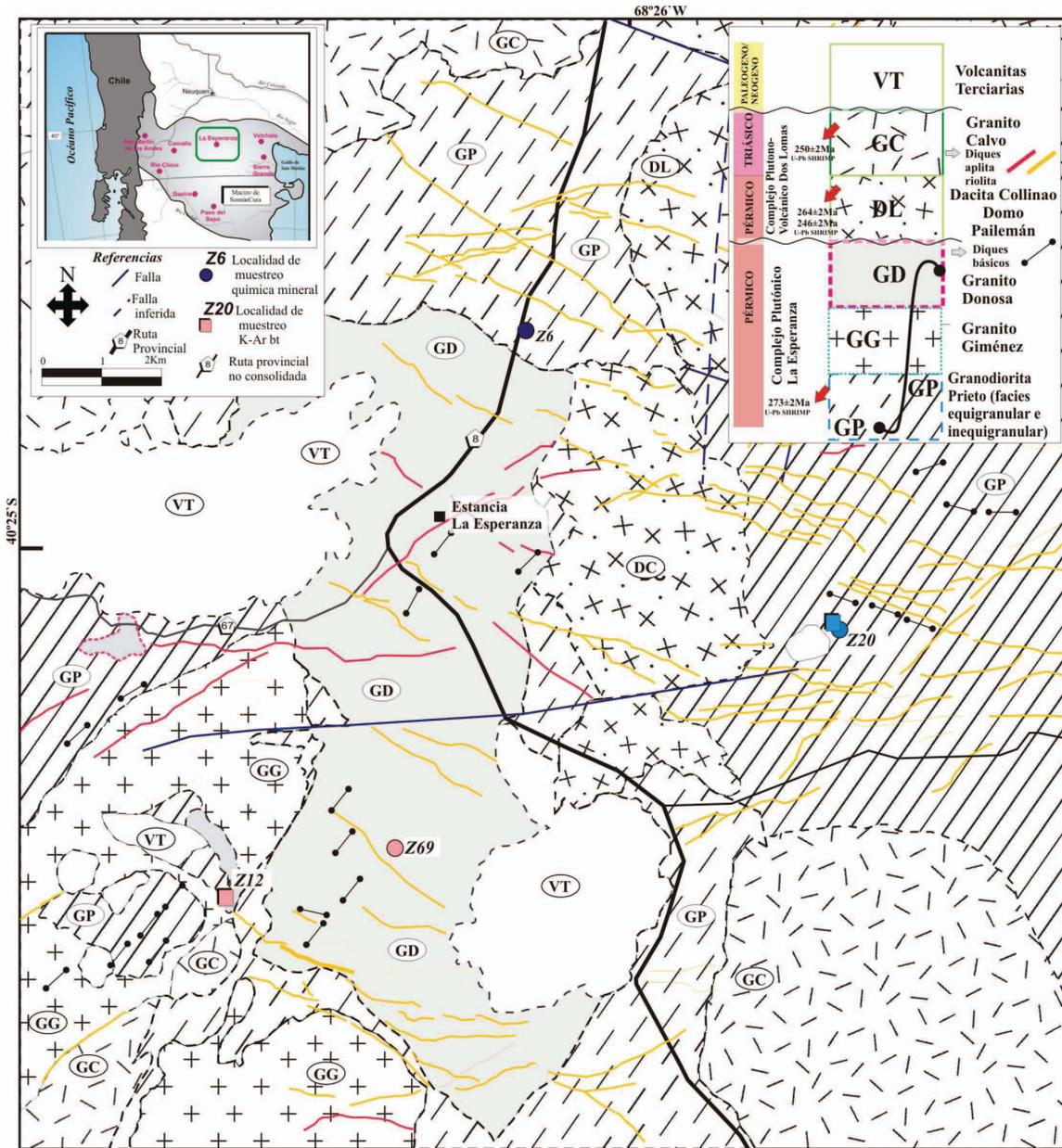
La estratigrafía del área involucra una sucesión de unidades litológicas que comenzarían en el Paleozoico inferior con un ba-

samento metasedimentario a sedimentario de edad desconocida -formaciones Colo Niyeu y Llanquíl (Llambías y Rapela 1984, Labudía y Bjerg 1994)- que comprende rocas metamórficas de grado bajo a muy bajo, y en el cual se emplazan un conjunto de rocas plutónicas de composición intermedia a ácida agrupadas bajo el nombre de Complejo Plutónico La Esperanza.

El Complejo Plutónico La Esperanza fue propuesto inicialmente por Llambías y Rapela (1984) y posteriormente evaluado por Cucchi *et al.* (2001), como un batolito compuesto que constituye la unidad plutónica aflorante más voluminosa del norte de la Patagonia. En los alrededores de estancia La Esperanza, la definición original involucró a una serie de granodioritas y monzogranitos biotítico anfibólicos (Granodiorita Prieto), una subfacies de granitos biotíticos (Granito Giménez) y granitos porfiroideos (Granito Donosa) intruidos por una serie de diques básicos afíricos a microporfíricos de rumbo NNE (Llambías y Rapela 1984). Observaciones de campo, petrográficas y microestructurales sobre este complejo permitieron establecer que tanto la Granodiorita Prieto como los granitos porfiroideos del Granito Donosa son unidades macroscópicamente isotropas, a excepción de las zonas de borde de los cuerpos en las que se observan zonas de cizallas discretas. Sin embargo, en parte de los granitos biotíticos considerados en la literatura como Granito Giménez se detectaron rasgos deformativos de alta temperatura cuya interpretación está en ejecución por lo que, de manera tentativa, se los excluye de la definición original del complejo tal como lo definieron Llambías y Rapela (1984).

Varias propuestas para correlacionar este evento plutónico con otros afines como el Complejo Plutónico Navarrete (López de Luchi *et al.* 2010) aflorante 200 km al este en las vecindades de la localidad de Valcheta (40°41'S; 66°09'O) fueron realizadas con anterioridad (Rapela y Caminos 1987) basadas en edades enfriamiento y geoquímica de elementos mayoritarios y escasos elementos traza.

La edad del Complejo Plutónico La Esperanza está acotada por una edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circones de 273 ± 2 Ma para la unidad principal del com-



**Figura 1:** Mapa Geológico del área de Estancia La Esperanza. En el mismo se representan las ubicaciones de las localidades de muestreo para el desarrollo del trabajo termobarométrico y geocronológico. Modificado de Llambías y Rapela (1984).

plejo, la Granodiorita Prieto, presentada en Pankhurst *et al.* (2006). Estos autores obtuvieron además una edad de  $246 \pm 2$  Ma (U-Pb SHRIMP en circones) para una localidad de la Dacita Collinao perteneciente al Complejo Plutono-volcánico Dos Lomas. El Complejo Plutónico La Esperanza se separa del Complejo Plutono-volcánico Dos Lomas mediante un contacto erosivo en el que la Dacita Collinao, de edad  $246 \pm 2$  Ma U-Pb SHRIMP en circones (Pankhurst *et al.* 2006), cubre al Granito

Donosa 2,8 km al este de Estancia La Esperanza. El Complejo Plutono-volcánico Dos Lomas está representado por riolitas, ignimbritas riolíticas, dacitas (Dacita Collinao), ignimbritas dacíticas (Domo Pailemán) y leucogranitos (Granito Calvo). La actividad magmática de este complejo puede ser restringida entre 264 y 246 Ma, de acuerdo con las edades de cristalización obtenidas por Pankhurst *et al.* (2006) para el Domo Riolítico Pailemán y la Dacita Collinao, respectivamente.

### Granodiorita Prieto

Los afloramientos de la Granodiorita Prieto se encuentran dispersos en un área de aproximadamente  $300 \text{ km}^2$  en los alrededores de la Estancia La Esperanza. Están integrados por una serie de pequeños asomos de forma redondeada que no superan el metro por sobre el nivel del terreno y que generalmente se encuentran asociados a bajos topográficos como lo son las lagunas secas. En el área no se ha encontrado el contacto entre esta unidad y las metasedimen-

titas de bajo grado de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994), correlacionable por similitud litológica y textural con parte de las formaciones Nahuel Niyeu o Sierra Grande aflorantes 200 km al este en las localidades de Valcheta y Sierra Grande. La Granodiorita Prieto incluye granodioritas a monzogranitos biotítico-anfibólicos inequigranulares gris claro a rosado ricos en enclaves microgranulares máficos (Fig. 2a), porfiroides con megacrístales de feldespato potásico de color gris claro, equigranulares color gris oscuro pobres en enclaves y términos transicionales entre ellos. Los enclaves microgranulares máficos, cuyos ejes mayores pueden alcanzar hasta 50 cm, son de color gris muy oscuro equigranulares de grano fino a porfiroides con cristales de plagioclasa de grano algo más grueso, presentan formas alargadas de contactos netos con bordes redondeados. En algunos afloramientos son muy abundantes, observándose rosarios de enclaves. En menor medida se encontraron enclaves metamórficos filíticos a gnéisicos fusiformes.

#### *Granitoides inequigranulares*

Comprende un conjunto de granodioritas y monzogranitos de grano medio a grueso y textura inequigranular, con algunos cristales mayores de entre 1 a 2 cm de plagioclasa tabular y en mucha menor abundancia autolitos de feldespato potásico de hasta 7 cm. Su color es gris a gris claro rosado con aspecto moteado debido a las concentraciones de minerales máficos. Como minerales principales presentan plagioclasa, feldespato potásico perfitico, cuarzo, hornblenda y biotita (Fig. 2b). El mineral más abundante es la plagioclasa (35-50%), que tiene composición tipo andesina- oligoclasa y se presenta en cristales euhedrales a subhedrales comúnmente zonados y maclados en forma compleja (maclas de Carlsbad, albita-Carlsbad y periclinos). Está frecuentemente reemplazado por agregados de arcillas castañas.

El cuarzo es anhedral y presenta bordes suturados e incipiente desarrollo de subgranos. El feldespato potásico -ortosa- es muy perfitico, subhedral y poiquilítico con cristales de plagioclasa y cuarzo. Cuando está en contacto con plagioclasa, ésta desarrolla un borde ameboidal de composición más

ácida con terminaciones de mirmequitas. La biotita se presenta en laminillas subhedrales pleocroicas del castaño oscuro (Y/Z) al castaño amarillento claro (X) con numerosas inclusiones de circón con desarrollo de halo pleocroico oscuro, apatito prismático y minerales opacos de formas poligonales. En los bordes hay desarrollo de agregados de titanita y dentro de las fracturas se concentra una alteración a clorita. En una proporción mucho menor se encuentra la hornblenda como individuos subhedrales prismáticos y rómbicos pleocroicos homogéneos del verde (Z) al verde amarillento claro (X) y frecuentemente maclados en dos individuos y cribados. Como accesorios menores se encuentra una gran cantidad de titanita euhedral a subhedral, opacos, apatito y circón.

#### *Granitoides equigranulares*

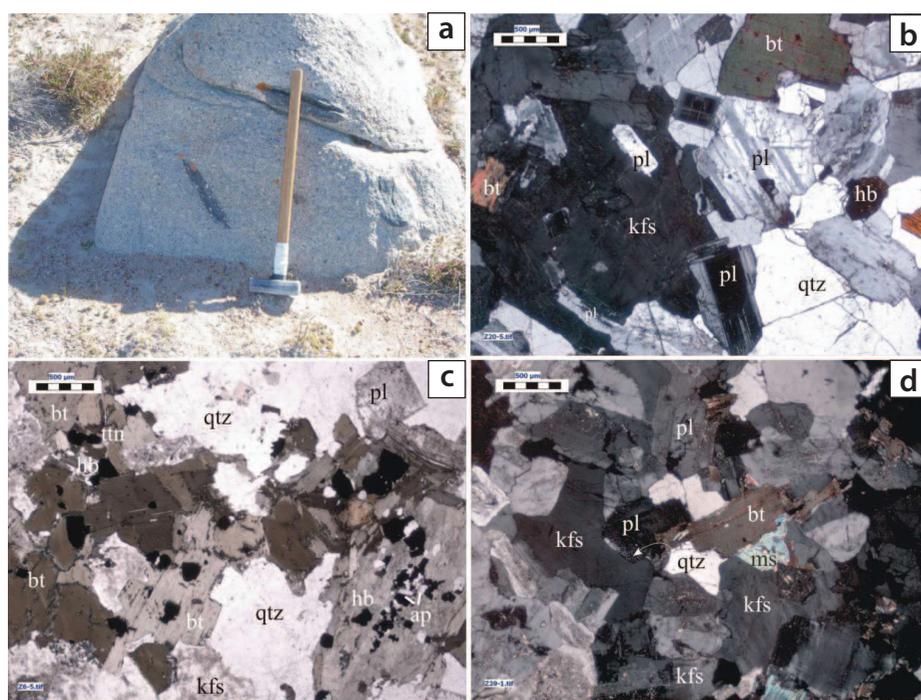
Composicionalmente esta variedad está formada por la misma mineralogía que la anterior pero con diferente arreglo textural y color. Se trata de granodioritas y monzogranitos con textura equigranular mediana de color gris oscuro a muy oscuro; esporádicamente se encuentran cristales más grandes de feldespato alcalino rosado. Está compuesta principalmente por cristales de ortosa de gran tamaño, anhedrales y de ubicación intersticial, incipientemente perfiticos con hilos de plagioclasa y muy poiquilíticos con cristales de plagioclasa con desarrollo de un borde externo mirmequítico. En el contacto entre dos cristales de ortosa se observa una corona de pequeños cristales de cuarzo, plagioclasa y del propio mineral. La plagioclasa de composición andesina- oligoclasa es subhedral a euhedral, maclada en forma múltiple y zonación incipiente. El cuarzo subhedral a anhedral se presenta en forma intersticial con escasos rasgos deformativos evidenciados por su extinción ondulosa. Los minerales máficos (25%), biotita y hornblenda, se presentan en proporciones equivalentes aislados o formando agregados mixtos con núcleos de cristales subhedrales de anfíbol y bordes de laminillas de biotitas (Fig. 2c). La biotita es subhedral pleocroica del castaño oscuro (Y/Z) al castaño amarillento (X), presenta inclusiones de circón con halo pleocroico, prismas de apatito y minerales opacos. En bordes y a través del

clivaje puede encontrarse alterada a clorita y epidoto. El clinoanfíbol se presenta en cristales subhedrales a euhedrales pleocroicos (verde oscuro-Z, verde-Y, amarillo muy claro-X) con escasos núcleos de piroxeno y coloración inhomogénea (Fig. 2c) que disminuye en intensidad de color generalmente hacia los bordes. Presenta inclusiones de circón y rebordes de titanita. En forma intersticial se encuentran gránulos de magnetita con un reborde de titanita.

#### **Granito Donosa**

Los asomos del Granito Donosa se encuentran en las cercanías de Estancia La Esperanza esparcidos en forma saltuaria como pequeños cuerpos al ras del suelo que forman parte de un cuerpo de forma elipsoidal de 7 km de ancho y 14 km de largo, alargado en sentido N-S. Al norte de Estancia La Esperanza intruye a la Granodiorita Prieto con un contacto frío marcado por una zona cataclástica y desarrollo de miarolas con turmalina y muscovita. Afloramientos de menor magnitud se encuentran a 2 km al oeste de Estancia La Esperanza (Fig. 1) donde se observaron diques sinmagmáticos y lentes de ortogneises del propio granito que gradan a zonas de cizalla magmáticas internas asociadas con una envoltura de material silíceo color castaño.

Esta unidad está integrada por un granito porfiroide de color rosado a gris rosado cuya característica principal es la abundancia de megacrístales de feldespato potásico idiomorfo de color rosado que alcanzan tamaños de hasta 15 por 5 cm. Estos megacrístales se encuentran parcialmente orientados e inmersos en una matriz gris clara de tamaño de grano mediano a grueso. La abundancia de los megacrístales (microclino) puede superar el 15% como en el caso de los afloramientos linderos a la Estancia La Esperanza o ser ocasionales como en el caso de algunos de los afloramientos del borde occidental y sur, en los que el tamaño de grano es medio. La matriz es granosa hipidiomorfa y está compuesta por cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, muscovita, circón, minerales opacos y apatito (Fig. 2.d). La plagioclasa (oligoclasa-andesina) se presenta en tablillas hipidiomorfas con zonación composicional y maclado polisintético



**Figura 2:** a) Aspecto macroscópico de la textura de la facies inequigranular de la Granodiorita Prieto. Nótese la presencia de enclaves microgranulares máficos porfíricos aplastados; b) Fotomicrografía de la textura de facies inequigranular de la Granodiorita Prieto. Polarizadores cruzados, aumento X2.5; c) Fotomicrografía de la textura de facies equigranular de la Granodiorita Prieto. Polarizadores paralelos, aumento X2.5; d) Fotomicrografía de la textura de la matriz del Granito Donosa. Polarizadores cruzados, aumento X2.5. En b, c y d las abreviaturas son según Kretz (1983) y en la escala el rectángulo mayor equivale a 500  $\mu\text{m}$ .

ocasionalmente complejo con varios juegos de maclas superpuestas a la zonación. Generalmente exhiben desarrollo de bordes mirmequíticos en contacto con feldespato potásico reemplazados por arcillas y sericita en los núcleos. Los cristales de feldespato potásico (ortosa y/o microclino) son subhedrales poiquilíticos con cristales de plagioclasa que desarrollan un reborde de un feldespato más ácido. El cuarzo es intersticial y presenta un incipiente desarrollo de subgranos. Las laminillas de biotita son subhedrales y pleocroicas castaño oscuro (Y/Z) - castaño amarillento (X), presentan inclusiones de circón y están parcialmente reemplazadas por clorita. La muscovita se presenta como mineral primario de forma subhedral y ocasionalmente está asociado en forma periférica a la biotita.

#### MUESTREO Y METODOLOGÍA ANALÍTICA

Las muestras seleccionadas para este estudio provienen de las facies de granitoides equi-

granulares de color gris oscuro (localidad Z6, 40°22,851'S 68° 27,485'O), granitoides inequigranulares color gris claro (localidad Z20, 40°25,657'S 68°23,274'O) de la Granodiorita Prieto, y de un granito porfiroide (localidad Z69, 40°27,882'S 68°29,105'O) correspondiente al Granito Donosa. Todas ellas fueron obtenidas en sitios representativos de estas litologías. Las muestras Z6 y Z20 corresponden a monzogranitos compuestos por diferentes proporciones de ortosa, plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, titanomagnetita, titanita, apatito y circón. La muestra Z69, Granito Donosa, presenta como mineralogía primaria microclino, plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita y como accesorios menores titanomagnetita, apatito y circón.

Los análisis de la química de los minerales fueron realizados en una microsonda de electrones JEOL JXA-733 perteneciente al Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Louisiana en Baton Rouge, Estados Unidos de América. Las condiciones de operación fueron voltaje de

aceleración de 15 kv, corriente de muestra de 15 nA para biotita y anfíbol y 10 nA para plagioclasa. El diámetro del haz fue de 1 micrón. La calibración se realizó con los estándares del Smithsonian Museum.

#### QUÍMICA MINERAL

Se obtuvieron datos de química mineral sobre individuos homogéneos y frescos de biotita, se realizaron perfiles de variación composicional y mediciones en cristales individuales sobre anfíbol y plagioclasa. En la mayoría de los casos hay más de una medición por cristal y en el caso del perfil (Z6.3) se eligió un anfíbol con núcleo de piroxeno y variación de color de núcleo a borde.

La fórmula estructural de micas negras fue calculada sobre la base de 22 O y 8 cationes (Cuadro 1). Así mismo, la fórmula estructural de plagioclasa fue obtenida sobre la base de 8 O y 5 cationes (Deer *et al.* 1986). Para el anfíbol se utilizó el método definido por Holland y Blundy (1994) y la nomenclatura de Leake *et al.* (1997) sobre la base de la fórmula estructural de 23 O y 13 cationes excluyendo Ca, K, Na (Cuadro 2).

#### Composición química de micas negras y su relación con el tipo de magma

Dentro de las clasificaciones de micas negras trioctaédricas para rocas ígneas, la más utilizada es la del cuadrilátero ASPE que comprende los términos annita- flogopita-siderofilita- eastonita, y que considera diferencias composicionales en el contenido de Al total y la relación Fe/(Fe+Mg) (Speer 1984) calculados sobre la base de la fórmula mineral de 22 O (Cuadro 1). Ambas variables son funcionales para una clasificación en vista de que son buenos indicadores del grado de peraluminosidad y estado de oxidación de la roca.

Las micas negras de las rocas de la Granodiorita Prieto exhiben bajos valores de Al total de alrededor de 2,5 a 2,6 c.p.f.u. y valores intermedios de Fe/(Fe+Mg). Por otro lado, las micas oscuras del Granito Donosa definen un campo reducido en torno a valores moderados a altos de Al total (~3,2 c.p.f.u.) y Fe/(Fe+Mg) (Fig. 3.a). Todas ellas clasifican como biotitas (annita- siderofilita).

Abdel-Raman (1994) relaciona la compo-

**CUADRO 1:** Composición química y fórmula estructural de las biotitas de la Granodiorita Prieto y Granito Donosa.

Muestra	Granodiorita Prieto <i>Granodiorita inequigranular gris rosado</i>						Granito equigranular gris oscuro						Granito Donosa <i>Granito porfiroide</i>					
	Z20						Z6						Z69					
Análisis	2	3	4	5	5b	5c	6	7b	7	8	8b	1	2	2b	3	3b	4	
<b>Porcentaje en peso de óxidos (p.p.%)</b>																		
SiO <sub>2</sub>	36,27	37,48	36,59	36,24	36,37	36,26	37,42	36,32	36,47	36,91	36,85	35,00	34,98	35,02	34,35	34,27	35,43	
TiO <sub>2</sub>	4,02	4,07	4,14	4,34	4,17	4,18	2,77	2,66	2,78	2,93	2,89	3,17	3,17	3,12	2,87	2,93	3,44	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	14,14	14,07	14,10	14,24	14,33	14,80	14,51	14,72	14,89	14,77	17,74	18,10	17,48	17,51	17,62	17,48	
FeO	19,67	18,76	20,13	18,71	19,50	19,19	19,87	19,68	20,77	20,07	20,11	21,47	21,73	21,37	21,92	22,01	21,47	
MnO	0,54	0,45	0,38	0,29	0,40	0,41	0,31	0,34	0,33	0,37	0,36	0,37	0,39	0,36	0,37	0,37	0,41	
MgO	12,20	12,72	12,21	12,05	12,15	12,13	13,12	13,22	12,73	12,66	12,24	8,90	8,69	8,94	8,67	8,45	8,92	
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,16	0,11	0,13	0,11	0,00	0,13	0,03	0,13	0,13	0,13	0,26	0,12	0,01	0,00	0,18	
K <sub>2</sub> O	9,29	9,69	9,29	9,50	9,36	9,40	9,86	9,47	9,04	9,58	9,79	10,01	9,95	10,03	9,94	9,98	10,14	
F	0,10	0,20	0,11	0,18	0,13	0,14	0,16	0,10	0,10	0,11	0,11	0,33	0,36	0,32	0,22	0,22	0,26	
Cl	1,16	1,17	1,16	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,16	1,16	1,16	1,16	1,16	1,16	
H <sub>2</sub> O	1,49	1,48	1,47	2,87	1,94	2,18	0,50	2,31	1,52	0,88	0,89	1,97	1,38	1,88	3,07	2,96	1,32	
<b>Total</b>	<b>99,44</b>	<b>100,27</b>	<b>99,71</b>	<b>99,55</b>	<b>99,57</b>	<b>99,50</b>	<b>99,98</b>	<b>99,93</b>	<b>99,65</b>	<b>99,69</b>	<b>99,31</b>	<b>100,24</b>	<b>100,16</b>	<b>99,81</b>	<b>100,09</b>	<b>99,98</b>	<b>100,21</b>	
<b>Fórmula mineral basada en 220 2(OH, Cl, F)</b>																		
Si	5,48	5,59	5,52	5,54	5,52	5,51	5,57	5,51	5,51	5,53	5,56	5,34	5,32	5,36	5,33	5,32	5,37	
Al	2,52	2,41	2,48	2,46	2,48	2,49	2,43	2,49	2,49	2,47	2,44	2,66	2,68	2,64	2,67	2,68	2,63	
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Al	0,08	0,08	0,03	0,08	0,06	0,08	0,16	0,11	0,13	0,16	0,18	0,53	0,56	0,52	0,53	0,54	0,49	
Ti	0,46	0,46	0,47	0,50	0,48	0,48	0,31	0,30	0,32	0,33	0,33	0,36	0,36	0,36	0,33	0,34	0,39	
Fe	2,49	2,34	2,54	2,39	2,47	2,44	2,47	2,50	2,63	2,52	2,54	2,74	2,76	2,74	2,84	2,86	2,72	
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	
Mg	2,75	2,83	2,75	2,74	2,75	2,75	2,91	2,99	2,87	2,83	2,75	2,02	1,97	2,04	2,00	1,95	2,01	
ΣM	5,81	5,74	5,81	5,73	5,78	5,77	5,87	5,92	5,96	5,86	5,82	5,68	5,67	5,68	5,73	5,72	5,65	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,00	0,04	0,01	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	
K	1,79	1,84	1,79	1,85	1,81	1,82	1,87	1,83	1,74	1,83	1,88	1,95	1,93	1,96	1,97	1,98	1,96	
ΣI	1,83	1,88	1,84	1,89	1,85	1,86	1,87	1,88	1,75	1,87	1,92	1,99	2,01	2,00	1,97	1,98	2,01	
F	0,05	0,09	0,05	0,09	0,06	0,07	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,16	0,17	0,16	0,11	0,11	0,13	
Cl	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,30	
Fe <sup>2+</sup> / (Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,47	0,45	0,48	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46	0,48	0,47	0,48	0,58	0,58	0,57	0,59	0,59	0,57	

sición de elementos mayores (FeO, MgO,  $Al_2O_3$ ) de biotitas de rocas ígneas con la naturaleza de los magmas a partir de los cuales cristalizan. Esta clasificación establece una vinculación entre las biotitas más ricas en sílice y óxido de hierro y más pobres en aluminio (en pp%), composiciones cercanas a annita, con las suites anorogénicas peralcalinas asociadas a extensión (campo A) y a aquellas composiciones tipo siderofilita con suites peraluminosas incluyendo a granitos tipo S (campo P). Mientras que las biotitas moderadamente enriquecidas en Mg con relaciones FeO/MgO bajas están emparentadas con suites orogénicas calcoalcalinas tipo I (campo C). Si bien la asignación de estos campos es discutida en función al uso ambigüo en la tipología de los magmas del término peraluminoso (Stussi y Cuney 1996), teniendo en cuenta el carácter geoquímico y petrográfico de la roca encajante, este enfoque aún puede ser válido considerando las reservas que la propia base de datos involucra. Un enfoque similar es el propuesto por Nachit *et al.* (1985), en el cual el carácter discriminador de los tipos de magmas es la cantidad de Al total y de Mg de las biotitas (Fig. 3e).

Las biotitas correspondientes a ambas facies de la Granodiorita Prieto son clasificadas en todos los diagramas de Abdel-Raman (1994) dentro del campo C (Fig. 3b, c, d, f) y en el diagrama de Nachit *et al.* (1985) como biotitas de composiciones similares a aquéllas de la serie subalcalina calcoalcalina. Esto implicaría que se habrían formado a partir de un magma calcoalcalino de tendencia metaluminosa enriquecido en magnesio (Fig. 3e). En cambio, las composiciones de biotita del Granito Donosa, con tenores mayores de Al (total), se ubican dentro del campo P o alrededor de una zona de borde con el campo C (Fig. 3b, c, d, f) y, junto con los datos correspondientes a la Granodiorita Prieto, definirían en el cuadrilátero ASPE una tendencia lineal en la que el incremento de Al (2,5 a 3,2 c.p.f.u.) es acompañado por un leve incremento en la relación Fe/(Fe+Mg) desde 0,45 a 0,59.

#### Determinación del tipo de anfíbol

El anfíbol sólo está presente en las granodioritas inequigranulares color gris rosado

(Z20) y en los granitos equigranulares color gris oscuro (Z6) de la Granodiorita Prieto. A partir del cálculo de la fórmula estructural, se aplicó la nomenclatura de Leake *et al.* (1997), bajo la cual todos los anfíboles de la Granodiorita Prieto pertenecen al grupo cálcico pobres en alcalis con  $Ca_B \geq 1,50$  (1,73-1,96) y  $(Na + K)_A < 0,50$  (0,19-0,52) (Cuadro 2, Fig. 4a). Además presentan una variación significativa en el contenido de Si en fórmula que varía de 6,5 a 7,5 y en la relación Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) con valores desde 0,676 hasta 0,786 (c.p.f.u.) que determina que clasifiquen como ferrianmagnesiohornblenda a magnesiohornblenda (ricos en Si y pobres en hierro). Los datos extraídos del perfil de anfíbol indican que de núcleo al borde hay un empobrecimiento en cantidad (c.p.f.u.) de Ti y Al y un incremento en la cantidad de Si (Fig. 4a y b).

#### Aplicación del barómetro Aluminio en Hornblenda y termómetro Hornblenda-Plagioclasa.

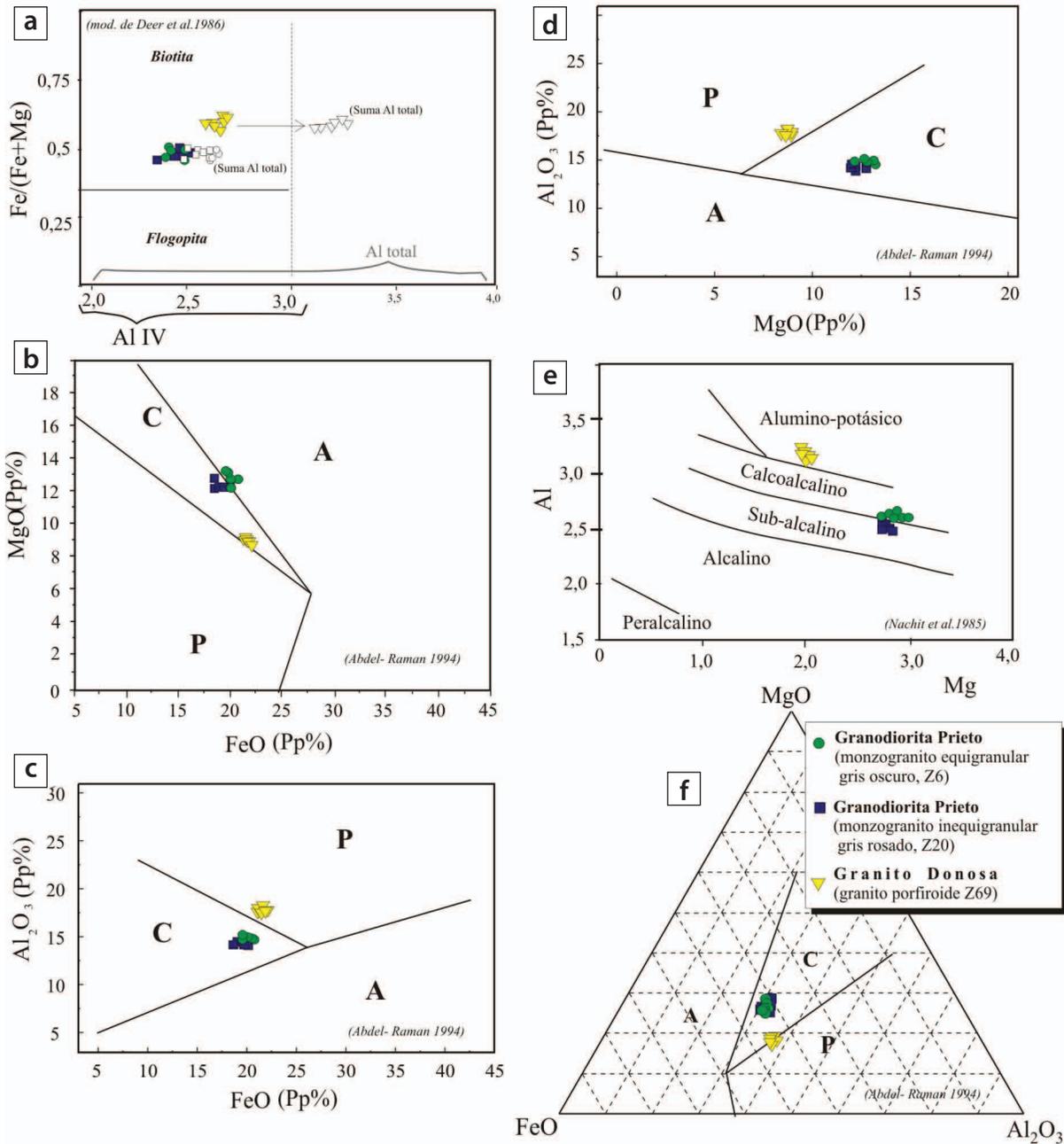
Existen varios estudios empíricos que demuestran que en una paragénesis en equilibrio adecuada, el contenido de Al total en la estructura de los anfíboles cálcicos aumenta en forma aproximadamente lineal conforme con la presión durante la cristalización de un plutón (Hammarstrom y Zen 1986, Hollister *et al.* 1987). Por ende, la aplicación de barómetros de Al en hornblenda permite acotar las profundidades de emplazamiento de batolitos. Se han propuesto varias calibraciones para el barómetro como las de Hammarstrom y Zen (1986), Hollister *et al.* (1987), sin embargo para este trabajo se preferirán los resultados de modelos más recientes como los de Schmidt (1992) y Johnson y Rutherford (1989) ya que son los que presentan mejor ajuste experimental. Debido a que la temperatura y la fugacidad de oxígeno son factores determinantes en el cálculo de la presión, también se calcula el barómetro propuesto por Anderson y Smith (1995) que introduce una corrección por temperatura y se comparan estos resultados entre sí en el Cuadro 3. Las temperaturas fueron tomadas a partir de los cálculos termométricos propuestos por Holland y Blundy (1994) para el sistema hornblenda-plagioclasa a partir de la reacción edenita-richterita

(edenita + albita  $\rightarrow$  richterita + anortita) sugerida por Anderson (1996). En el caso de los granitoides inequigranulares (Z20) el termómetro indica temperaturas entre 752 y 790°C mientras que en el caso de los granitoides equigranulares (Z6), las temperaturas son algo más bajas, 637 y 762 °C con disminución desde el núcleo hacia el borde de los cristales (Cuadro 3).

Las presiones durante el emplazamiento corregidas por temperatura utilizando el método de Anderson y Smith (1995) son consistentes con los resultados obtenidos alternativamente con la calibración de Schmidt (1992) y/o con la calibración de Johnson y Rutherford (1989). Por ello, ante la ausencia de datos termométricos se prefieren estos barómetros en ese orden. La aplicación de los barómetros en los anfíboles del monzogranito inequigranular gris rosado (Z20) indica un rango de presiones consistente dentro de un mismo cristal y entre cristales diferentes de entre  $1,41$  a  $2,04 \pm 0,50$  Kbar (Cuadro 3). En este análisis los resultados negativos fueron descartados. En cuanto a los resultados unitarios por cristal, al ser anfíboles no zonados, estos resultados se consideran válidos. En el caso de los granitoides equigranulares gris oscuro (granito Z6) el análisis sobre granos individuales presenta una amplia dispersión en los resultados barométricos, atribuible a la zonación composicional que presentan estos anfíboles. Las derivaciones más interesantes se extraen del perfil de anfíbol sobre el que se comprueba que las presiones en el núcleo del anfíbol (punto cercano al piroxeno) son más altas ( $1,63 \pm 0,60$  Kbar) que en los bordes ( $0,67 \pm 0,60$  Kbar).

#### Cálculo de la fugacidad de oxígeno

Otra de las variables que afectan el cálculo de la presión del emplazamiento es la fugacidad de oxígeno en el magma que está asociada directamente con la fuente y las condiciones de cristalización. La estimación de la fugacidad de oxígeno del magma primario es fundamental ya que restringe la utilización de los barómetros. Sin embargo, no se cuentan con datos sobre la composición química de la fase oxidada (magnetita). De acuerdo a Wones (1989) se pueden realizar algunas consideraciones relativas sobre la fugacidad de oxígeno a partir del



**Figura 3:** a) Composición de las biotitas del Complejo Plutónico La Esperanza en el cuadrilátero ASPE -annita, siderofilita, flogopita, estonita- de acuerdo a la nomenclatura propuesta por Speer (1984). La línea punteada indica el límite del diagrama original; b, c, d, f) Composición de las biotitas expresadas en los diagramas de discriminación de Abdel-Rahman (1994). Campos A: alcalino, C: calcoalcico, y P: peraluminoso; e) Diagrama de Al total vs Mg modificado de Nachit *et al.* (1985).

equilibrio titanita + cuarzo + magnetita = hedenbergita + ilmenita + oxígeno en rocas graníticas. De acuerdo a estos cálculos la granodiorita inequigranular Z20 presenta valores de  $\log fO_2$  entre -15 y -14, al igual que en el núcleo de los anfíboles del monzogranito equigranular Z6 en el que el  $\log fO_2$  se incrementa hacia los bordes del cristal (Cuadro 3). Este rango de valores indica

que los magmas cristalizaron en condiciones de alta fugacidad de oxígeno compatibles con la presencia de magnetita.

#### GEOCRONOLOGÍA K-AR SOBRE BIOTITA

**Preparación de la muestra, metodología**  
Se procesaron dos muestras de rocas, una de ellas corresponde a la unidad Grano-

diorita Prieto (localidad Z20 40°25,657'S, 68°23,274'O) y otra, un granito porfiroide, al Granito Donosa (Z12 40°28,012'S, 68° 3,323'O) con el objeto de separar la biotita para obtener edades de enfriamiento. Inicialmente las muestras fueron molidas en una trituradora de mandíbulas de acero y molino a martillo y tamizadas para aislar la fracción 300-400  $\mu$ m en los laboratorios de molien-

**CUADRO 2:** Composición obtenida por microsonda de electrones y fórmula estructural de los anfíboles de la Granodiorita Prieto.

Granodiorita Prieto <i>Granodiorita inequigranular gris rosado</i>											Granito equigranular gris oscuro									
Muestra	Z20										Z6									
Análisis	6,1	6,2	6,3	6,4	6,5	6,6	3,3	3,4	3,5	6,12	6,2	6,3	6,4	6,5	6,6	3,7	3,8	3,9	3,1	3,11
<b>Porcentaje en peso de óxidos (p.p.%)</b>																				
SiO <sub>2</sub>	45,59	47,93	49,38	43,88	46,82	46,66	52,25	46,95	47,90	50,84	47,05	49,61	48,31	49,50	49,45	46,95	49,85	48,22	48,60	52,28
TiO <sub>2</sub>	1,23	1,19	0,19	1,51	1,30	1,44	0,19	1,42	1,36	0,46	1,27	0,62	0,89	0,54	0,32	1,24	0,79	0,89	1,07	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,71	5,78	3,67	7,38	6,92	7,36	3,14	7,13	7,01	4,49	7,08	5,25	5,66	4,47	4,51	6,97	5,14	6,38	6,39	3,81
FeO	15,12	14,71	14,05	15,99	14,56	15,48	13,89	15,70	14,57	14,71	16,28	15,66	16,03	14,81	14,59	16,99	14,76	16,68	16,22	14,18
MnO	0,54	0,65	0,72	0,53	0,49	0,50	0,73	0,53	0,52	0,48	0,47	0,41	0,51	0,49	0,54	0,44	0,48	0,48	0,43	0,50
MgO	13,57	14,24	15,27	13,00	13,85	13,07	15,24	12,98	14,05	14,85	13,15	14,27	13,77	14,18	14,88	13,00	14,25	13,02	13,37	15,54
CaO	11,98	11,34	12,37	11,45	11,76	11,10	12,80	11,63	11,85	12,07	12,33	12,19	12,41	12,14	12,67	12,29	11,98	12,38	11,72	12,40
Na <sub>2</sub> O	1,25	1,07	0,64	1,31	1,31	1,45	0,59	1,26	1,43	0,69	1,13	0,65	0,83	0,64	0,54	1,02	0,75	0,75	0,95	0,58
K <sub>2</sub> O	0,71	0,54	0,21	0,76	0,69	0,72	0,17	0,72	0,68	0,38	0,75	0,46	0,56	0,39	0,32	0,73	0,48	0,63	0,65	0,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,09	0,08	0,00	0,04	0,01
<b>Total</b>	<b>96,70</b>	<b>97,46</b>	<b>96,50</b>	<b>95,81</b>	<b>97,70</b>	<b>97,78</b>	<b>99,00</b>	<b>98,36</b>	<b>99,36</b>	<b>98,97</b>	<b>99,52</b>	<b>99,12</b>	<b>98,99</b>	<b>97,17</b>	<b>97,84</b>	<b>99,72</b>	<b>98,55</b>	<b>99,44</b>	<b>99,45</b>	<b>99,74</b>
<b>Fórmula mineral basada en 230 y 13 cationes excluyendo Ca, Na y K</b>																				
Si	6,75	6,94	7,21	6,56	6,82	6,79	7,46	6,83	6,86	7,24	6,80	7,09	6,98	7,22	7,15	6,77	7,16	6,95	6,96	7,35
Al	1,17	0,99	0,63	1,30	1,18	1,21	0,53	1,17	1,14	0,75	1,20	0,88	0,96	0,77	0,77	1,18	0,84	1,05	1,04	0,63
ΣT	7,93	7,93	7,85	7,86	8,00	8,00	7,99	8,00	8,00	7,99	8,00	7,97	7,94	7,99	7,92	7,96	8,00	8,00	8,00	7,99
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00
Ti	0,14	0,13	0,02	0,17	0,14	0,16	0,02	0,16	0,15	0,05	0,14	0,07	0,10	0,06	0,04	0,13	0,08	0,10	0,12	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,75	0,94	0,80	1,04	0,71	0,83	0,40	0,69	0,64	0,73	0,65	0,81	0,72	0,62	0,71	0,77	0,66	0,67	0,80	0,67
Fe <sup>2+</sup>	1,12	0,84	0,91	0,96	1,07	1,06	1,26	1,22	1,10	1,02	1,32	1,06	1,22	1,18	1,05	1,28	1,11	1,34	1,14	0,99
Mn	0,07	0,08	0,09	0,07	0,06	0,06	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06
Mg	3,00	3,08	3,33	2,90	3,01	2,84	3,24	2,81	3,00	3,15	2,83	3,04	2,96	3,08	3,21	2,80	3,05	2,80	2,85	3,26
ΣC	5,07	5,07	5,15	5,14	5,00	5,00	5,01	5,00	5,00	5,01	5,00	5,03	5,06	5,01	5,08	5,04	5,00	5,00	5,00	5,01
Ca	1,90	1,76	1,94	1,83	1,84	1,73	1,96	1,81	1,82	1,84	1,91	1,87	1,92	1,90	1,96	1,90	1,84	1,91	1,80	1,87
Na	0,36	0,30	0,18	0,38	0,37	0,41	0,16	0,35	0,40	0,19	0,32	0,18	0,23	0,18	0,15	0,29	0,21	0,21	0,26	0,16
K	0,13	0,10	0,04	0,14	0,13	0,13	0,03	0,13	0,12	0,07	0,14	0,08	0,10	0,07	0,06	0,13	0,09	0,12	0,12	0,04
Na+B	0,10	0,24	0,06	0,17	0,16	0,27	0,04	0,19	0,18	0,16	0,09	0,13	0,08	0,10	0,04	0,10	0,16	0,09	0,20	0,13
(Na+K)A	0,40	0,16	0,16	0,36	0,34	0,27	0,15	0,30	0,34	0,10	0,37	0,13	0,25	0,15	0,17	0,32	0,14	0,24	0,18	0,06
Mg/ (Mg+ Fe <sup>2+</sup> )	0,73	0,79	0,78	0,75	0,74	0,73	0,72	0,70	0,73	0,76	0,68	0,74	0,71	0,72	0,75	0,69	0,73	0,68	0,71	0,77

**CUADRO 3:** Resultados de la barometría Al en hornblenda, termobarómetro hornblenda-plagioclasa y estimación de fugacidad de oxígeno. La proporción molar de An en plagioclasa a partir de análisis de microsonda electrónica. Al anfíbol es el número de cationes de Al en la fórmula estructural de hornblenda (Cuadro 2); T(ed-ri) es la temperatura calculada a partir del geotermómetro edenita-richterita de Holland y Blundy (1994); P- HyZ presión calculada a partir del barómetro de Hammarstrom y Zen (1986); P-H presión calculada según Hollister *et al.*(1987); P- Sch presión calculada según Schmidt (1992); P- JyR presión calculada según Johnson y Rutherford (1989); P- AyS cálculo de presión corregida por temperatura según Anderson y Smith (1995); Log fO<sub>2</sub> estimación de la fugacidad de oxígeno según Wones (1989)  $\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$  siendo T temperatura (kelvin) y P presión (bars) obtenida según Anderson y Smith (1995). \* Medición descartada.

Punto	Ubicación del cristal en figura 4b	(An) Plagioclasa	Al Anfíbol (total)	T (ed-ri) (°C)	P- HyZ ±3 Kbar r <sup>2</sup> = 0,80	P- H ±1 Kbar r <sup>2</sup> = 0,97	P- Sch ±0,6 Kbar r <sup>2</sup> = 0,99	P- JyR ±0,5 Kbar r <sup>2</sup> = 0,99	P- AyS ±0,6 Kbar r <sup>2</sup> = 0,99	Log fO <sub>2</sub>
Z20.6	1 norte	-	1,172	-	1,97	1,85	2,57	1,50	-	
Z20.6	2 norte	-	0,987	-	1,04	0,81	1,69	0,71	-	
Z20.6	3* este	-	0,632	-	-0,74	-1,20	0,00	-0,79	-	
Z20.6	4 este	-	1,301	-	2,62	2,58	3,18	2,04	-	
Z20.6	5 sur	0,41	1,189	765	2,06	1,94	2,65	1,57	1,51	-14,62
Z20.6	6 sur	0,39	1,263	790	2,43	2,36	3,00	1,88	1,31	-13,95
Z20.3	4 sureste	0,35	1,222	759	2,23	2,13	2,81	1,71	1,75	-14,74
Z20.3	5 sureste	0,33	1,184	752	2,03	1,92	2,62	1,55	1,70	-14,95
Z6.6	12 Perfil borde	0,24	0,753	637	-0,13	-0,51	0,58	-0,27	0,69	-18,88
Z6.6	2 Perfil interior	0,43	1,206	761	2,15	2,04	2,73	1,64	1,63	-14,70
Z6.6	3 Perfil interior	0,51	0,884	685	0,53	0,23	1,20	0,28	1,17	-17,14
Z6.6	4 Perfil interior	-	0,963	-	0,92	0,67	1,57	0,61	-	
Z6.6	5 Perfil borde	0,24	0,768	674	-0,05	-0,43	0,65	-0,21	0,67	-17,57
Z6.6	6 Perfil borde	-	0,769	-	-0,05	-0,42	0,65	-0,21	-	
Z6.3	7 oeste (verde oscuro)	0,43	1,185	659	2,04	1,92	2,63	1,55	2,77	-17,77
Z6.3	8 noroeste (verde claro)	0,26	0,870	670	0,45	0,14	1,13	0,22	1,17	-17,64
Z6.3	9 sur (verde claro)	0,43	1,084	734	1,53	1,35	2,15	1,13	1,54	-15,51
Z6.3	10 sureste (verde claro)	0,43	1,078	762	1,50	1,32	2,12	1,10	1,08	-14,74
Z6.3	11 sureste (verde claro)	0,26	0,632	624	-	-	-	-	0,05	-19,49

da y separación mineral de INGEIS. Luego esta fracción fue procesada minuciosamente en un separador isomagnético FRANTZ en varias etapas de amperaje (0,1 a 0,6 A, ángulo de giro lateral -20° y ángulo antero-posterior -15°), y posteriormente sometida a la separación mediante líquidos de diferente densidad. Por último, los granos de biotita de cada muestra fueron seleccionados bajo lupa binocular para obtener un separado homogéneo. La pureza del agregado es superior al 99%. Las micas purificadas fueron molidas en alcohol puro para remover los

bordes potencialmente alterados y que puedan haber sufrido pérdidas de Ar o K. Los detalles de la metodología de separación y los análisis de Ar y K en el laboratorio de Göttingen están suministrados en Wemmer (1991). Las dataciones de las biotitas mediante el sistema K-Ar en mica fueron realizados en el Geowissenschaftliches Zentrum de la Universidad de Göttingen, Alemania (Cuadro 4).

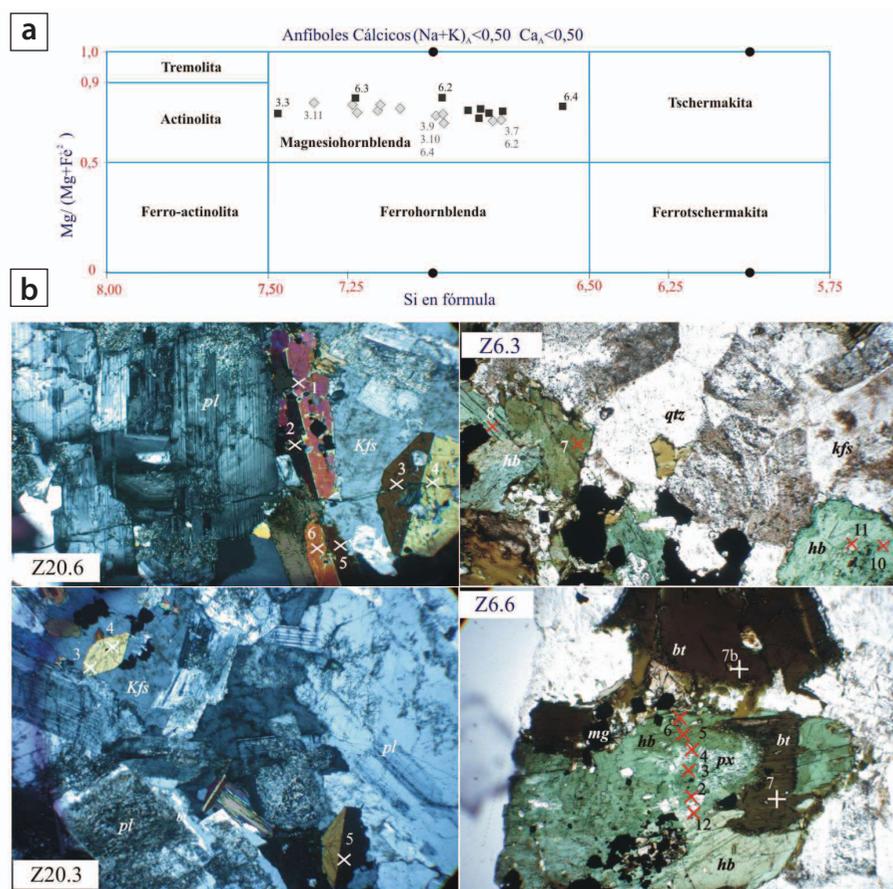
Las isocronas Rb-Sr en roca total para la Granodiorita Prieto, Granito Donosa y Granito Calvo de Pankhurst *et al.* (1992)

fueron reproducidas utilizando el programa ISOPLOT/Ex 3 (Ludwig, 2000).

Los resultados obtenidos proponen edades de enfriamiento K-Ar para biotita de la Granodiorita Prieto (localidad Z20) de  $248,5 \pm 3,7$  Ma (Pérmico superior) y de  $237,5 \pm 2,5$  Ma (Triásico medio) para la localidad Z12 que correspondería al Granito Donosa.

## INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las características texturales mesoscópicas



**Figura 4:** a) Clasificación de anfíboles cálcicos según Leake *et al.* (1997). b) En las fotomicrografías se indican los puntos de los análisis de microsonda.

descriptas en parte del Complejo Plutónico La Esperanza permiten distinguir y caracterizar la mineralogía de dos de las tres variedades de granitoides de la Granodiorita Prieto: equigranular, inequigranular y porfiroide. Por otro lado se aportan nuevos datos para la caracterización del Granito Donosa, identificado como el último pulso de este complejo intrusivo.

Las composiciones químicas de las biotitas del Complejo Plutónico La Esperanza han mostrado diferencias en los valores de  $Fe/(Fe+Mg)$  y Al, parámetros que han sido considerados indicadores de las características geoquímicas predominantes en los magmas que les dieron origen. Los resultados obtenidos para la Granodiorita Prieto y el Granito Donosa proponen magmas de naturaleza calcoalcalina con incremento de  $Fe/(Fe+Mg)$  y Al y, por ende del grado de peraluminosidad para el Granito Donosa.

La aplicación de los diagramas de Abdel-Raman (1994) indica que las biotitas presentan composiciones asociables con las que tendría un magma calcoalcalino. Por otro lado, la evolución en la composición de estas biotitas es comparable con la observada en las suites de arcos continentales y/o con granitos derivados de mezcla de fuentes supracorticales y componentes de fuentes mantélicas con influencia de material cortical por asimilación o anatexis de acuerdo a Shabani *et al.* (2003) que utiliza las composiciones de biotitas de suites graníticas bien documentadas como representativas de ambientes tectónicos.

El estudio mineralógico sobre los inosilicatos de la Granodiorita Prieto indica que, en todos los casos, se trata de un anfíbol cálcico rico en Mg, con composiciones de ferrimagneshornblenda/ magneshornblenda. Los datos extraídos del perfil

composicional de anfíbol sobre la variedad equigranular indican que de núcleo a borde hay un empobrecimiento en cantidad (c.p.f.u.) de Ti y Al y un incremento en la cantidad de Si atribuible a la diferenciación magmática o a la presión durante el emplazamiento. Los resultados termobarométricos proponen un emplazamiento somero para la Granodiorita Prieto con presiones promedio de 1,6 kbar y temperaturas elevadas de 750°C.

Por otro lado, la  $fO_2$  calculada para la Granodiorita Prieto revela que los magmas cristalizaron en condiciones de alta fugacidad compatibles con la presencia de magnetita y con la composición rica en magnesio de los clinoanfíboles. La presencia de magnetita había sido determinada a partir de los estudios de variación de susceptibilidad magnética a bajas y altas temperaturas para estas unidades (Martínez Dopico *et al.*

**CUADRO 4:** Edades de enfriamiento K-Ar sobre biotita para la Granodiorita Prieto y Granito Donosa.

			K <sub>2</sub> O	40 Ar *	40 Ar *	Edad	2s-Error	2s-Error
			[ peso % ]	[ nl/g ] STP	[ % ]	[ Ma ]	[ Ma ]	[ % ]
Granito Donosa	Z12	Bio	9,05	74,07	97,82	237,5	2,5	1,1
Granodiorita Prieto	Z20	Bio	8,70	74,75	97,93	248,5	3,7	1,5

2010) que señalaron magnetita con bajos porcentajes molares de Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>. Si bien la  $fO_2$  es también elevada para el Granito Donosa, es algo menor respecto de los valores detectados en Granodiorita Prieto, hecho que podría ser consistente con el mayor contenido de Fe de las micas en los términos más evolucionados.

La edad de enfriamiento en biotita sobre estos granitos indica la edad a la cual la temperatura de bloqueo del mineral (300-350°C) se alcanzó por última vez, de este modo estas edades de enfriamiento pueden ser primarias, reflejando verdaderamente el enfriamiento del plutón, o pueden remitir a un calentamiento posterior que reabra el sistema isotópico, atribuible a la recurrencia de eventos plutono-volcánicos vecinos. Para corroborar estas hipótesis se contrastan los resultados con los controles geocronológicos previos. En el caso de la Granodiorita Prieto, se cuenta con la edad de cristalización en  $273 \pm 2$  Ma (Pankhurst *et al.* 2006) y una edad de enfriamiento recalculada con datos de Pankhurst *et al.* (1992) en  $261 \pm 19$  Ma obtenida mediante el sistema Rb-Sr en roca total (MSWD 8,2, #9,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  0,70691  $\pm$  0,00042) y correspondiente a una temperatura intermedia (~500°C). Una estimación cualitativa lineal sobre la trayectoria de enfriamiento de la Granodiorita Prieto encuadra a la edad K-Ar de  $248,5 \pm 3,7$  Ma en biotita como representativa del enfriamiento primario. No se disponen datos sobre la edad de cristalización del Granito Donosa, sin embargo relaciones de intrusividad acotarían esta edad entre 273 y 246 Ma (Dacita Collinao). Pankhurst *et al.* (1992) provee una edad de enfriamiento Rb-Sr en roca total (~500°C) para este granito de  $259 \pm 16$  Ma (MSWD 0,3, #3,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  0,70757  $\pm$  0,00026), valor distante más de 20 Ma de la edad de enfriamiento K-Ar en biotita de  $237,5 \pm 2,5$  Ma obtenida en este trabajo y estimada como marcador del cruce de la isoter-

ma de 350°C. Esta edad,  $237,5 \pm 2,5$  Ma, resulta llamativamente similar a la edad de enfriamiento Rb-Sr en roca total del plutón Calvo de  $239,3 \pm 4,5$  Ma, aflorante como una corona en torno al Complejo Plutónico La Esperanza. Estas evidencias nos llevan a concluir que la edad K-Ar en biotita obtenida en una muestra asignada al plutón Donosa podría reflejar una edad secundaria producto de un recalentamiento del sistema asociado a la actividad magmática triásica inferior a media representada por el plutón Calvo, o bien corresponder a una verdadera edad de enfriamiento, de modo que el Granito Donosa podría representar un nivel de emplazamiento más profundo del mismo evento magmático que el Granito Calvo.

## CONCLUSIONES

Los granitos y granodioritas biotítico-anfibólicos de la Granodiorita Prieto y los granitos con biotita del Granito Donosa son parte de Complejo Plutónico La Esperanza, correlacionable con otros complejos plutónicos de edad permo-triásica aflorantes en el ámbito del Macizo Norpatagónico. Los resultados obtenidos a partir de edades de enfriamiento confirman que el evento térmico vinculado a este magmatismo fue de larga duración, y a priori pulsatorio, comenzando en el Pérmico temprano y extendiéndose hasta el Triásico medio. Las composiciones químicas de las biotitas de la Granodiorita Prieto caracterizan la naturaleza del magma como calcoalcalino, mientras que en el caso de las micas del Granito Donosa caracterizan una situación transicional con magmas de naturaleza calcoalcalina con mayor grado de peraluminosidad. Este rasgo es compatible con los valores  $\epsilon Nd$  obtenidos para ambas por Pankhurst *et al.* (2006) que indican una evolución temporal con mayor grado de participación de corteza continental en

la fuente que le da origen al magma. Las derivaciones obtenidas a partir del cálculo de temperatura y presión de emplazamiento de la Granodiorita Prieto revelan que la evolución magmática espacio temporal se habría iniciado con términos más primitivos e hipabisales (Granodiorita Prieto) y habría evolucionado a términos mucho más diferenciados y subvolcánicos (Granito Donosa). Esta evolución geoquímica es consistente con la que fue descrita para los términos iniciales del evento magmático Choiyoi (Llambías *et al.* 2003). Este evento ha sido interpretado como producto de un régimen extensional que se iniciaría a los 265 Ma y que posdata un evento de engrosamiento cortical (Kleiman y Japas 2009). Si esto fuera así, en el área de La Esperanza, donde hasta el momento no se han producido edades para rocas magmáticas afectadas por deformación tectónica, el comienzo de este ciclo magmático predataaría la edad propuesta para el inicio del ciclo Choiyoi.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por la Universidad de Buenos Aires UBACyT X 183 y por la Agencia Nacional de Promoción científica y Tecnológica PICT 1074 y es parte de la tesis de doctorado en desarrollo de C.M.D. Los autores desean agradecer a la Dra. Tibaldi y a la Dra. Remesal, a J. Sinton por la preparación de los cortes pulidos y al Dr. Xiaogang Xie por sus cuidadosas observaciones durante el uso de la microsonda de Louisiana State University. Al personal de INGEIS E. Llambías, N. Piperissa y G. Giordanengo por su colaboración en las tareas de campo y laboratorio.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abdel-Raman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87: 125-138.
- Anderson, J.L. y Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende

- barometer. *American Mineralogist* 80: 549-599.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos. Boletín del IGRM-SEGEMAR, 265: 105 p., Buenos Aires.
- Deer, W.A., Howie, A. y Zussman, J. 1986. An introduction to rock forming minerals. 17<sup>th</sup>. Longman Ltd, 528p.
- Hammarstrom, J.N. y Zen, E. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole- plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sison, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 284-296.
- 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., Mandarino, 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 Subcomitee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 220-243.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 243-257.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Tomezzoli, R.N. 2010. Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?. *Tectonophysics* 494: 118-137.
- Ludwig, K.R. 2000. ISOPLOT/Ex A geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication N°1a. Berkeley.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G. y Rapalini, A.E. 2010. Insights on the magnetic mineralogy of the Permian La Esperanza Plutonic Complex. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas I: 105-108, Río Cuarto.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi J.M. y Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, 301: 813-818.
- Neiva, A. 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and their biotites from Central Northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos* 14: 149-163.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. y Parica, C. 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 5: 321-325.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Sciences Reviews* 76: 235-257.
- Rapela, C.W. y Caminos, R. 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociencias* 17: 535-543.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos Eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 4-25.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Shabani, A.A.T., Lalondre, A.E. y Whalen, J.B. 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist* 41: 1381-1396.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. En: Bailey S.W. (ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy* 49: 1016-1030.
- Stussi, J.M. y Cuney, M. 1996. Nature of biotites from Alkaline, Calc-Alkaline and Peraluminous Magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment. *Journal of Petrology* 37: 1025-1029
- Wemmer, K. 1991. K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich-Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* 51: 1-61.
- Wones, D. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744-749.

Recibido: 20 de septiembre, 2012

Aceptado: 27 de diciembre, 2012