

# EL STOCK ÁLCALI-FELDESPÁTICO EL PILÓN (SIERRA BRAVA, LA RIOJA): UN EJEMPLO DE MAGMATISMO GRANÍTICO TURMALINÍFERO

Juan A. DAHLQUIST<sup>1,2</sup>, Fernando COLOMBO<sup>1,2</sup>, Juan A. MURRA<sup>1</sup>, Francisco LOCATI<sup>1</sup>, Pablo H. ALASINO<sup>2,3</sup>, Edgardo G. BALDO<sup>1</sup> y Sebastián O. VERDECCHIA<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> CICTERRA-CONICET-Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. E-Mails: jdahlquist@efn.uncor.edu, jmurra@com.uncor.edu

<sup>2</sup> Universidad Nacional de La Rioja, La Rioja.

<sup>3</sup> CRILAR-CONICET, Anillaco.

## RESUMEN

La turmalina es un mineral accesorio abundante en el *stock* El Pílon, emplazado discordantemente en el basamento metamórfico de Sierra Brava, formado por esquistos, gneises y migmatitas. También es un accesorio frecuente en las rocas metamórficas, concentrado en los planos de foliación. El *stock* El Pílon es un granito álcali-feldespático cuya asociación mineral es Mc - Pl ( $An \leq 1$  % molar) - Qtz con Bt - Ms - Tur  $\pm$  Opq  $\pm$  Zrn  $\pm$  Ap como fases accesorias primarias, y muscovita secundaria por alteración de biotita y plagioclasa. Estudios de petrografía y análisis de química mineral indican que la turmalina (chorlo) y parte de la muscovita cristalizaron a partir del magma que dio origen al *stock*. La química global del magma es típica de rocas graníticas peraluminosas (ISA = 1,23-1,29) con turmalina magmática, mostrando algunas características químicas similares a granitos tipo A (alto Ga, bajo CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, etc.). La baja concentración de los elementos LIL (promedio en ppm) tales como Ba (89), Sr (32) y la elevada concentración de Rb (464) y Cs (106) sugieren feldespatos ricos en ortosa en la fuente, involucrando la fusión parcial de metapelitas enriquecidas en muscovita, donde los feldespatos referidos son generados a partir de la reacción de desaparición de muscovita que culmina con la producción de pequeñas cantidades de fundidos. Así, el Ba, Sr y Eu (Eu/Eu\* = 0,33-0,42) son retenidos en la fuente, mientras que el Cs y el Rb se incorporan al fundido. Las rocas graníticas estudiadas podrían representar también la facies más diferenciada producida a partir de un magma padre peraluminoso.

Palabras clave: Sierras Pampeanas, peraluminoso, turmalina, geoquímica, química mineral.

**ABSTRACT:** *The El Pílon alkali-feldspar stock (Sierra Brava, La Rioja): an example of tourmaline granite magmatism.* Tourmaline is an abundant accessory mineral in the El Pílon stock, a body discordantly emplaced in schist, gneiss, and migmatites of the Sierra Brava basement. It is also a common accessory mineral in the metamorphic rocks, lying in foliation planes. The El Pílon stock is alkali-feldspar granite and the magmatic assemblage is Mc - Pl ( $An \leq 1$  % molar) - Qtz with Bt - Ms - Tur  $\pm$  Opq  $\pm$  Zrn  $\pm$  Ap as primary accessory minerals, and secondary muscovite after biotite and plagioclase. Petrography and mineral chemistry indicate that the tourmaline (schorl) and some muscovite crystallized from the parental magma of the stock. The chemical composition is typical of peraluminous granitic rocks (ASI = 1.23-1.29) with magmatic tourmaline, showing some chemical characteristic similar to A-type granite (high Ga/Al, low CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, etc.). Low concentrations of LIL elements (average in ppm) such as Ba (89), Sr (32) and the high concentrations of Rb (464) and Cs (106) suggest separation from orthoclase-rich feldspar in the source during partial melting of muscovite-rich metapelites, where the referred feldspar are generated by break-down of muscovite, with the production of a small amount of melt. Ba, Sr and Eu (Eu/Eu\* = 0.33-0.42) were retained in the source, while Cs and Rb were transferred to the melt. The studied granitic rocks could also represent a highly differentiated facies of a parental peraluminous magma.

Keywords: Sierras Pampeanas, peraluminous, tourmaline, geochemistry, mineral chemistry.

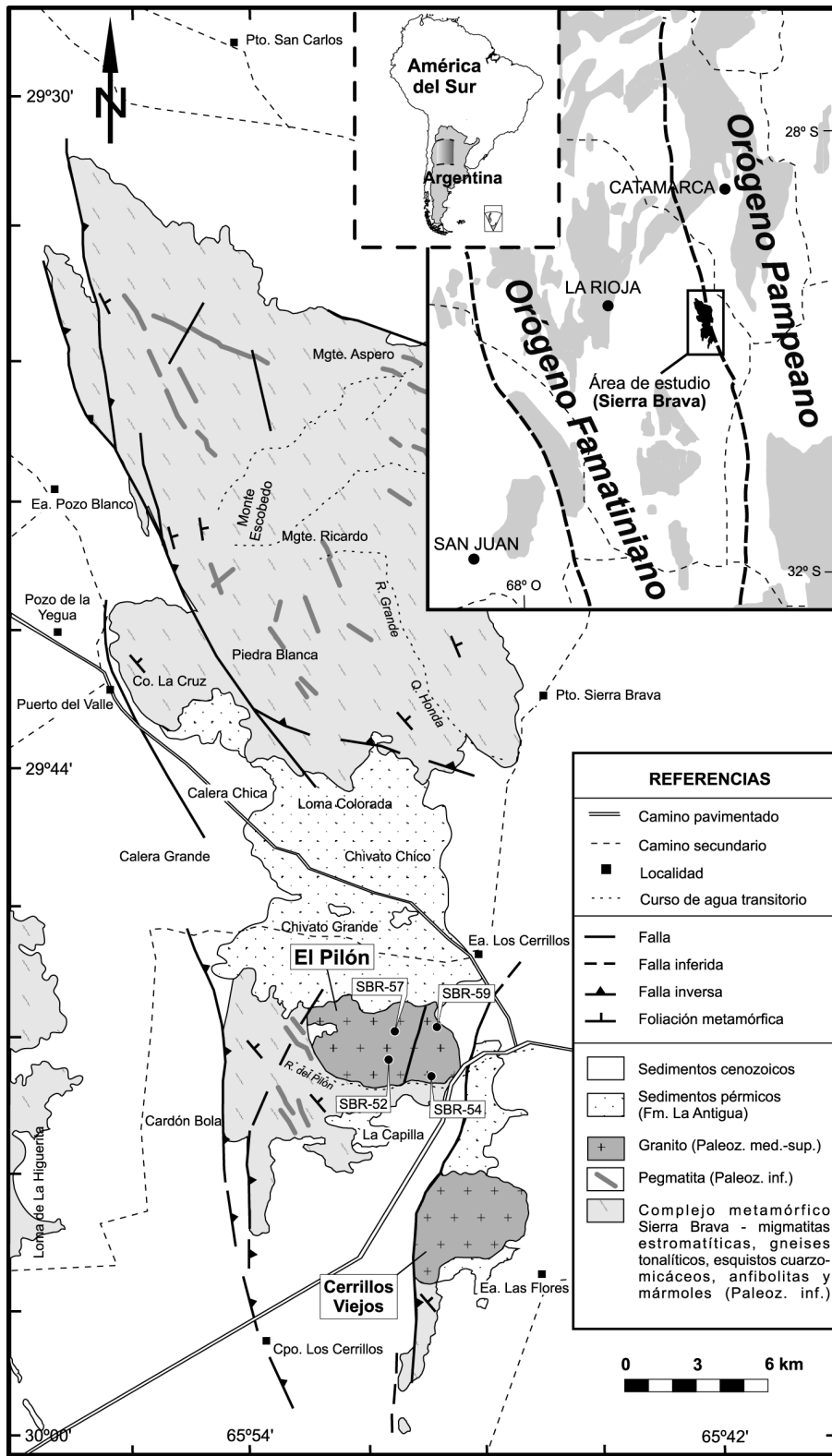
## INTRODUCCIÓN

La turmalina es un mineral accesorio común en granitoides de composición débil a fuertemente peraluminosa, así como también en pegmatitas donde constituye la fase portadora de B más frecuente. Es estable tanto en condiciones magmáticas (Béna-

rd *et al.* 1985, Dingwell *et al.* 1996 y referencias allí citadas, London 1999) como en ambientes *subsólidos* con presencia de fluidos hidrotermales (London y Manning 1995).

El B es un elemento de relevancia petrogénica por las modificaciones que provoca en las propiedades del fundido, principalmente por la disminución de su visco-

sidad (Dingwell *et al.* 1992) y temperatura del *solidus* (Pichavant 1981). En grandes cantidades provoca cambios en las relaciones de fases del fundido, pero en las concentraciones usualmente presentes en magmas este efecto es menor (Dingwell *et al.* 1996). El boro muestra una leve preferencia por la fase fluida en comparación con



**Figura 1:** Mapa geológico esquemático de las Sierras Pampeanas (entre 27° y 32° 30'LS) indicando el área de estudio, y mapa geológico simplificado de Sierra Brava (modificado de Miró *et al.* 2005). Se observa el basamento metamórfico y los stocks El Pílon y Cerrillos Viejos, respectivamente. En el mapa se han localizado las muestras con datos de geoquímica de roca total y química mineral (muestras SBR-52, 54, 57 y 59).

el fundido ( $K_d^{vapor/fundido} \sim 1$  a 2, London *et al.* 1988), y por lo tanto se concentra en los fluidos hidrotermales que se exsuelven en las etapas tardías de cristalización de magmas félsicos. Algunos yacimientos de Cu, Sn y W (y de manera subordinada Au, U, Pb y Zn) se relacionan con estos fluidos, y la turmalina puede ser un indicador de actividad hidrotermal fácilmente detectable (Fletcher 1977, So y Shelton 1983, Warnaars *et al.* 1985, Slack 1996, Sander-son *et al.* 2008). La relación Fe/Mg de la turmalina puede ser utilizada como guía prospectiva (Pirajno y Smithies 1992) al igual que su contenido en elementos trazas (Clarke *et al.* 1989, Galbraith *et al.* 2009). Por otro lado, la génesis de las rocas graníticas con turmalina ha sido muy estudiada, particularmente la cristalización de la turmalina, lo cual ha constituido un problema petrológico de relevante interés (por ej., Pichavant 1981, Pichavant y Manning 1984, London y Manning 1995, Nabelek y Barlett 1998, London 1999, Visona y Lombardo 2002, Wilke *et al.* 2002). Por lo tanto, los granitos que contienen cantidades importantes de B (evidenciadas por la presencia de turmalina primaria), son de interés tanto desde el punto de vista de su origen como por su potencial económico. En este trabajo se presentan estudios de campo, petrológicos, y también los primeros datos geoquímicos de un cuerpo granítico con turmalina conocido como granito El Pílon (Miró *et al.* 2005), el cual se encuentra emplazado en el basamento metamórfico de Sierra Brava (Fig. 1), localizada en el sector oriental de la provincia de La Rioja. También se presentan datos de química mineral de la turmalina y la muscovita con el objetivo de discutir su origen. En base a los datos presentados, se realiza la primera caracterización geoquímica del granito turmalínífero El Pílon y una discusión acerca de la petrogénesis del mismo.

**MARCO GEOLÓGICO**

La sierra Brava se encuentra dentro de lo que se conoce como provincia geológica de las Sierras Pampeanas de Argentina. Las Sierras Pampeanas consisten en bloques

de basamento cristalino pre-andino, localizados al este de la cordillera de los Andes entre las latitudes 26° y 33° S, que fueron elevados durante la orogénesis Andina desde el Cenozoico a la actualidad, como consecuencia de la segmentación de la placa oceánica de Nazca y de su subducción a muy bajo ángulo (entre las latitudes referidas), por debajo del margen continental pacífico (p. ej., Ramos *et al.* 2002). La exposición a nivel de erosión de las unidades del basamento de las Sierras Pampeanas, permite analizar los procesos de evolución cortical ocurridos en períodos pre-andinos. Específicamente, la sierra Brava forma parte de la faja oriental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos 1979). Se encuentra ubicada al suroeste de la sierra de Ancasti y al noreste del batolito de Los Llanos-Ulapes. Es un área con escasa información petrológica-geoquímica, y su estudio cobra interés a la hora de definir adecuadamente el límite entre los orógenos Pampeano y Famatiniano para la latitud de 29°30'S. Está constituida por rocas plutónicas y metamórficas, conformando una de las unidades de basamento más orientales de la provincia de La Rioja (Fig. 1). Sobre las unidades del basamento plutónico-metamórfico, se disponen en no conformidad sucesiones sedimentarias continentales (areniscas rojizas, limoarcilitas, tobas y conglomerados de la Formación La Antigua, Coira y Koukharsky 1970), asignada al Pérmico superior (Crisafulli y Lutz 2007). Los depósitos cenozoicos cubren gran parte de los afloramientos de esta región.

### El basamento metamórfico

Las rocas del basamento metamórfico conforman aproximadamente el 80 % de los afloramientos de la sierra Brava (Fig. 1). Sobre este basamento, las observaciones y descripciones de campo realizadas por Turner (1969), han sido en rasgos generales, las que han prevalecido hasta la actualidad. Coira y Koukharsky (1970), basándose en el trabajo del anterior autor, definen al basamento metamórfico como Formación Sierra Brava, incluyendo en esta unidad, a migmatitas, esquistos, anfíbolitas y

mármoles. Además, establecen que el metamorfismo principal se produce en facies de anfíbolita-almándino en función de las asociaciones minerales encontradas en las unidades de alto grado. Posteriormente, Miró *et al.* (2005) denominan a la Formación Sierra Brava como Complejo Metamórfico Sierra Brava. Por último, Miró y Gaido (2005) realizaron estudios orientados hacia las migmatitas estromatíticas del basamento, estableciendo una evolución metamórfica dividida en cuatro eventos. Aunque no se dispone de dataciones, según estos autores, el metamorfismo principal relacionado a la migmatización habría ocurrido durante el ciclo Famatiniano.

En el presente trabajo se realizó una caracterización de campo y petrográfica del basamento donde se emplazan los cuerpos plutónicos, que son el principal objeto de este estudio.

Para analizar el basamento se seleccionaron diferentes áreas de control en el sector occidental de la sierra Brava, diferenciándose esencialmente dos litologías predominantes: migmatitas y esquistos cuarzo-micáceos. En función de la escala de trabajo, en la cartografía realizada no se delimitaron ambas litologías. Las rocas migmatíticas son las que predominan, mientras que los esquistos se encuentran como septos o lentes alargados de aproximadamente 5 a 15 m de espesor por unos 20 a 50 m de longitud. En determinadas áreas diatexiticas se observan septos más pequeños (centimétricos) y de bordes redondeados. Los esquistos se reconocieron predominantemente en el sector más occidental de la sierra, precisamente sobre el bloque bajo, mientras que hacia el bloque elevado (hacia el este), las litologías predominantes son migmatitas estromatíticas y diatexiticas.

Las estromatitas muestran una alternancia centimétrica de leucosomas tonalíticos compuestos por Qtz - Pl ± Grt ± Bt ± Zrn (abreviaturas según Whitney y Evans 2010), que se alternan con bandas más oscuras compuestas por Bt - Pl - Qtz ± Grt ± Zrn (mesosoma). Entre ambos sectores se reconoce una delgada banda oscura compuesta esencialmente por Bt - Ap ± Grt ± Zrn (melanosoma). El leucosoma posee textu-

ra equigranular de grano medio (~2-4 mm), mientras que el mesosoma es una alternancia de bandas granoblásticas y lepidogranoblásticas de grano más fino (~0,5-1 mm). Los melanosomas muestran texturas decusadas de láminas de biotita de mayor tamaño que las del mesosoma (1-2 mm). La biotita está parcialmente retrogradada a clorita, y entre el melanosoma y el leucosoma se observa una zona de marcada alteración sericitica con epidoto, rutilo y turmalina. El granate se presenta como porfiroblastos de dimensiones milimétricas (algunos de hasta 1 cm) con inclusiones de biotita y cuarzo, encontrándose casi completamente reemplazados por un agregado de Chl - Ms - Ep - Opq.

Los esquistos presentan una foliación continua en los niveles de composición más pelíticos, y grosera en los más psamíticos (N320°/48° NE). Localmente se reconoce la subsecuente blástesis de motas de muscovita centimétricas (~1-2 cm) sin orientación particular. Por otra parte, es llamativa la presencia de cristales de turmalina en individuos prismáticos aislados o en grupos radiados, observables a simple vista y concentrados preferentemente en los planos de foliación de los esquistos.

La asociación principal reconocida es: Qtz - Bt - Pl, con Zrn - Ap y Opq como principales accesorios. Como minerales secundarios se observa muscovita, clorita, titanita y rutilo. Se observa en general una textura granolepidoblástica con alternancia de bandas biotíticas (~0,5-1 mm de espesor) con lentes cuarzo-plagioclásicos (~1 mm), estos últimos con una sericitización prácticamente total.

La asociación paragenética Grt + Bt y estructuras migmatíticas que sugieren fusión parcial del protolito, son coincidentes con los trabajos previos (Coira y Koukharsky 1970), que establecen que el metamorfismo alcanzó facies de anfíbolita-almándino. La formación de una nueva asociación mineral formada por clorita, muscovita y epidoto indica que con posterioridad al evento metamórfico principal, se desarrolló un evento de retrogradación en facies de esquistos verdes. Finalmente, la alteración sericitica y formación de turmalina podrí-

**CUADRO 1:** Proporciones modales (%) representativas de las rocas graníticas estudiadas del *stock* El Pilón

Muestra Facies	SBR-52 centro	SBR-54 borde
Qtz	31,9	31,7
Kfs	23,5	17,0
Pl	33,0	41,0
Bt	0,6	2,2
Ms*	9,6	5,1
Tur	1,2	2,9
Ap	0,2	0,0
Opq	0,0	0,1
Zr**	tr	0,0

Abreviaturas minerales tomadas de Whitney y Evans 2010. \*Muscovita primaria y secundaria. \*\*Reconocido usando microsonda de electrones. tr: trazas.

an vincularse a un evento tardío de alteración hidrotermal.

### Las rocas graníticas

Las rocas graníticas se localizan en el sector sur de la sierra Brava (Fig. 1) y están representadas por dos *stocks* de composición granítica: El Pilón y Cerrillos Viejos. Turner (1969) describió para la zona un solo afloramiento de composición granítica a tonalítica al que denominó granito Los Cerrillos (equivalente al cuerpo ubicado más al norte), mientras que el ubicado al sur fue definido como una anatexita. Posteriormente, ambos fueron redefinidos por Coira y Koukharsky (1970) como una única unidad denominada Granito del Pilón, diferenciando dos afloramientos principales en las localidades de Los Cerrillos y Cerrillos Viejos. Actualmente estos dos cuerpos se conocen como granito El Pilón (al norte) y Cerrillos Viejos (al sur) (Miró y Gaido 2005). Coira y Koukharsky (1970) reconocen para el granito El Pilón un contacto discordante con el basamento metamórfico y presencia de xenolitos de migmatitas de hasta 2 m de largo en las zonas de borde. El carácter discordante junto con la ausencia de metamorfismo de las rocas graníticas, llevó a considerar a las mismas como postectónicas. Los mismos autores mencionan que la intrusión de este cuerpo habría producido un metamorfismo de contacto representado por el crecimiento de porfi-

roblastos de granate y biotita en facies de hornfels hornbléndicos, tanto en las migmatitas de borde como en los xenolitos alojados en el granito. Se desconoce su edad de cristalización, pero estaría acotada entre la edad del metamorfismo principal (Cámbrico medio, orógeno Pampeano u Ordovícico inferior, orógeno Famatiniano) y la edad de las sucesiones sedimentarias de la Formación La Antigua, asignada al Pérmico superior (Crisafulli y Lutz 2007).

El *stock* El Pilón constituye un cuerpo granítico de forma aproximadamente elíptica con su eje máximo en sentido este-oeste y dimensiones de 3,5 por 6,5 km, mientras que el *stock* Cerrillos Viejos es de forma casi circular y posee 4 km de diámetro. La separación entre ambos es de ~4 km.

La asociación mineral principal es Mc - Pl - Qtz, con Bt - Tur - Ap - Opq como fases accesorias. Ambos cuerpos graníticos, si bien poseen algunas diferencias texturales (el plutón Cerrillos Viejos muestra localmente textura porfírica), probablemente se han formado a partir de fuentes y procesos similares, y las diferencias texturales referidas serían producto de variaciones físicas en el proceso de cristalización (Coira y Koukharsky 1970).

### METODOLOGÍA

Se realizaron estudios petrográficos y conteos modales sobre secciones delgadas representativas. Dos análisis geoquímicos fueron realizados en *Activation Laboratories* (Ontario, Canadá), siguiendo el código de procedimiento *4LiCoresearch*, con determinación de elementos mayoritarios usando ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectroscopy*), y elementos trazas con ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), respectivamente. Otros dos análisis químicos fueron realizados en el GeoAnalytical Lab, Universidad del Estado de Washington (UEW), usando un espectrómetro de fluorescencia de rayos X marca *ThermoARL*, siguiendo el procedimiento descrito por Johnson *et al.* (1999). La química mineral fue determinada utilizando una microsonda de electrones JEOL JXA 8500F *Hyperprobe* equipada con 5 es-

pectrómetros GeoAnalytical Lab (UEW), en la Escuela de Ciencias de la Tierra y el Ambiente, 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  $\mu\text{m}$ . Se usaron un programa ZAF y Phi-Rho-Z algoritmo (Armstrong 1988) *on-line*.

Los estudios de difracción de rayos X se realizaron con un equipo *Philips PANalytical X Pert Pro* (INFICQ-Universidad Nacional de Córdoba) con radiación Cu K obtenida a 40 kV y 40 mA.

### STOCK EL PILÓN

#### Descripción macroscópica y petrográfica

Este granito posee una textura equigranular de grano fino a medio (1-3 mm) e isótropa, aunque en algunos sectores es posible observar una foliación magmática N-S dada por la orientación preferencial de micas. La característica petrográfica distintiva es la presencia de cristales de turmalina que superan el centímetro de longitud y que permiten diferenciar dos facies: una pobre en turmalina localizada en el borde del *stock*, y otra hacia el centro, donde este borosilicato aparece en mayor proporción asociado a una marcada disminución del porcentaje modal de biotita (Cuadro 1). El *stock* El Pilón es un leucogranito de dos micas; la asociación mineral consiste en Pl - Mc - Qtz como constituyentes esenciales, y Bt - Tur - Ms - Opq - Ap  $\pm$  Zrn como fases accesorias. Los contenidos modales se presentan en el cuadro 1.

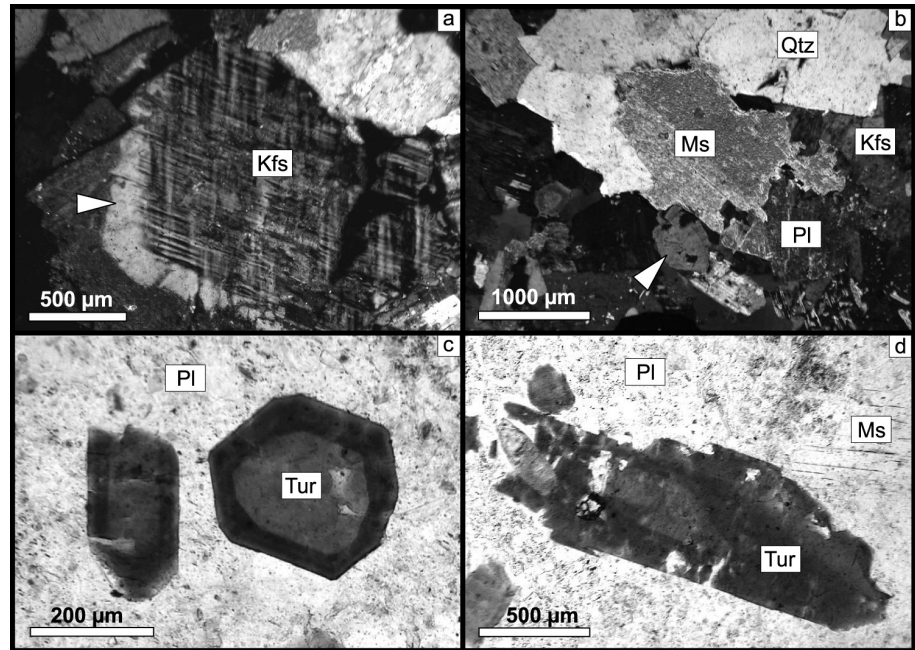
La plagioclasa se observa en dos variedades texturales; Pl1 forma cristales subhedrales a anhedrales, con maclas polisintéticas y zonación en parches o leve zonación concéntrica directa o normal. Las inclusiones minerales presentes son Qtz - Ap - Tur. La otra variedad, Pl2 se encuentra mayormente en cristales euhedrales, como inclusiones o en la matriz formando pequeños cristales entre los minerales de grano medio. Aunque los valores modales permiten clasificar al *stock* El Pilón como monzogranito (facies central) a granodiorita (facies de borde, diagrama QAP de Streckeisen 1976),

**CUADRO 2:** Análisis químicos representativos de plagioclasas en el *stock* El Pilón

Muestra Análisis	SBR-52		
	Plagioclasa 10		
Número análisis	159	160	161
Ubicación	Borde	Centro	Borde
SiO <sub>2</sub>	67,56	67,65	67,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,86	19,53	19,99
CaO	0,22	0,02	0,21
Na <sub>2</sub> O	12,34	12,59	12,58
K <sub>2</sub> O	0,16	0,11	0,15
Total	100,14	99,9	100,59
<b>Fórmula estructural basada en 32 oxígenos</b>			
Si	11,84	11,89	11,82
Al	4,10	4,04	4,11
Ca	0,04	0,00	0,04
Na	4,20	4,29	4,26
K	0,04	0,03	0,03
<b>% molar</b>			
Ab	98,20	99,30	98,30
An	1,00	0,10	0,90
Or	0,80	0,60	0,80

la composición fuertemente sódica de las plagioclasas magmáticas ( $An \leq 1$  % molar, Cuadro 2) conduce a clasificarlo como un granito álcali-feldespató. La composición de la plagioclasa se restringe al campo de la albíta, con contenidos molares de An entre 1 y 0,1 %, con muy leve decrecimiento de Na<sub>2</sub>O de núcleo a borde (12,59 a 12,34 %, Cuadro 2).

El feldespato alcalino es microclino, de grano medio a fino (éste último de ubicación intersticial), con maclas tipo tartán y textura pertítica (pertitas en venas) donde ocasionalmente se observan las porciones albíticas macladas. Son frecuentes las inclusiones de cuarzo, plagioclasa y turmalina. Algunos cristales (principalmente de grano medio) muestran bordes albíticos, denotando la elevada concentración de Na<sub>2</sub>O en el magma, como es evidenciado también por la presencia de las plagioclasas fuertemente sódicas referidas anteriormente (Fig. 2a). Las dimensiones de celda del microclino de la facies central son (en Å):  $a = 8,131(1)$ ,  $b = 12,782(2)$ ,  $c = 7,150(2)$ ,  $\alpha = 94,26(3)^\circ$ ,  $\beta = 116,58(2)^\circ$ ,  $\gamma = 87,71(2)^\circ$ ,  $V = 718,6(2) \text{ \AA}^3$ . De acuerdo a los valores calculados con las ecuaciones de Kroll y Ribbe (1987), posee una distribución ordenada de Al y Si en los sitios tetraédricos:



**Figura 2:** Fotomicrografías de minerales del *stock* El Pilón (a y b: polarizadores cruzados, c y d: polarizadores paralelos). a) Microclino con borde enriquecido en albíta (flecha blanca); b) muscovita primaria subhedral en contacto con cuarzo, plagioclasa, microclino y turmalina (flecha blanca); c) y d) individuos de turmalina con zonación cromática concéntrica (borde de color verde oscuro y centro verde claro); c) cristales de turmalina en sección basal (derecha) y longitudinal (izquierda) incluida en plagioclasa; d) sección longitudinal de un cristal de turmalina en contacto con plagioclasa y muscovita.

$t_{10} = 0,93$ ,  $t_{1m} = 0,04$ ,  $2 t_2 = 0,03$  (expresados en *apfu* de Al). Su triclinicidad es de 0,85 (ecuación de Goldschmidt y Laves 1954) ó de 0,87 (ecuación de McGregor y Ferguson 1989).

El cuarzo es anhedral, de grano medio - fino y ocasionalmente tiene inclusiones de plagioclasa y biotita. En ambos cuerpos (El Pilón y Cerrillos Viejos) el cuarzo presenta extinción ondulante hacia los bordes del cuerpo y homogénea a levemente ondulante en el centro (Coira y Koukharsky 1970).

Como minerales accesorios se observó biotita (entre 0,6 y 2,1 % modal), en su mayoría de grano fino, hábito tabular y pleocroica, de pardo claro al oscuro. Comúnmente está alterada a muscovita y óxidos de hierro. La muscovita es abundante (entre 5,0 y 9,6 % modal), y las observaciones petrográficas, siguiendo los criterios texturales de Miller *et al.* (1981), sugieren la presencia de muscovita primaria (Fig. 2b) y secundaria. Tres análisis químicos realizados sobre mus-

covitas (Cuadro 3) revelan que las mismas tienen bajos contenidos de MgO y están enriquecidas en FeO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O. Las dimensiones de celda de la muscovita primaria (politipo  $2M_1$ ) son (en Å):  $a = 5,191(1)$ ,  $b = 9,012(2)$ ,  $c = 20,042(1)$ ,  $\beta = 95,79(2)^\circ$ ,  $V = 932,8(3) \text{ \AA}^3$ . Se encuentran también cristales de muscovita que no reúnen las características texturales expuestas por Miller *et al.* (1981) y que por lo tanto son considerados secundarios, producidos por alteración de biotita y feldespatos. La turmalina (entre 1,2 y 2,8 % modal) se presenta distribuida de manera homogénea en la roca, como cristales en general euédricos (Fig. 2c, d) con hábito prismático columnar y sección basal hexagonal o triangular. Frecuentemente muestra zonación concéntrica, con núcleo gris celeste ( $\omega$ ) a pardo muy pálido ( $\epsilon$ ) y periferia verde oliva ( $\omega$ ) a pardo pálido ( $\epsilon$ ). Las dimensiones de celda de la turmalina son (en Å):  $a = 15,9608(8)$ ,  $c = 7,1583(5)$ ,  $V = 1579,3(2) \text{ \AA}^3$ , y su diagrama de difracción de rayos

**CUADRO 3:** Análisis químicos representativos de muscovitas en el *stock* El Pilón.

Muestra Análisis Número análisis Ubicación	SBR-52 Muscovita 7		
	170 Borde	171 Centro	172 Borde
SiO <sub>2</sub>	43,79	44,21	44,85
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,70	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,86	34,49	35,07
FeO	2,8	2,42	2,52
MnO	0,08	0,15	0,04
MgO	0,53	0,54	0,55
CaO	0,01	bld	bld
Na <sub>2</sub> O	0,86	0,75	0,74
K <sub>2</sub> O	10,12	10,10	10,21
F	0,62	0,70	0,54
Total	94,22	94,06	95,17
O_F	0,26	0,29	0,23
CTotal	93,96	93,77	94,94
<b>Fórmula estructural basada en 22 oxígenos</b>			
Si	6,00	6,06	6,06
Al <sup>IV</sup>	2,00	1,94	1,94
Suma T	8,00	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	3,63	3,62	3,64
Ti	0,06	0,07	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,28	0,29
Mn	0,01	0,02	0,01
Mg	0,11	0,11	0,11
Suma B	4,12	4,10	4,10
Ca	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,20	0,19
K	1,77	1,77	1,76
Suma A	2,00	1,96	1,95
CF	0,54	0,61	0,46
<hr/>			
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,75	0,72	0,72

bld: bajo límite de detección.

X muestra una mejor coincidencia con la ficha de referencia 01-085-1811, correspondiente a un término intermedio entre foitita y chorlo. La composición química de la turmalina es dada en el cuadro 4 y es discutida en el texto más adelante.

La apatita (0,2 % modal) posee hábito prismático o forma granos irregulares. Los minerales opacos son hallados en muy baja proporción modal con un tamaño de grano muy fino e incluidos en feldespatos y cuarzo.

Incluidos en muscovita y en turmalina se encuentran cristales de hasta 30 μm de una fase fuertemente radiactiva, que produce marcados halos pleocroicos en ambos minerales. Estos cristales pueden ser redondeados o alargados, presentan una sección

**CUADRO 4:** Análisis químicos representativos de turmalinas en el *stock* El Pilón.

Muestra Análisis Número análisis Ubicación	SBR-52					
	Turmalina 12		Turmalina 15			
	138	139	140	150	151	152
	Borde	Centro	Borde	Borde	Centro	Borde
SiO <sub>2</sub>	33,29	33,21	33,09	33,57	34,04	33,83
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,62	0,70	0,49	0,35	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,27	33,65	34,27	34,19	34,78	34,04
FeO	11,58	11,38	12,31	10,95	11,04	11,16
MgO	3,19	3,70	2,49	3,36	3,20	3,41
CaO	0,29	0,45	0,34	0,23	0,20	0,43
MnO	0,11	0,06	0,09	0,08	0,04	0,10
Na <sub>2</sub> O	2,00	1,99	1,83	1,82	1,84	2,03
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04
F	0,24	0,14	0,11	0,27	0,17	0,03
H <sub>2</sub> O*	3,39	3,47	3,48	3,41	3,50	3,56
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,16	10,24	10,23	10,26	10,37	10,36
Li <sub>2</sub> O*	0,05	0,00	0,04	0,02	0,05	0,11
Total	98,25	98,96	99,04	98,72	99,62	99,75
O F	0,10	0,06	0,05	0,11	0,07	0,01
Total*	98,15	98,90	99,00	98,61	99,54	99,73
<b>Fórmula estructural basada en 31 aniones</b>						
Si	5,69	5,64	5,62	5,69	5,70	5,68
Al	0,31	0,36	0,38	0,31	0,30	0,32
Suma T	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al (Z)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,40	0,37	0,49	0,51	0,57	0,41
Ti	0,08	0,08	0,09	0,06	0,04	0,08
Mg	0,81	0,94	0,63	0,85	0,80	0,85
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sub>2+</sub>	1,66	1,62	1,75	1,55	1,55	1,57
Li*	0,04	0,00	0,03	0,02	0,04	0,07
Suma Y	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,05	0,08	0,06	0,04	0,04	0,08
Na	0,66	0,65	0,60	0,60	0,60	0,66
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Vacancia en X	0,27	0,25	0,32	0,35	0,36	0,25
COH	3,87	3,92	3,94	3,86	3,91	3,98
CF	0,13	0,08	0,06	0,14	0,09	0,02
<hr/>						
Fe <sub>2+</sub> /(Fe <sub>2+</sub> +Mg)	0,67	0,63	0,74	0,65	0,66	0,65

\*El porcentaje en peso del B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O y Li<sub>2</sub>O es calculado por estequiometría; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu y Li = 15 - total (T+Z+Y). apfu = átomos por fórmula unidad.

cuadrada y son de color pardo claro. Posiblemente se trata de zircón, el cual fue también detectado mediante análisis de microsonda, aunque no se excluye la posibilidad de otras fases portadoras de actínidos como torita, monacita o xenotima.

#### Composición química de la turmalina

La composición química de la turmalina se puede representar como XY<sub>3</sub>Z<sub>6</sub>(T<sub>6</sub>O<sub>18</sub>)(BO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>V<sub>3</sub>W (Hawthorne y Henry 1999). En el cuadro 5 se pueden ver los elemen-

tos que ocupan los respectivos sitios cristalográficos de los términos extremos frecuentes en granitos.

Son posibles numerosas sustituciones (tanto de cationes como de aniones) hacia términos extremos no incluidos en el cuadro. Asimismo, algunos elementos (principalmente el Fe) pueden tener diferentes estados de oxidación. Por lo tanto, y debido a que los análisis se obtuvieron con microsonda de electrones, se hicieron los siguientes supuestos: 1) todo el Fe es divalente;

2) hay sólo 3 apfu de B; 3) el contenido de Li es igual a la diferencia entre 15 y  $\Sigma(T+Z+Y)$ ; 4) no hay desorden Al-Mg entre los sitios Z e Y.

Químicamente la turmalina del *stock* El Pilón es una solución sólida principalmente entre foitita, chorlo y dravita, aunque puede ser clasificada como chorlo (Fig. 3a, b). El sitio X está ocupado predominantemente por Na (Cuadro 4 y Fig. 3a, b) con una proporción importante de vacancias (hasta 0,428 apfu). Hay un déficit de Si en los sitios tetraédricos ( $5,61 < Si < 5,71$  apfu), lo que indica que estos sitios están además parcialmente ocupados por Al.

El sitio Z está totalmente ocupado por Al. En el sitio Y domina el  $Fe^{2+}$ , con cantidades menores de Mg, dando una relación  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  entre 0,63 y 0,74 (Cuadro 4 y Fig. 3b). Tanto el Ti como el Mn y el Li (calculado) se encuentran en baja concentración (hasta 0,09, 0,02 y 0,09 apfu, respectivamente).

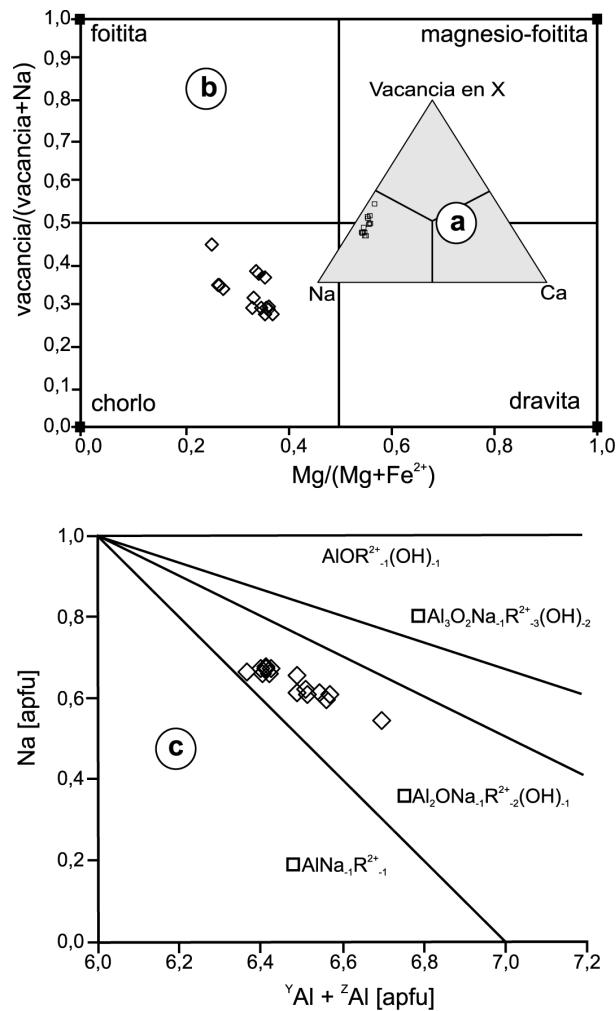
Al examinar la covariación de los elementos en el sitio Y, las únicas correlaciones significativas son las de los pares Ti-Ca (positiva) y Ti-Al (negativa). Asimismo el  $^YAl$  aumenta paralelamente a la relación  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ .

En muchas turmalinas graníticas es frecuente la presencia de cantidades importantes de F en el sitio W, llegando en algunos casos a dominar sobre el (OH) (Ertl *et al.* 2006 y referencias allí citadas). En los cristales del *stock* El Pilón, el F es relativamente bajo, con un máximo de 0,14 apfu. Partiendo del término extremo chorlo, se observa que las composiciones de los cristales analizados se ubican entre los vectores correspondientes a las sustituciones  $^X\Box^YAl^N Na_{-1}^Y R^{2+}_{-1}$ , que conduce a una composición deficiente en álcalis (tipo foitita), y  $^X\Box^Y Al_2^W O^N Na_{-1}^Y R^{2+}_{-2} (OH)_{-1}$ , que produce simultáneamente desprotonación y disminución de álcalis (tipo oxi-foitita) (Fig. 3c). La sustitución homovalente  $FeMg_{-1}$  es la más relevante entre los metales divalentes. Sin embargo, la covariación Fe-Mg es muy pobre, indicando que los esquemas que involucran estos elementos son más complejos.

Los análisis químicos obtenidos con micro-

**CUADRO 5:** Composición química de algunos de los términos extremos del grupo de la turmalina.

Sitio/Coordinación	chorlo	dravita	olenita	foitita
X/9	Na	Na	Na	vacancia ( $\Sigma$ )
Y/6	$Fe^{2+}_3$	$Mg_3$	$Al_3$	$Fe^{2+}2Al$
Z/6	$Al_6$	$Al_6$	$Al_6$	$Al_6$
T/4	$Si_6$	$Si_6$	$Si_6$	$Si_6$
V	$(OH)_3$	$(OH)_3$	$O_3$	$(OH)_3$
W	(OH)	(OH)	(OH)	(OH)



**Figura 3:** a) Diagrama ternario de clasificación de turmalinas basado en la ocupación del sitio X (Hawthorne y Henry 1999). Los análisis del *stock* El Pilón se ubican dentro del campo de las turmalinas sódicas en transición a las que tienen el sitio X dominado por vacancias; b) clasificación de la turmalina por su relación  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  y  $vacancia/(vacancia+Na)$ . Se trata de chorlo con solución sólida importante hacia dravita y foitita. En las esquinas del diagrama se indican los términos extremos; notar que los equivalentes oxidados ("oxi-chorlo", "oxi-foitita", etc.) corresponden al mismo lugar; c) vectores indicando algunos de los posibles esquemas de sustitución. Las variaciones químicas de la turmalina del *stock* El Pilón se pueden explicar por una combinación de las sustituciones  $\Box AlNa_{-1}R^{2+}_{-1}$  (donde  $R^{2+}$  es un catión divalente) y  $\Box Al_2ONa_{-1}R^{2+}_{-2}(OH)_{-1}$ .

sonda de electrones indican que no hay una zonación composicional sistemática que muestre una clara evolución entre el

núcleo y el borde de los cristales, o que permita correlacionar color con composición química. Probablemente un mecanis-

**CUADRO 6:** Análisis químicos representativos del *stock* El Pilón.

Muestra	SBR-52*	SBR-54*	SBR-57**	SBR-59**
Facies	Centro	Borde	Centro	Borde
<b>% en peso</b>				
SiO <sub>2</sub>	74,66	74,69	73,30	73,06
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,10	0,08	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	13,82	14,55	14,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	1,70	1,68		
FeO <sup>T</sup>			0,90	1,30
MnO	0,08	0,05	0,08	0,03
MgO	0,17	0,18	0,15	0,19
CaO	0,50	0,33	0,44	0,51
Na <sub>2</sub> O	3,14	2,74	3,80	3,23
K <sub>2</sub> O	4,53	5,17	4,42	4,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,36	0,37	0,38
LOI	0,64	0,82	0,77	1,00
Total	99,87	99,94	98,86	99,19
<b>ppm</b>				
Cs	125	142	101	55
Rb	498	486	484	386
Sr	26	30	27	43
Ba	61	87	63	143
La	5,14	6,11	6	13
Ce	11,7	13,8	12	31
Pr	1,51	1,75		
Nd	5,89	6,74	6	17
Sm	1,45	1,64		
Eu	0,159	0,218		
Gd	1,5	1,55		
Tb	0,32	0,33		
Dy	2,03	2,05		
Ho	0,33	0,34		
Er	0,94	0,98		
Tm	0,149	0,156		
Yb	0,92	0,98		
Lu	0,130	0,134		
U	6,96	3,25		
Th	3,75	4,65		
Y	10,5	10,9	8	17
Nb	30,3	28,3	31,5	25,9
Zr	49	63	37	74
Hf	1,8	2,1		
Ta	11,3	10,8		
Ga	22	21	23	21
ISA	1,27	1,29	1,23	1,24

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> y FeO<sup>T</sup>= El Fe total expresado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO, respectivamente. SBR = Sierra Brava. ISA: Índice de saturación en aluminio de Shand (1927). \*Utilizando ICP-OES y ICP-MS.

\*\*Utilizando espectrómetro de fluorescencia de rayos X. Para detalle metodológico de los análisis ver Metodología.

mo de transferencia de carga entre elementos con valencia variable (por ejemplo Fe, Mn y Ti) juega un rol importante en la coloración. London y Manning (1995), London *et al.* (1996) y London (1999) han concluido que la ausencia de zonación composicional a escala fina sugiere que se trata de turmalinas primarias. La composición química de la turmalina del *stock* El Pilón

sugiere un origen magmático para este material, siendo un término intermedio entre chorlo, (oxi)foitita y dravita, en consonancia con lo determinado por difracción de rayos X.

#### Geoquímica de roca total

Los elementos mayoritarios y trazas (Cuadro 6) se analizaron en cuatro muestras loca-

lizadas en el borde y núcleo del *stock* El Pilón, respectivamente (Fig. 1). En general, las dos facies no tienen diferencias significativas en los elementos mayoritarios y trazas analizados, si bien es de esperar que el contenido de B (no incluido en los análisis) deba ser más elevado en la facies central, enriquecida en Turmalina (Cuadro 1). *Elementos mayoritarios:* Los cuatro análisis químicos representativos revelan que se trata de rocas graníticas félsicas muy evolucionadas, con SiO<sub>2</sub> alto (73,10 y 74,69 en % peso), definiendo un rango composicional muy restringido. La suma (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) supera el 7,6 (en peso %). En el diagrama multicatiónico de de La Roche (1992) estas rocas se clasifican como monzogranitos, aunque la composición fuertemente sódica de las plagioclasas magmáticas (An ≤ 1 % molar) conducen a clasificarlo como un granito álcali-feldespático (Cuadro 2). El índice de saturación en aluminio (ISA) es elevado (ISA = 1,23-1,29, Cuadro 6), definiendo a estas rocas como peraluminosas. El contenido de CaO es bajo (0,33 y 0,51 en peso %), así como el contenido de TiO<sub>2</sub>, FeO<sup>T</sup> y MgO. Estos granitos álcali-feldespáticos están enriquecidos en FeO<sup>T</sup> en relación al MgO, produciendo elevadas relaciones [FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>+MgO)] = 0,86-0,90]. La composición química global es similar a la de otros granitos turmaliníferos reportados en la literatura geológica (p. ej., Pichavant y Manning 1984, Visona y Lombardo 2002, Alasino 2007). *Elementos traza:* El diagrama multielemental normalizado a manto primitivo revela marcadas anomalías negativas de Ba, Nb, Sr, Eu y Ti, y significativo enriquecimiento en Rb, Th, U y Pb (Fig. 4a). Estas características son indicativas de fraccionamiento de feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino) junto con óxidos de Ti y biotita, y/o la presencia de estos minerales como fases residuales en la región fuente. Anomalías positivas de U y P sugieren, respectivamente, la probable cristalización de apatita y algún mineral de U. A su vez, la relación U/Th > 1 (1,85, Cuadro 6) en la muestra SBR-52 sugiere la cristalización de minerales de U más que de algún mineral con U-Th (como por ej., mona-



cita). Los elementos LIL (*Large Ion Lithophile*) tienen valores altos, en especial el Cs (Cuadro 6 y Fig. 4a) que exhibe un fuerte enriquecimiento (muestras SBR-52 y 54, 125-142 ppm, 20.000 veces el valor del manto primitivo).

La concentración total de los elementos de las tierras raras es baja (32 a 37 ppm). Los patrones de tierras raras están ligeramente enriquecidos en tierras raras livianas ( $[La/Yb]_N = 3,7-4,2$ ). La significativa anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,33-0,42$ , Fig. 4b) indica la retención de este elemento en feldespatos, ya sea por cristalización fraccionada o directamente en la fuente del fundido.

El patrón de tierras raras es groseramente plano, con convexidades periódicas poco marcadas, mostrando una pronunciada anomalía negativa de Eu. El patrón multielemental y de tierras raras del *stock* El Pilón es muy similar a aquellos observados en otros granitos turmaliníferos (Fig. 4a, b) informados por Visona y Lombardo (2002), Alasino (2007), y Alasino *et al.* (2010). Algunos de sus rasgos químicos, tal como las altas relaciones Ga/Al y Fe/Mg, así como los bajos valores de Ca/Al y el patrón de REEs (*Rare Earth Elements*), son similares a los de granitos de tipo A emplazados en el ámbito de las Sierras Pampeanas (Fig. 5a y b) (Dahlquist *et al.* 2010). Sin embargo, el contenido total de REEs y otros elementos traza (por ej., Zr, Y) es más bajo que aquellos contenidos informados para los referidos granitos tipo A.

## DISCUSIÓN: PETROGÉNESIS DEL STOCK EL PILÓN

### Geoquímica de roca total

El *stock* El Pilón constituye un intrusivo peraluminoso ( $ISA = 1,23-1,29$ ) de naturaleza álcali-feldespática. Vale destacar que algunos granitos álcali-feldespáticos han sido considerados como granitos tipo A (e.g., Kwon *et al.* 1995, Bonin 2007). Como fue referido anteriormente, la composición química del *stock* El Pilón revela que ésta es muy similar a aquella observada en granitos tipo A, aunque no es típica de ellos. Recientemente, Dahlquist *et al.* (2010)

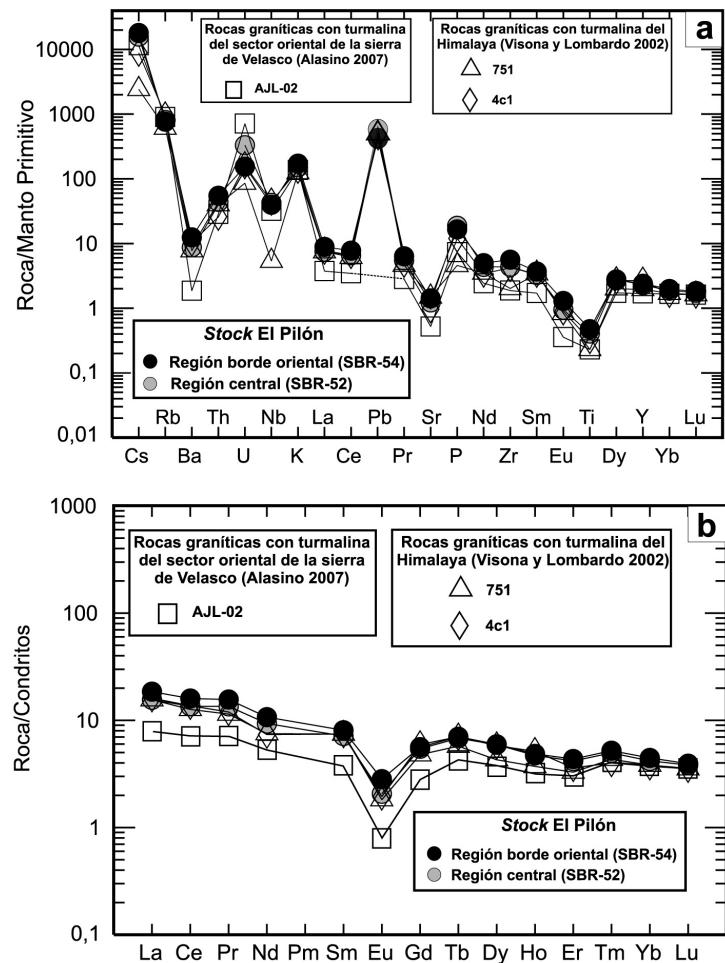
han concluido que los granitos tipo A son, esencialmente, el resultado de mezclas en proporciones variables entre la astenósfera y la corteza, y diferentes relaciones de mezclas conducen a diferentes subtipos de granitos tipo A. De esta manera, las características geoquímicas sugieren que el *stock* El Pilón podría ser considerado un subtipo de granito tipo A, formado en un ambiente extensional, con una fuente exclusivamente cortical.

Específicamente, este *stock* granítico, posee las características químicas típicas de magmas derivados de metapelitas compuestas mayoritariamente por cuarzo, muscovita, plagioclasa, biotita y algunos minerales máficos ( $\pm$  silicatos de Al). Los fundidos son peraluminosos, potásicos, ricos en si-

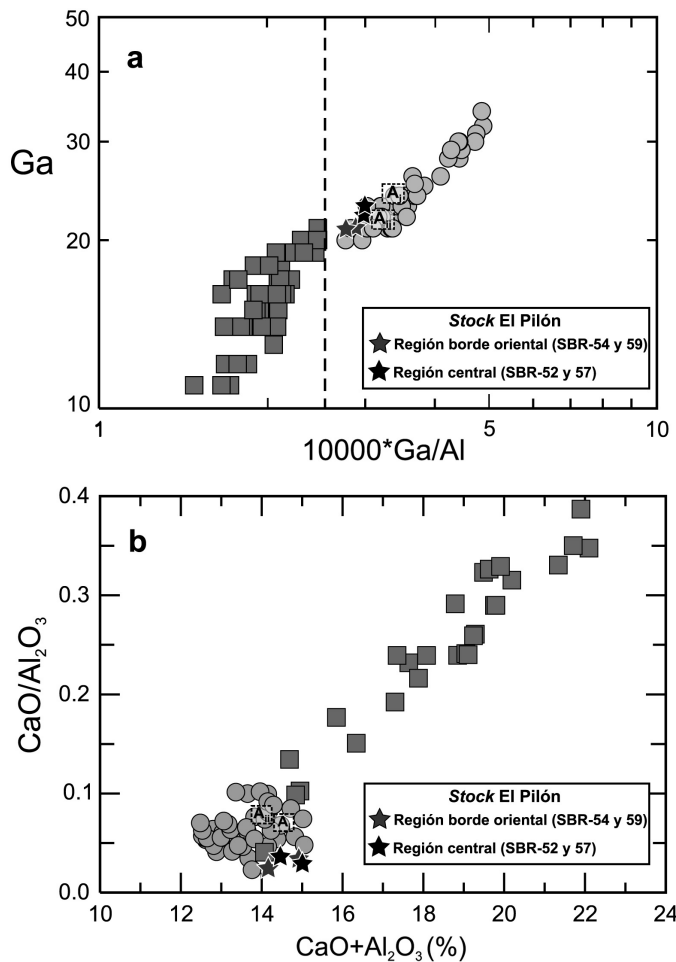
licio, con poco Ca, Fe, Mg y Ti, y una elevada relación Fe/(Fe+Mg) (London 2008). Los diagramas multielementales y los patrones de tierras raras normalizados a manto primitivo y condritos, respectivamente (Fig. 4a, b), muestran diferentes rasgos distintivos:

- (1) Los elementos LIL son considerablemente más elevados con relación al manto primitivo, sugiriendo una fuente cortical. Por otro lado, el elevado contenido de elementos LIL y, en particular el fuerte enriquecimiento en Cs, es un rasgo distintivo de rocas graníticas peraluminosas con turmalina derivadas de la fusión de metapelitas (London y Manning 1995, Icenhower y London 1996).

El patrón de tierras raras es groseramente



**Figura 4:** a y b) Diagrama multielemental y de tierras raras normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) y condritos (Nakamura 1974 y Boynton 1984), respectivamente. El patrón multielemental y de tierras raras es similar al de granitos turmaliníferos clásicos reportados en la literatura geológica.



**Figura 5:** Diagramas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ , y  $\text{Ga}$  mostrando las composiciones de los granitos tipo A de Sierras Pampeanas reportados por Dahlquist *et al.* (2010) (círculos llenos) y los granitoides calcoalcalinos famatinianos (cuadrados llenos). Para granitoides calcoalcalinos famatinianos el rango composicional de  $\text{SiO}_2$  es de tonalitas ( $\text{SiO}_2 = 60$  % peso) a monzogranitos ( $\text{SiO}_2 = 75$  % peso). Los datos químicos de los granitoides Famatinianos son de Dahlquist *et al.* (2005a, 2008). El límite discriminatorio de  $10.000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  para los granitos tipo A es de Whalen *et al.* (1987).  $\text{Ai}$  y  $\text{Aii}$  son un promedio de granitos tipo A reportados por Konopelko *et al.* (2007) y Chappell y White (1992), respectivamente.

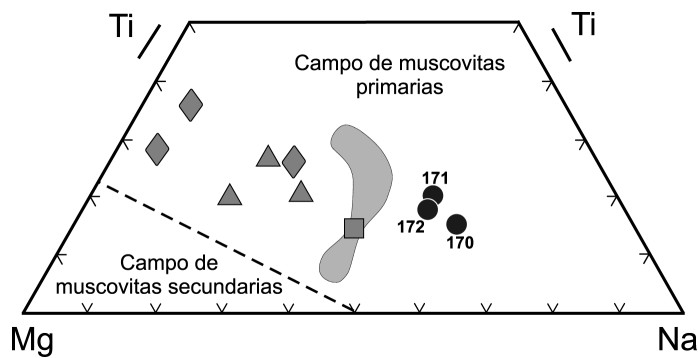
plano, con convexidades periódicas poco evidentes (fenómeno conocido como efecto tetrad, Bau 1996, Irber 1999, Monecke *et al.* 2002) y ligeramente enriquecido en tierras raras livianas. Además, se observa una marcada anomalía negativa de Eu que indica fraccionamiento de feldespatos o feldespato residual en la región fuente, los cuales jugaron un rol importante en la petrogénesis del magma. Si bien el granito presenta un aparente efecto tetrad (poco marcado), las relaciones de  $\text{Y}/\text{Ho}$  y  $\text{Zr}/\text{Hf}$  (27-30) se mantienen dentro del intervalo propio de los sistemas donde el comportamiento de estos elementos está controlado por la carga de los iones y su radio (Bau 1996). Esto a su vez sugiere que la participación de una fase fluida durante la cristalización del fundido fue de importancia secundaria.

(2) Las notables anomalías negativas de Ba, Sr y Ti en los diagramas multielementa-

les, también apoyan el rol relevante de los feldespatos y óxidos de Ti y/o biotita durante el proceso de diferenciación o fusión parcial. Concretamente, sugieren residuo en la fuente (o fraccionamiento) de feldespatos y óxidos de Ti y/o biotita. La derivación de los magmas graníticos con turmalina en base a datos experimentales, ha sido postulada por Icenhower y London (1996) como el resultado de la fusión de esquistos enriquecidos en muscovita que producen pequeñas fracciones de fundidos con enriquecimiento de Rb y Cs, y neofonnación de feldespatos ricos en ortosa que retienen el Ba y el Sr en la fuente (lo cual es aplicable al Eu también). Estudios geoquímicos e isotópicos sobre rocas graníticas con turmalinas y el basamento metamórfico circundante (Nabelek y Barlett 1998, Wilke *et al.* 2002), son consistentes con los datos experimentales indicando una fuente metasedimentaria para el origen de

magmas graníticos cuya composición resultante soporta la cristalización de turmalina (véase siguiente punto 3).

En nuestro país, los granitos con turmalina han sido reconocidos en varias localidades del NO, y los estudios de isótopos de B indican que este elemento ha sido reciclado del protolito metasedimentario (Kasemann *et al.* 2000). Sin embargo, una conclusión relevante de Wilke *et al.* (2002) es que la generación de un magma padre con una composición adecuada para la cristalización de turmalina no está necesariamente relacionada a una fuente enriquecida en B. Como se discute en el punto 3, la cristalización de turmalina es condicionada por la competencia de Fe y Mg durante la cristalización de este mineral y biotita. (3) La composición geoquímica global (incluyendo elementos mayoritarios y trazas) (Cuadro 6 y Fig. 4a, b) del stock El Pílon, es muy parecida a la composición de granitos turmaliníferos bien estudiados tales como los que aparecen en el Himalaya (Le Fort *et al.* 1987, Scaillet *et al.* 1990, Crawford y Windley 1990), el cinturón hercínico europeo (Macizo Central y Britania en Francia, NW español y Portugal, Pichavant y Manning 1984) y en Estados Unidos (Harney Peak, Nabelek *et al.* 1992, Nabelek y Barlett 1998, Wilke *et al.* 2002), sugiriendo que la química global del magma es típica de aquellas rocas graníticas a partir de las cuales cristaliza turmalina. En particular, Wilke *et al.* (2002) indican que la ausencia de minerales que compitan por el Fe y Mg con la turmalina permiten que la misma cristalice a partir de magmas con valores relativamente bajos de B ( $< 1\%$ ). En el stock El Pílon la biotita es el único mineral ferromagnesiano capaz de competir con la turmalina por el fraccionamiento de Fe y Mg. La escasa proporción de biotita en este stock (Cuadro 1) indica que la formación de turmalina no fue afectada por la cristalización de biotita. Por otro lado, la baja cantidad de  $\text{TiO}_2$  observada en rocas graníticas con turmalina (por ej. 0,02 a 0,07 %, Nabelek y Barlett 1998, Cuadro 1) ha sido notado por Wilke *et al.* (2002), quienes señalan que el contenido de Ti es relevante para la estabilización de



**Figura 6:** Composiciones de muscovitas proyectadas en el diagrama triangular Mg-Ti-Na (Miller *et al.* 1981). El campo gris es representativo de las muscovitas cristalizadas en el granito con cordierita de sierra de Chepes (Dahlquist *et al.* 2005b). Los rombos grises son representativos de muscovitas magmáticas en granitos con granate (Kebede *et al.* 2001). Los triángulos grises son composiciones de muscovitas primarias cristalizadas en diferentes facies del granito Peñón Rosado (Dahlquist *et al.* 2007). El cuadrado gris es un valor promedio (53 muestras) de muscovitas cristalizadas en granitos con andalucita (Clarke *et al.* 2005). Los círculos negros representan composiciones de las muscovitas del stock El Pilón.

encuentran considerablemente enriquecidas en FeO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O, y empobrecidas en MgO (< 1 %) y SiO<sub>2</sub> (< 45,5 %), en relación a las secundarias (datos de Miller *et al.* 1981, Clarke *et al.* 2005, Dahlquist *et al.* 2007). Las muscovitas consideradas primarias en el stock turmalínífero El Pilón tienen bajos contenidos de MgO, y sus relaciones Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) son similares a aquellas reportadas para muscovitas magmáticas (Dahlquist *et al.* 2007), sugiriendo un origen primario. Asimismo, en el diagrama de Miller *et al.* (1981) quedan proyectadas en el campo de las muscovitas primarias (Fig. 6).

### Posibles reacciones de generación de fundido

La abundancia relativa de elementos trazas sugiere que la fusión se produjo en facies de anfibolitas alta dentro del campo de estabilidad de la muscovita, con producción de feldespato potásico y en presencia de plagioclasa (progresivamente más cálcica) que permanece como restita. El Cs (concentrado en la muscovita) es incompatible en todos los minerales restíticos, por lo que se concentra en el fundido (Hart y Reid 1991). La descomposición de muscovita también libera grandes cantidades de Rb, aunque parte es retenido en el feldespato potásico peritético. El Na de la plagioclasa es transferido al fundido, por lo que se vuelve progresivamente más cálcica y retiene el Sr y Eu.

Algunas de las reacciones posibles (Kerrick 1972) son:

- (i) muscovita + albita + cuarzo + H<sub>2</sub>O = silicato de Al + fundido
- (ii) muscovita + albita + cuarzo = feldespato potásico + silicato de Al + fundido
- (iii) muscovita + cuarzo = feldespato potásico + silicato de Al + fundido

En ausencia de información sobre la trayectoria P-T seguida por el protolito, no se puede indicar cuáles reacciones se produjeron, o su secuencia (ver Kawakami 2001). Asimismo, las reacciones están fuertemente influenciadas por la actividad del H<sub>2</sub>O con desplazamiento hacia mayores temperaturas a medida que la  $\alpha$ (H<sub>2</sub>O) dismi-

la biotita, y en las rocas graníticas con turmalina la composición global del magma favorece ampliamente la cristalización de turmalina por sobre biotita. El bajo contenido TiO<sub>2</sub> en el stock El Pilón (0,09 a 0,14 %, Cuadro 6) sugiere fuertemente que la composición de este magma favoreció definitivamente la cristalización de turmalina sobre biotita. La mineralogía observada es consistente con este análisis, donde la facies central (TiO<sub>2</sub> = 0,08-0,09 %) se caracteriza por la presencia ampliamente dominante de turmalina, con biotita subordinada; y la facies de borde (TiO<sub>2</sub> = 0,10-0,14 %) por el incremento de biotita y disminución de turmalina (Cuadro 1 y 6).

(4) A nivel regional, el stock El Pilón tiene una composición similar a la facies Anjullón del plutón La Costa (Fig. 4a, b), un granito peraluminoso (ISA entre 1,19 y 1,42) de tipo S que aflora en el sector oriental de la sierra de Velasco (Alasino *et al.* 2010), y que también contiene turmalina como un accesorio característico.

De esta manera, el stock El pilón puede ser considerado como un granito tipo S, con algunos rasgos geoquímicos de granitos tipo A (Fig. 5a y b). En este sentido, los granitos turmalíníferos típicos citados en la literatura (por ej., *Harney Peak Granite*, Nabelek y Barlett 1998, granitos del Himalaya, Le Fort 1987) han sido considerados como el resultado de una fusión de metasedimentos en un ambiente de des-

compresión cortical o, en otras palabras, en un escenario tectónico con un régimen extensional dominante, aquel normalmente consensuado para la generación de granitos tipo A (Dahlquist *et al.* 2010 y referencias allí citadas). La afinidad composicional con granitos tipo A del stock álcali-feldespático El Pilón, lo vincularía, tentativamente, con el magmatismo tipo A desarrollado en Sierras Pampeanas durante el Carbonífero inferior (Dahlquist *et al.* 2010).

### Química mineral: turmalina y muscovita

La química mineral de las turmalinas sugiere que su origen es magmático. En este sentido, carecen de zonación composicional marcada y poseen valores relativamente elevados de Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) típicos de turmalinas cristalizadas en granitos biotíticos (~ 0,6-0,7) como aquellas reportadas por London y Manning (1995) y Alasino (2007). La presencia de muscovita en rocas graníticas siempre debe ser considerada con mucho cuidado, ya que la presencia de muscovita primaria contribuye significativamente a identificar un magma peraluminoso (Speer 1984). Como fue referido anteriormente, observaciones petrográficas considerando los criterios de Miller *et al.* (1981), sugieren la presencia de muscovitas primarias y secundarias. La mayoría de las muscovitas primarias (Cuadro 3) se

nuye.

En los metasedimentos de bajo grado, el B (cuya concentración suele oscilar entre 100 y 1000 ppm) se concentra especialmente en illita, glauconita, clorita y muscovita (Henry y Dutrow 1996). Nabelek y Barlett (1998), y Wilke *et al.* (2002) han demostrado, utilizando modelos matemáticos, que procesos de fusión parcial de metasedimentos, involucrando las reacciones (i) a (iii), producen magmas con composiciones adecuadas para la efectiva cristalización de turmalina y escasa cristalización de biotita, que favorece la precipitación de turmalina (aunque la fuente no esté saturada en B como fue indicado con anterioridad). Así, según esta concepción, la cristalización de turmalina es condicionada por la competencia de Fe y Mg durante la cristalización de este mineral y biotita.

Por otro lado, ha sido demostrado que la cristalización de turmalina ocurre normalmente en fundidos diferenciados tardíos que permiten la saturación del magma en B (p. ej., Pichavant y Manning 1984, London 1999, Nabelek y Barlett 1998). En estos casos, el B se sigue acumulando y es transferido a las soluciones hidrotermales, las cuales pueden causar turmalinización en las rocas encajonantes (London y Manning 1995, Wolf y London 1997).

En este sentido, debe destacarse que en Sierra Brava se han encontrado áreas de esquistos con abundante turmalina, la cual aparece en planos de foliación formando grupos radiados. Esto indica la infiltración de fluidos portadores de B, si bien resta por confirmar la relación directa entre estos fluidos y el *stock* El Pílon.

De esta manera, nuestros datos de geoquímica de roca total sugieren que la turmalina cristalizó a partir de un magma que pudo haber sido generado a partir de la fusión de metasedimentos, aunque las evidencias de campo referidas en el párrafo anterior sugieren que un enriquecimiento en B pudo haber ocurrido durante un proceso de diferenciación del magma padre peraluminoso original. Es probable que un excedente de B haya pasado a soluciones hidrotermales y, a partir de ellas, haya precipitado la turmalina observada en las

rocas metamórficas circundantes al *stock* El Pílon.

## CONCLUSIONES

- El granito El Pílon intruye al basamento metamórfico de Sierra Brava, el cual está formado principalmente por esquistos micáceos y migmatitas estromatíticas y diatexíticas. Este complejo ígneo-metamórfico está cubierto a su vez por sucesiones sedimentarias Pérmicas depositadas en no concordancia.

- El referido *stock* es un granito álcali-feldespático, peraluminoso, con algunos rasgos químicos propios de granitos tipo A, cuya asociación mineral principal está formada por Mc - Pl ( $An \leq 1\%$  molar) - Qtz con Bt - Ms - Tur - Opq  $\pm$  Zrn como fases accesorias primarias, y muscovita secundaria derivada de la alteración de esta paragénesis. La turmalina es la fase mineral accesoría distintiva en este *stock* granítico. Los estudios petrográficos y los datos de química mineral indican que la turmalina y parte de la muscovita cristalizaron a partir de un magma peraluminoso rico en B y empobrecido en Ti, que limitó la cristalización de biotita favoreciendo la cristalización de turmalina.

- La concentración de los elementos LIL tales como Ba, Sr, Rb y Cs es explicada como resultado de la fusión parcial de metapelitas enriquecidas en muscovita, donde feldespatos ricos en ortosa son generados a partir de la reacción de desaparición de muscovita que culmina con la generación de pequeñas cantidades de fundidos. El Ba, Sr y Eu son retenidos en la fuente, mientras que el Cs y el Rb se incorporan al magma padre peraluminoso. Por otra parte, no se descarta que las rocas graníticas estudiadas representen la facies más diferenciada producida a partir del magma padre peraluminoso referido.

## AGRADECIMIENTOS

Estos estudios fueron financiados mediante subsidios de SECyT - UNC 2008-2009 y PICT FONCyT BID 1728 N° 1009 y SECyT-UNLar, Exp. N° 7759/2008. Las

determinaciones de química mineral fueron realizadas por el Dr. Juan A. Dahlquist durante una estancia anual (2009-2010) en la *Washington State University (WSU)* la cual fue financiada con una Beca Externa otorgada por el CONICET. Las tareas de gabinete y laboratorio fueron realizadas en CICTERRA-CONICET-UNC y CRI-LAR-CONICET. Se agradece al Dr. Raúl E. Carbonio (INFIQC-UNC) por permitir el acceso al difractómetro y al Técnico Scotty Cornelius su asistencia en el uso de la microsonda de electrones de la *WSU*. Se agradece a la Dra. Mónica López de Luchilo los comentarios críticos realizados al manuscrito, los cuales mejoraron su calidad.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alasino, P. 2007. Geología, petrología y geoquímica de los granitoides Famatínianos ubicados en el sector occidental, y su comparación con el sector central, a los 29° de latitud sur del margen proto-andino de Gondwana, Sierras Pampeanas, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, (inédita), 578 p., Córdoba.
- Alasino, P., Dahlquist, J., Galindo, C., Casquet, C. y Saavedra, J. 2010. Andalusite and Na- and Li-rich cordierite in the La Costa pluton, Sierras Pampeanas, Argentina: textural and chemical evidence for a magmatic origin. *International Journal of Earth Science* 99: 1051-1065.
- 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*, 239-246, San Francisco.
- Bau, M. 1996. Controls on the fractionation of iso-valent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 323-333.
- Bénard, F., Moutou, O. y Pichavant, M. 1985. Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology* 93: 271-291.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Boynnton, W. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. En Henderson

- P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry. Developments in geochemistry 2: 63-114, Amsterdam.
- Caminos, R. 1979. Descripción geológica de las hojas 21f, sierra de las Minas y 21g, Ulapes. Servicio Geológico Nacional. Boletín 172, (inédito), 56 p., Buenos Aires.
- 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.
- Clarke, D.B., Reardon, N.C., Chatterjee, A.K., y de Gregoire, D.C. 1989. Tourmaline Compositions as a Guide to Mineral Exploration: A Reconnaissance Study from Nova Scotia Using Discriminant Function Analysis. Economic Geology 84: 1921-1935.
- Clarke, D., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., el Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R., Kontak, D., Koller, F., Gomes, C., London, D., Morgan Vi, G., Neves, L., Pattison, D., Pereira, A., Pichavant, M., Rapela, C., Renno, A., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A., Toselli, A., Ugidios, J., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D., Williamson, B. y Woodard, H. 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. Journal of Petrology 46: 441-472.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 1970. Geología y petrología de la Sierra Brava, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(4): 444-466.
- Crawford, M. y Windley, B. 1990. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research 44: 1-19.
- Crisafulli, A. y Lutz, A. 2007. Eoguptoxyylon antiqua nov. gen et sp. (Pteridospermae) del Pérmico Superior (Formación La Antigua), provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 44: 197-204.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J. y Alasino, P.H. 2005a. 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. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8: 87-108.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W. y Baldo, E.G. 2005b. Cordierite bearing S-Type granitoids in the Sierra de Chepes (Sierras Pampeanas): petrogenetic implications. Journal South American Earth Sciences. 20: 231-251.
- Dahlquist, J., Galindo, C., Pankhurst, R., Rapela, C., Alasino, P., Saavedra, J. y Fanning, C. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. Lithos 95: 177-207.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., Saavedra, J. y Baldo, E. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. Geologica Acta 6: 319-333.
- 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.
- de La Roche, H. 1992. Un homologue cationique du triangle Q-A-P (quartz-feldspath alcalin-plagioclase), figure majeure de la pétrologie des roches plutoniques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 315, Serie 2: 1687-1693, Paris.
- Dingwell, D., Knoche, R., Webb, S. y Pichavant, M. 1992. The effect of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on the viscosity of haplogranitic liquids. American Mineralogist 77: 457-461.
- Dingwell, D., Pichavant, M. y Holtz, F. 1996. Experimental studies of boron in granitic melts. En Grew, E. y Anovitz, L. (eds.) Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy 330-385, Washington D.C.
- Ertl, A., Kolitsch, U., Prowatke, S., Dyar, M.D. y Henry, D.J. 2006. The F-analogue of schorl from Grasstein, Trentino-South Tyrol, Italy: crystal structure and chemistry. European Journal of Mineralogy 18: 583-588.
- Fletcher, C. 1977. The geology, mineralization and alteration of Ilkwang Mine, Republic of Korea; a Cu-W-bearing tourmaline breccia pipe. Economic Geology 72: 753-769.
- Galbraith, C., Clarke, D., Trumbull, R. y Wiedenbeck, M. 2009. Assessment of Tourmaline Compositions as an Indicator of Emerald Mineralization at the Tsa da Glisza Prospect, Yukon Territory, Canada. Economic Geology 104: 713-731.
- Goldsmith, J.R. y Laves, F. 1954. Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochimica et Cosmochimica Acta 6: 100-118.
- Hart, S. y Reid, M. 1991. Rb/Cs fractionation: a link between granulite metamorphism and the S-process. Geochimica et Cosmochimica Acta 55: 2379-2383.
- Henry, D. y Dutrow, B. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrological applications. En Grew, E. S. y Anovitz, L.M. (eds.) Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy, 503-557, Washington, D.C.
- Hawthorne, F.C. y Henry, D.J. 1999. Classification of minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy 11: 201-215.
- Icenhower, J. y London, D. 1996. Experimental partitioning of Rb, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. American Mineralogist 81: 719-734.
- Irber, W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochimica et Cosmochimica Acta 63: 489-508.
- 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 Li-tetraborate fused bead. Advances in X-ray Analysis 41: 843-867.
- Kasemann, S., Erzinger, J. y Franz, G. 2000. Boron recycling in the continental crust of the Central Andes from the Palaeozoic to Mesozoic, NW Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 328-343.
- Kawakami, T. 2001. Boron depletion controlled by the breakdown of tourmaline in the migmatite zone of the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, southwestern Japan. The Canadian Mineralogist 39: 1529-1546.
- Kebede, T., Koeberl, C., y Koller, F., 2001. Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two-mica granite, Wallagga area, western Ethiopia. Journal African Earth Sciences 32: 193-221.
- Kerrick, D. 1972. Experimental determination of muscovite + quartz stability with PH<sub>2</sub>O < Ptotal. American Journal of Science 272: 946-958.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Eklund, O. y Belyatsky, B. 2007. Hercynian postcolli-

- sional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos* 97: 140-160.
- Kroll, H. y Ribbe, P. 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: A review. *American Mineralogist* 72: 491-506.
- Kwon, S.-T., Shin, K.B., Park, H.K. y Mertzman, S.A. 1995. Geochemistry of the Kwanaksan alkali feldspar granite: A-type granite. *The Journal of the Petrological Society of Korea* 4: 31-48.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S., Upreti, B. y Vidal, P. 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134: 39-57.
- London, D. 1999. Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *European Journal of Mineralogy* 11: 253-262.
- London, D. 2008. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 10, 347 p.
- London, D., Hervig, R. y Morgan, G. 1988. Melt-vapor solubilities and element partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 360-373.
- London, D. y Manning, D. 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- London, D., Morgan, V.G. y Wolf, M. 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. En Grew, E. y Anovitz, L. (eds.) *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. The Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*: 299-330, Washington, D.C.
- McGregor, C.R. y Ferguson, R.B. 1989. Characterization of phases and twins in alkali feldspars by the X-ray precession technique. *The Canadian Mineralogist* 27: 457-482.
- Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L. y Dollase, W. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Miró, R., Gaido, M., Candiani, C. y Aimar, C. 2005. Hoja geológica 2966-IV, Recreo. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 360, 83 p., Buenos Aires.
- Miró, R. y Gaido, M. 2005. Las estromatitas del complejo metamórfico sierra Brava, La Rioja, Argentina. En Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hüinicken, M.A., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds) *Simpósio Bodenbender. INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 19: 187-198, Tucumán.
- Monecke, T., Kempe, U., Monecke, J., Sala, M. y Wolf, D. 2002. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with applications to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 1185-1196.
- Nabelek, P., Russ-Nabelek, C. y Denison, J. 1992. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak Leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: Petrologic and geochemical constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 173-191.
- Nabelek, P.I. y Barlett, C.D. 1998. Petrologic and geochemical links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks. *Lithos* 45: 71-85.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous an ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-773.
- Pichavant, M. 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapor pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76: 430-439.
- Pichavant, M. y Manning, D. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35: 31-50.
- Pirajno, F. y Smithies, R. 1992. The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 42: 371-381.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Sanderson, D., Roberts, S., Gumiel, P. y Greenfield, C. 2008. Quantitative Analysis of Tin- and Tungsten-Bearing Sheeted Vein Systems. *Economic Geology* 103: 1043-1056.
- Scaillet, B., France-Lanord, C. y Le Fort, P. 1990. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 163-188.
- Shand, S.J., 1927. *The eruptive rocks*. John Wiley, 360 p., New York.
- Slack, J. 1996. Tourmaline associations in hydrothermal ore deposits. En Grew, E. y Anovitz, L. (eds.) *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. The Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*: 559-643, Washington, D.C.
- So, C. y Shelton, K. 1983. A sulfur isotopic and fluid inclusion study of the Cu-W bearing tourmaline breccia pipe, Ilkwang Mine, Republic of Korea. *Economic Geology* 78: 326-332.
- Speer, J. 1984. Micas in igneous rocks. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 13: 357-368.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-33.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En Saunders, A. y Norry, M. (eds.) *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society, Special Publication 42: 313-345, London.
- Turner, J. 1969. Esbozo geológico de la sierra Brava (Provincia de La Rioja). 4° Jornadas Geológicas Argentinas, *Actas* 1: 525-541, Mendoza.
- Visona, D. y Lombardo, B. 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). *Himalayan leucogranites genesis by isobaric heating?* *Lithos* 62: 125-150.
- Warnaars, F., Holmgren, C. y Barassi, S. 1985. Porphyry Copper and Tourmaline Breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. *Economic Geology* 80: 1544-1565.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilke, M., Nabelek, P.I. y Glascock, M.D. 2002. B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: Implications for the origin of leucogranitic magmas. *American Mineralogist* 87: 491-500.
- Wolf, M. y London, D. 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 12-30.

Recibido: 26 de noviembre, 2009

Aceptado: 10 de agosto, 2010