

STOCK MONZOGRAFÍTICO EL CHORRO (SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA): UN EJEMPLO DE MAGMATISMO TIPO S CON GRANATE ÍGNEO

Juan A. DAHLQUIST^{1,2}, Carlos W. RAPELA³, Edgardo G. BALDO¹, Juan A. MURRA¹, Pablo H. ALASINO^{4,2} y Fernando COLOMBO^{1,2}

¹ CICTERRA, CONICET - Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. E-mail: jdahlquist@efn.uncor.edu

² Universidad Nacional de La Rioja, La Rioja.

³ CIG, CONICET - Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

⁴ CRILAR, CONICET, La Rioja.

RESUMEN

Las rocas graníticas ordovícicas de la sierra de Ancasti representan uno de los afloramientos más orientales del cinturón orogénico famatiniano de Sierras Pampeanas. Se describe un pequeño stock granítico (denominado El Chorro) cuyo rasgo distintivo es la presencia de granate. Aunque el granate es un mineral accesorio poco común en rocas ígneas, su presencia es petrologicamente significativa. El Chorro es un monzogranito tipo S que contiene una inusual cantidad de granate magmático (2,8 % modal). Estudios combinados de petrología, química mineral y de geoquímica de roca total sugieren que se trata de un magma peraluminoso generado por la fusión parcial de rocas metasedimentarias, con la subsecuente formación de granate durante la cristalización. Los estudios realizados muestran que el granate cristalizó en equilibrio con otras fases minerales como biotita y muscovita. Cálculos geotermobarométricos revelan una temperatura de cristalización de 710-716 °C y una presión de $3,8 \pm 0,8$ kbar, indicando que el magma fue emplazado en la corteza media (~ 14 km) con temperaturas de cristalización magmáticas medias a bajas.

Palabras clave: *Granate, geoquímica de roca total, química mineral, geotermobarometría.*

ABSTRACT

The El Chorro monzogranitic stock (Sierra de Ancasti, Catamarca): An example of S-type magmatism with igneous garnet.

The Ordovician granitic rocks of the Sierra de Ancasti represent one of the easternmost outcrops of the Famatinian orogenic belt of the Sierras Pampeanas. We report and describe a small granitic stock (named El Chorro) with distinctive garnet presence. Although the garnet is an uncommon accessory mineral, in igneous rocks is petrologically significant. El Chorro is an S-type monzogranite that contains an unusual amount of magmatic garnet (2.8 % modal). Combined petrology, chemistry/mineralogy and whole-rock geochemistry indicates that the magma was produced by partial melting of metasedimentary rocks with garnet and muscovite occurring throughout the crystallization. Our studies reveal that garnet formed by direct crystallization from peraluminous magma in equilibrium with mineral phases such as biotite and muscovite. Geothermobaric calculations reveal a crystallization temperature of 710-716 °C and a pressure of 3.8 ± 0.8 kbar, indicating that the magma was emplaced at middle crustal depths (~ 14 km) at moderate to low magmatic temperature conditions.

Keywords: *Garnet, whole-rock geochemistry, chemistry mineral, geothermobarometry.*

INTRODUCCIÓN

El granate de origen ígneo se presenta mayormente en pegmatitas y aplitas (p. ej., Leake 1967, Manning 1983, Deer *et al.* 1992), aunque su presencia ha sido también informada en rocas graníticas peraluminosas félsicas a muy félsicas (es decir, $\text{SiO}_2 \geq 70$ %, p. ej., Leake 1967, Allan y Clarke 1981, Miller y Stoddard 1981, du

Bray 1988, Hogan 1996, Kebede *et al.* 2001). Cuando se demuestra que el origen del granate es magmático, su importancia es de relevancia, pues contribuye a definir el proceso petrogenético de la roca ígnea que lo hospeda (du Bray 1988, Dahlquist *et al.* 2007 y referencias allí citadas) y es, al mismo tiempo, un mineral muy utilizado en cálculos geotermobarométricos.

En este trabajo se presentan datos de petrografía, química mineral y química de roca total, incluyendo elementos mayoritarios y trazas, junto con cálculos de presión y temperatura, para un monzogranito denominado El Chorro, un pequeño *stock* ubicado en el sector sur-occidental de la sierra de Ancasti, y que tiene la característica de contener granate ígneo de manera relativamente abundante (2,8 %

modal). Nuestros estudios se focalizan en discutir el origen de la asociación magmática, en particular la del granate y la muscovita, cuyos orígenes ígneos revelan la generación de fundidos saturados en Al que son producidos por fusión de material cortical metasedimentario.

La presencia de granitoides metaluminosos tipo I, asociados a cuerpos graníticos menores definidos como granitos tipo S en el Ordovícico Inferior-Medio, ha sido descrita en diferentes lugares de las Sierras Pampeanas (Pankhurst *et al.* 1998, 2000, Dahlquist *et al.* 2005a, 2007), y parece ser un rasgo distintivo de la orogenia Famatiniana. Esta asociación se repite en el sector centro-sur de la sierra de Ancasti, donde afloran típicos complejos graníticos metaluminosos (p. ej., Las Cañadas y La Majada, Reissinger 1983, Cisterna 2003) de edad ordovícica inferior-media (Rapela *et al.* 2005), por lo cual, asumimos de manera tentativa, una edad ordovícica para este stock con filiación de granito tipo S.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Ancasti se encuentra en el sector sureste de la provincia de Catamarca (Fig. 1), y está formada por tres dominios metamórficos. El flanco oriental está compuesto de paragneises y migmatitas (Miembro El Jumeal del Complejo Sierra Brava), mármoles, esquistos y anfibolitas (Miembro La Calera del Complejo Sierra Brava, Aceñolaza y Toselli 1977, Willner 1983a). El sector central está mayormente formado por esquistos bandeados de la Formación Ancasti (Aceñolaza y Toselli 1977, Willner 1983a). Estas rocas definen una secuencia continua de 10-11 km, con una foliación regional de rumbo NNO y buzamiento de 50-70° E. Los esquistos registran un metamorfismo M-1 de baja presión (Ms + Bt + And + Crd, abreviaturas minerales según Kretz 1983) al que se le sobrepone un evento sindeformacional M-2 de grado medio (Willner 1983b, Baldo *et al.* 2008). El metamorfismo M-1 es asignado a la orogenia Pampeana basado en una isó-

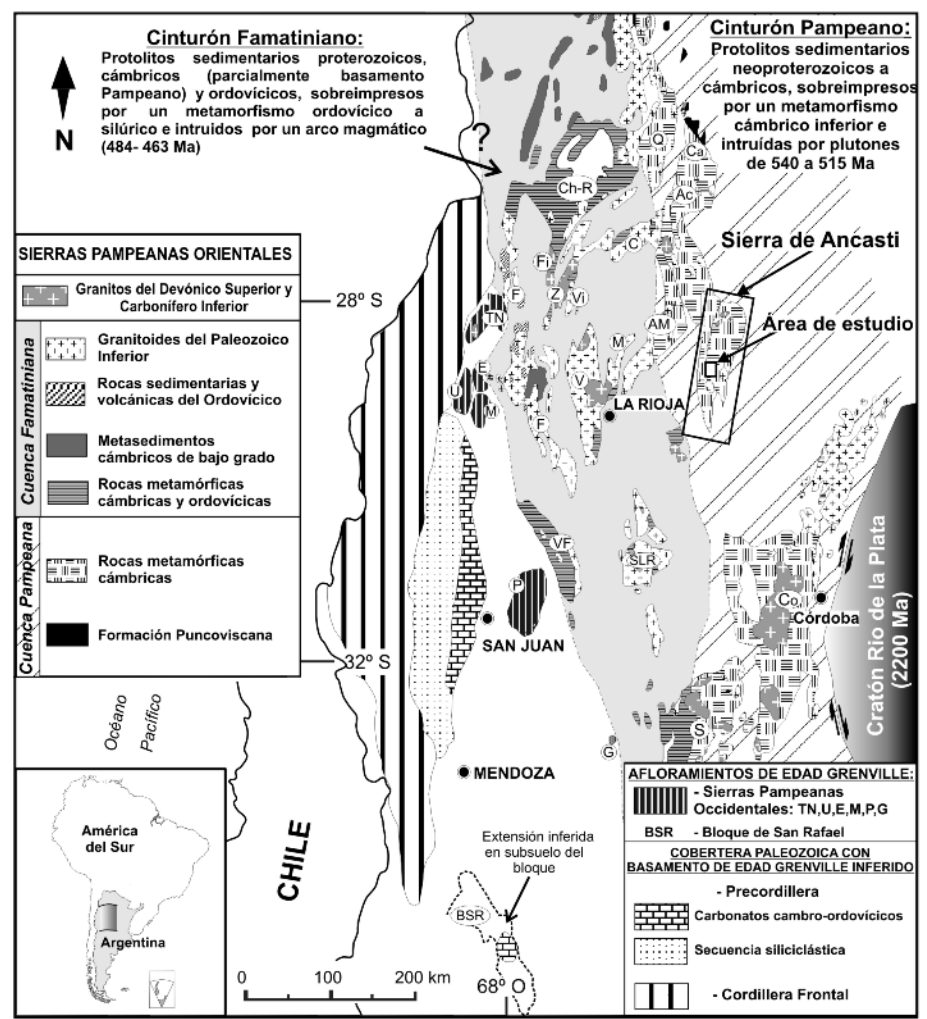


Figura 1: Localización de la sierra de Ancasti en el contexto regional de las Sierras Pampeanas (modificado de Rapela *et al.* 2009). El rectángulo señala el área de estudio. Las principales sierras son: (Q) Quilmes, (Ch-R) Chango Real, (Ca) Calchaquíes, (Ac) Aconquija, (C) Capillitas, (Fi) Fiambalá, (Z) Zapata, (Vi) Vinquis, (A) Ancasti, (V) Velasco, (M) Mazán, (F) Famatina, (TN) Toro Negro, (U) Umango, (M) Maz, (E) Espinal, (P) Pie de Palo, (VF) Valle Fértil, (SLR) serranías del sureste de La Rioja (incluyendo Los Llanos, Chepes y Ulapes), (Co) Córdoba, (S) San Luis, (G) El Gigante.

crona mineral Rb-Sr que produce una edad de 524 ± 28 Ma (Knüver 1983). Niveles de calcosilicatos formados por Hbl + Grt + Ep + Pl + Qtz + Cal se encuentran interdigitados en los esquistos. En el flanco occidental de la sierra, los metasedimentos de la Formación Ancasti progradan a gneises y migmatitas con Crd + Bt + Sil + Kfs \pm Grt. Las rocas gnéissicas y las migmatitas fueron denominadas por Willner (1983a) como Formación El Portezuelo. Rocas graníticas de edad ordovícica y pegmatitas con turmalina y berilo se encuen-

tran emplazados en el basamento del complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti. Reissinger (1983) presenta datos de petrografía, geoquímica, isotopía y geocronología Rb-Sr de diferentes rocas graníticas de la sierra de Ancasti. En la región central, donde afloran los complejos graníticos de Las Cañadas y La Majada (Fig. 2), el referido autor describió una asociación de dioritas cuarzosas y granodioritas con anfíbol-biotita, las cuales son consideradas genéticamente relacionadas, aunque no propone un modelo específico para explicar su génesis.

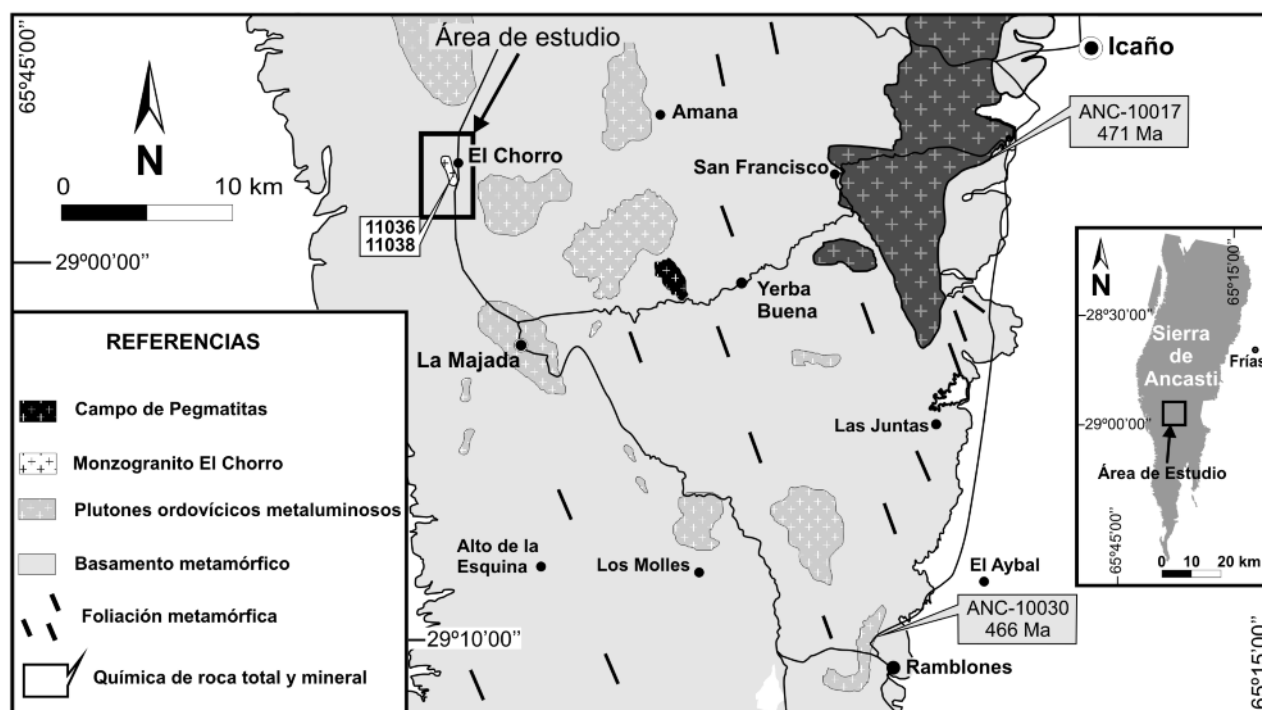


Figura 2: Mapa geológico simplificado del sector central de la sierra de Ancasti. El stock El Chorro es señalado con un rectángulo. Las dimensiones del stock han sido exageradas para su visualización en el mapa. Las muestras incluidas en los cuadros 1 y 2 son señaladas en el mapa. ANC-10017 es un monzogranito del complejo granítico Las Cañadas con una edad U-Pb SHRIMP en circón de 471 ± 5 Ma, y ANC-10030 es una diorita cuarzosa de 466 ± 5 Ma (Rapela *et al.* 2005). Ambas rocas revelan una edad ordovícica inferior-media.

Cisterna (2003) describe el complejo granítico La Majada (Fig. 2), indicando la asociación de gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y monzogranitos (estos últimos con muscovitas creciendo a partir de biotita).

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Investigaciones petrográficas fueron realizadas sobre seis muestras del stock El Chorro. Elementos mayoritarios y trazas fueron determinados para dos muestras representativas usando ICP-OES e ICP-MS (siguiendo el procedimiento 4-Litho-research), en *Activation Laboratories*, Ontario, Canadá (ACTLABS). Las muestras fueron fundidas con metaborato/tetraborato de litio y disueltas en una solución de ácido nítrico. Elementos mayoritarios y Be, Sc, V, Sr, Ba y Zr fueron determinados usando un plasma acoplado por inducción y espectrometría de emisión óptica (en inglés, *ICP-OES*). El resto de los elementos trazas fueron determinados mediante un plasma acoplado por inducción

y espectrometría de masas (en inglés, *ICP-MS*).

La química mineral fue determinada sobre muestras representativas utilizando dos microsondas de electrones; una JEOL JXA 8500F *Hyperprobe* equipada con 5 espectrómetros de la *School of Earth and Environmental Sciences, Washington State University*, EE.UU. La corriente del haz de electrones fue de 15 kv, el potencial de corriente fue de 20 nA y el diámetro del haz fue de 5 μm . El otro equipo usado fue una JEOL JXA-8900-M *Superprobe* equipada con 5 espectrómetros, localizada en el Centro de Microscopía Electrónica Luis Brú, Universidad Complutense de Madrid, España. La corriente del haz de electrones fue de 15 kv, el potencial de corriente fue de 20 nA y el diámetro del haz de 1 a 2 μm . Un programa ZAF *online* y el algoritmo Phi-Rho-Z (Armstrong 1988) fueron utilizados con la JEOL JXA 8500F *Hyperprobe* y un programa ZAF *online* fue usado con la JEOL JXA-8900-M *Superprobe*. Los datos obtenidos por cada equipo son indicados en los cuadros que in-

cluyen los análisis de química mineral.

PETROLOGÍA Y QUÍMICA MINERAL

Descripción macroscópica y de campo

El Chorro es un pequeño stock de forma elipsoidal (500 por 200 m aprox.) de composición monzogranítica, el cual aflora al norte del pueblo de La Majada, en el paraje conocido como "El Chorro", cuyo nombre es debido a la presencia de una pequeña cascada (Fig. 2). El stock es leucocrático, inequigranular y su asociación mineral es: Kfs + Pl + Qtz + Bt + Ms; siendo su rasgo distintivo la presencia de fenocristales de granate ($\sim 1,5 - 2$ mm) de color rojo oscuro y uniformemente distribuidos en una matriz equigranular de grano fino ($\sim 0,4 - 0,7$ mm, Fig. 3a). El Monzogranito El Chorro contiene abundantes xenolitos de la Formación Ancasti. Estos xenolitos poseen dimensiones métricas, y su marcada forma angular sugiere la ausencia de una importante asimilación magmática de estas rocas (Fig. 3b).

Petrología y química mineral

El Monzogranito El Chorro tiene una matriz de grano fino equigranular (< 0,7 mm) que rodea a los fenocristales de granate (~1,5 - 2 mm). La asociación mineral es (% modal) Pl (23,8) + Qtz (26,5) + Kfs (30,6) + Bt (6,6) + Ms (9,7) con Grt (2,8) y minerales radiactivos (trazas) como minerales accesorios. Las proporciones minerales referidas permiten clasificarlo como un monzogranito en el diagrama modal QAP de Streckeisen (1976), y es consistente con la clasificación en el diagrama QAP de de La Roche (1992) basado en la química de roca total. El feldespato alcalino es microclino ($Ab_{4,5-6,7} An_{0,1-0,3} Or_{93,1-95,4}$, Cuadro 1a), el cual forma cristales rectangulares y anhedrales, con macla en enrejado muy bien desarrollada y escasa presencia de pertitas. La plagioclasa es oligoclasa ($Ab_{78,2-79,3} An_{20,2-21,3} Or_{0,5-0,8}$, Cuadro 1a), euhedral a subhedral, con maclado polisintético, mostrando a veces, deslizamiento de las macclas (*twin gliding*). El cuarzo forma cristales anhedrales con una distribución homogénea en la roca. En lámina delgada el granate define cristales euhedrales con un tenue color rosado, mayormente sin inclusiones pero ocasionalmente encerrando cuarzo y muscovita secundaria. Esto se debe a que el granate suele estar afectado por fracturas tardías, algunas de las cuales han sido rellenadas por cuarzo, muscovita y pequeñas cantidades de óxidos (Fig. 4a y b). Las características petrográficas (p. ej., cristales euhedrales y libres de inclusiones) sugieren un origen magmático (Dahlquist *et al.* 2007 y referencias allí citadas). La figura 5 muestra que el granate tiene composiciones similares a las reportadas para otros granates de probado origen magmático cristalizados a partir de magmas graníticos peraluminosos. La química mineral revela que se trata de granates que constituyen una solución sólida de almandino espesartina (88,5-89,7 % de la composición molecular total); piropo y grosularia, junto con muy escasa o ausente andradita, completan la composición del granate (Cuadro 1b). Estos granates no presentan zona-

CUADRO 1: a) Composición representativa de plagioclasa y microclino en el monzogranito El Chorro a partir de microsonda de electrones.

Muestra Mineral	ANC-11038						
	Plagioclasa			Microclino			
Número de análisis	5 ¹	6 ¹	316 ²	317 ²	9 ¹	312 ²	313 ²
Peso %							
SiO ₂	60,93	63,04	61,98	61,47	63,97	63,13	63,27
Al ₂ O ₃	24,81	23,26	23,17	23,21	18,61	18,68	18,50
CaO	4,11	4,34	4,42	4,59	0,02	0,03	0,06
Na ₂ O	8,91	9,18	9,52	9,32	0,51	0,75	0,63
K ₂ O	0,09	0,10	0,14	0,10	16,18	15,76	16,29
Total	98,84	99,92	99,22	98,70	99,28	98,35	98,75
Ab	78,9	79,3	79,0	78,2	4,5	6,7	5,5
An	20,5	20,2	20,3	21,3	0,1	0,1	0,3
Or	0,6	0,5	0,7	0,6	95,4	93,1	94,2

¹JEOL JXA-8900-M Superprobe; ²JEOL JXA 8500F *Hyperprobe*.

b) Composición representativa de granate en el monzogranito El Chorro a partir de microsonda de electrones.

Muestra Mineral	ANC-11038		
	Grt centro	Grt intermedio	Grt borde
Número de análisis	303	301	302
Peso %			
SiO ₂	36,61	37,55	36,85
TiO ₂	bld	bld	bld
Al ₂ O ₃	20,70	21,08	20,82
FeO	27,88	28,05	27,68
MnO	11,46	11,36	11,94
MgO	2,07	2,10	1,94
CaO	1,06	0,96	0,86
Na ₂ O	bld	bld	bld
Total	99,78	101,1	100,09

Miembros finales calculados según Deer et al. (1992)

<i>Piropo</i>	8,41	8,41	7,83
<i>Almandino</i>	62,03	62,99	62,28
<i>Espesartina</i>	26,46	25,84	27,39
<i>Grosularia</i>	0,83	2,76	1,88
<i>Andradita</i>	2,27	0,00	0,62
<i>Alm+Esp</i>	88,49	88,83	89,67

Hierro total expresado como FeO. Alm = almandino, Esp = espesartina. Fe³⁺ calculado según Droop (1987). bld = Bajo el límite de detección.

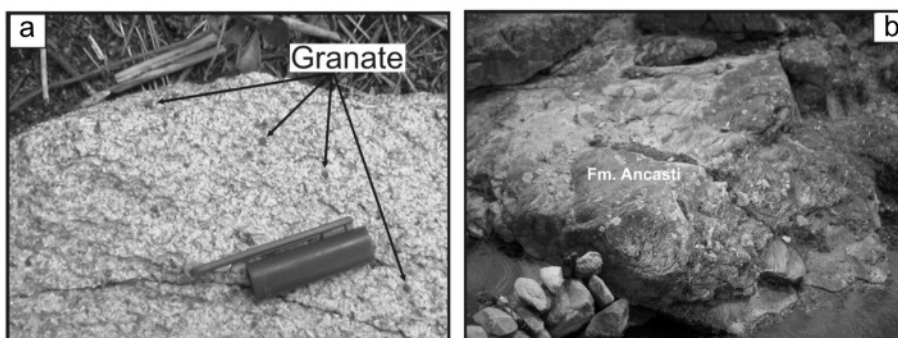


Figura 3: Características de campo y macroscópicas del monzogranito con granate. a) Textura inequigranular mostrando los fenocristales de granate (puntos negros) distribuidos de manera homogénea en la roca; b) xenolitos con bordes angulosos de la Formación Ancasti en el monzogranito.

Continúa cuadro 1: c) Composición representativa de biotita en el monzogranito El Chorro a partir de microsonda de electrones

Muestra	ANC-11038			
Mineral	Biotita			
Número de análisis	298	299	306	Promedio
Peso %				
SiO ₂	34,21	33,75	34,43	34,13
TiO ₂	2,35	2,43	2,23	2,34
Al ₂ O ₃	17,95	17,94	17,64	17,84
FeO	22,67	22,62	23,09	22,79
MnO	0,60	0,65	0,57	0,61
MgO	7,08	7,18	7,29	7,18
CaO	0,02	0,03	0,03	0,03
Na ₂ O	0,07	0,08	0,05	0,07
K ₂ O	9,87	9,74	9,52	9,71
F	0,22	0,14	bld	0,12
Total	95,04	94,56	94,85	94,82
F = 0	0,09	0,06	0,00	0,05
Total corregido	94,95	94,5	94,85	94,77

Fórmula estructural calculada en base a 22 oxígenos

Al ^{IV} (a.p.f.u.)	2,63	2,67	2,60	2,63
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,64	0,64	0,64	0,64

Hierro total expresado como FeO. Abreviaturas: bld = Bajo límite de detección. a.p.f.u = Átomos por fórmula unidad.

d) Composición representativa de muscovita en el monzogranito El Chorro a partir de microsonda de electrones

Muestra	ANC-11038					
Mineral	Muscovita					
Número de análisis	304	305	307	308	311	Promedio
Peso %						
SiO ₂	44,44	44,3	44,52	44,73	44,44	44,49
TiO ₂	0,57	0,60	0,59	0,54	0,50	0,56
Al ₂ O ₃	35,39	35,25	35,34	35,20	35,17	35,27
FeO	2,00	2,03	2,13	2,04	2,02	2,04
MnO	0,01	0,03	bld	0,06	bld	0,02
MgO	0,62	0,62	0,58	0,65	0,62	0,62
CaO	0,03	0,05	bld	bld	bld	0,02
Na ₂ O	0,62	0,51	0,60	0,63	0,60	0,59
K ₂ O	10,80	10,94	10,84	10,64	10,62	10,77
F	bld	0,04	bld	bld	bld	0,01
Total	94,48	94,37	94,60	94,49	93,97	94,38
F = 0	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total corregido	94,48	94,35	94,6	94,49	93,97	94,38

Fórmula estructural en base a 22 oxígenos

Al ^{IV} (a.p.f.u.)	1,98	1,98	1,98	1,95	1,96	1,97
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,64	0,65	0,67	0,64	0,65	0,65

Hierro total expresado como FeO. a.p.f.u = Átomos por fórmula unidad. Abreviaturas = Bajo el límite de detección.

ción, como son los típicos granates cristalizados a partir de magmas graníticos (Dahlquist *et al.* 2007 y referencias allí citadas).

La biotita es euhedral a subhedral, con

escasas inclusiones de minerales radiactivos de reducidas dimensiones, y muestran pleocroísmo del marrón claro al oscuro. Tienen un elevado contenido de Al^{IV} (variando desde 2,60 a 2,67 a.p.f.u., Cua-

dro 1c), y MnO (0,57-0,65 %, Cuadro 1c), similar al hallado por Miller y Stoddard (1981) en biotitas cristalizadas en rocas graníticas félsicas con granate magmático. El alto Al^{IV} (> 2,60 a.p.f.u.) parece ser una característica de biotitas cristalizadas a partir de granitos peraluminosos (p. ej., Dahlquist *et al.* 2005a, Clarke *et al.* 2005), donde ellas coexisten con minerales ricos en aluminio como cordierita, granate, etc. (ver tabla 2d en Dahlquist *et al.* 2007).

La muscovita forma cristales euhedrales individuales, notablemente más grandes que las biotitas, con ausencia de inclusiones y contactos netos con los minerales adyacentes (Fig. 4c), sugiriendo un origen primario (p. ej., Miller *et al.* 1981). Otras muscovitas, poseen características petrográficas que indican un origen secundario (por ej., muscovita anhedral asociada a biotita, pequeños cristales localizados sobre plagioclasa). Los análisis químicos realizados sobre cristales de muscovita asumidos como de origen primario, se ubican dentro del campo de las muscovitas primarias en el diagrama Mg-Ti-Na (Fig. 6) según la división establecida por Miller *et al.* (1981). Estas muscovitas tienen también un distintivo enriquecimiento de Fe (Cuadro 1d), similar a aquellas cristalizadas en típicos granitos tipo S del orógeno Famatiniano de Argentina (p. ej., Dahlquist *et al.* 2005a, 2007), y a muscovitas cristalizadas en equilibrio con minerales de aluminio reportadas por Clarke *et al.* (2005). Así, ambas evidencias (texturales y químicas) indican un origen primario para la muscovita alojada en el Monzogranito El Chorro.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Elementos mayoritarios

Las rocas del Monzogranito El Chorro superan el valor del índice de saturación en aluminio de 1 establecido por Shand (1927), o el valor de 1,1 definido por Chappell y White (1992), por lo cual pueden ser clasificadas como peraluminosas (Cuadro 2).

Estas rocas poseen contenidos de Fe₂O₃

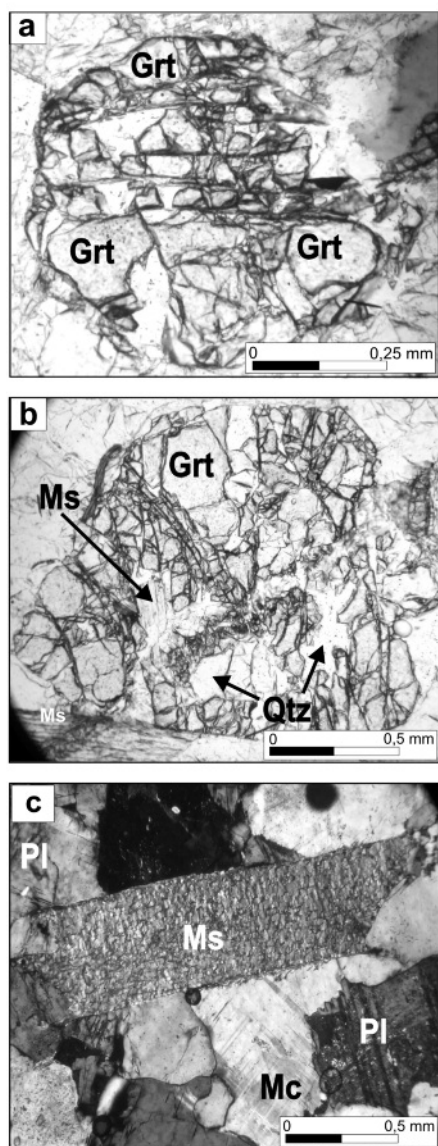


Figura 4: Fotomicrografías de los minerales distintos y con implicancias petrogenéticas del Monzogranito El Chorro (ANC-11036, 11038): a y b) Granates euhedrales y libres de inclusiones (ANC-11038). El granate es atravesado por fracturas tardías, algunas rellenas con cuarzo, muscovita y óxidos de hierro; c) Cristal euhedral y de grano grueso de muscovita (ANC-11036).

/MgO, TiO₂ y MnO que son diferentes a aquellos observados en típicos monzogranitos resultados de un proceso de diferenciación magmática de una *suite* metaluminosa (Cuadro 2).

El *stock* El Chorro posee contenidos elevados de la relación Fe₂O₃/MgO (> 5), mientras que los monzogranitos de la sierra de Chepes (Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist *et al.* 2005b) y del complejo

CUADRO 2: Elementos mayoritarios y trazas para dos muestras representativas del monzogranito El Chorro y dos monzogranitos producidos por diferenciación magmática a partir de una *suite* metaluminosa.

Litología	Mg-Grt		Mg Sch	Mg LC
	Muestra	ANC-11036	ANC-11038	Promedio
Peso %				
SiO ₂	71,70	71,94	75,55	71,40
TiO ₂	0,11	0,11	0,15	0,33
Al ₂ O ₃	14,92	14,72	12,96	14,71
Fe ₂ O ₃ total	1,63	1,52	1,33	2,76
MnO	0,11	0,11	0,08	0,06
MgO	0,26	0,28	0,31	0,77
CaO	1,62	1,64	1,19	1,96
Na ₂ O	3,87	3,80	3,20	3,54
K ₂ O	3,69	3,96	4,34	3,77
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,04	0,21
LOI	0,59	0,48	0,52	0,62
Total	98,58	98,71	99,67	100,13
ppm				
Cs	2,0	2,0	6,0	16,3
Rb	99	96	197	192
Sr	119	135	55	107
Ba	372	445	297	317
La	20,5	20,3	24,9	34,0
Ce	42,1	41,0	54,0	72,5
Pr	4,86	4,65	nd	8,26
Nd	18,20	17,60	20,25	31,04
Sm	4,24	3,94	4,78	6,30
Eu	0,91	0,97	0,71	1,06
Gd	4,35	3,80	nd	5,21
Tb	0,83	0,71	0,64	0,78
Dy	4,87	4,31	nd	4,11
Ho	0,95	0,90	nd	0,73
Er	2,89	2,79	nd	2,10
Tm	0,45	0,44	nd	0,31
Yb	2,87	3,00	3,65	1,98
Lu	0,41	0,46	0,54	0,29
U	2,43	1,68	3,15	2,64
Th	7,20	6,98	12,30	17,60
Y	29,5	26,4	46,8	21,2
Nb	9,8	6,1	17,0	12,4
Zr	59,0	56,0	100,8	182,2
Hf	2,4	2,4	3,10	4,90
Ta	1,08	0,31	1,33	1,73
Ga	17	15	nd	19
Ge	1,4	1,5	nd	1,4
ISA	1,14	1,12		
IA	0,69	0,72		
M	1,34	1,35		
T _{Zr} (°C)	709	715		

Abreviaturas: Mg-Grt = Monzogranito con granate. Mg Sch = Monzogranito de la sierra de Chepes (Dahlquist *et al.* 2005b). Mg LC = Monzogranito del complejo granítico Las Cañadas, sierra de Ancasti (Datos propios, 5 muestras). ISA: Índice de saturación en aluminio. IA: Índice Apgaitico.

¹Clasificación Q-A-P de de La Roche (1992) basado en la química de roca total.

$T_{Zr} = 12.900 / [2,95 + 0,85M + \ln(496.000/Zr_{\text{fundido}})]$, donde $D^{Zr_{\text{circón/fundido}}} = (496.000/Zr_{\text{fundido}})$, es la relación entre la concentración de Zr (ppm) en circón y en el fundido, respectivamente; M es un factor de composición que tiene en cuenta la dependencia de la solubilidad del circón con respecto a la SiO₂ y la peraluminosidad del fundido [(Na+K+2 x Ca)/Al x Si], todo expresado en fracción de cationes. Este geotermómetro ha sido calibrado para valores de M = 0,9 a 1,7. La ecuación y la concentración de Zr (ppm) en circón (= 496.000 ppm) es a partir de Miller *et al.* (2003).

granítico metaluminoso Las Cañadas (Dahlquist *et al.* 2008), poseen valores inferiores a 4. Otra diferencia notable se puede observar en el contenido de TiO_2 (Cuadro 2).

Elementos trazas

Si bien existen diferencias en los contenidos de elementos mayoritarios entre El Chorro y los monzogranitos de *suites* metaluminosos antes referidos, la diferencia es mayor cuando se analiza el contenido de algunos elementos traza. La concentración de Rb es especialmente significativa, ya que el contenido de este elemento en el monzogranito El Chorro es muy bajo (96 a 99 ppm), contrastando fuertemente con los típicos monzogranitos que resultan de la diferenciación magmática de una *suite* metaluminosa. Así éstos últimos, ejemplificados por los monzogranitos ordovícicos de la sierra de Chepes, revelan un promedio de 197 ppm de Rb (dato a partir de Dahlquist *et al.* 2005b), y los monzogranitos ordovícicos del complejo metaluminoso Las Cañadas (Fig. 2), poseen un valor promedio de 192 ppm de Rb (Cuadro 2).

Un rasgo distintivo del monzogranito El Chorro es que el mismo está marcadamente empobrecido en Zr (con valores que no superan los 62 ppm) con respecto a los monzogranitos metaluminosos ya referidos, que poseen valores mayores a 100 ppm de Zr (Cuadro 2). Esta composición sugiere que estas rocas podrían ser el resultado de un marcado fraccionamiento de circón, o que fueron derivados de la fusión parcial de una fuente donde este mineral no participó de la fusión.

El patrón de elementos de las tierras raras del monzogranito El Chorro es similar a aquel observado en otras rocas graníticas félsicas con granate magmático, como es el caso del Granito Peñón Rosado, facies 2 (GPR2, $\text{SiO}_2 = 70,88\%$), reportado por Dahlquist *et al.* (2007). El Monzogranito El Chorro exhibe enriquecimiento de las tierras raras livianas, mostrando así, una pendiente negativa moderada ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 4,65$) y anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71$) (Fig. 7). No-

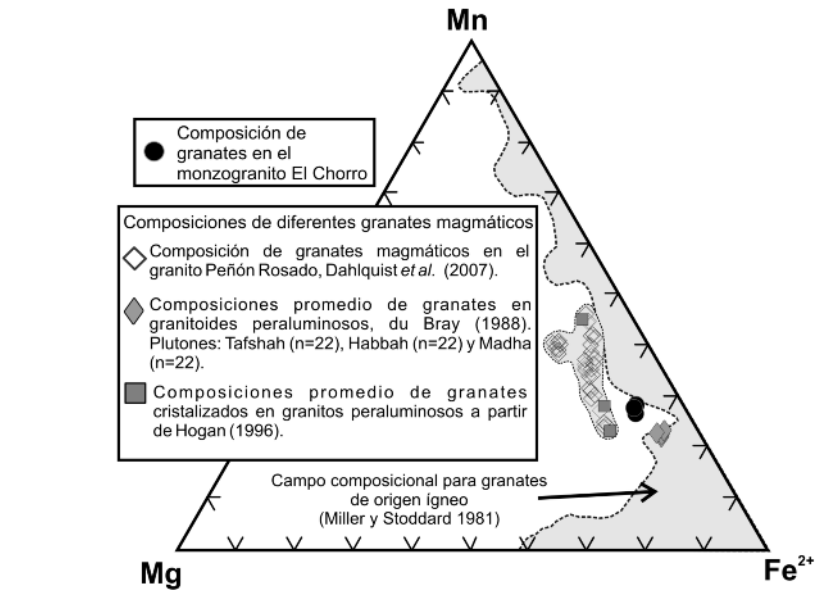


Figura 5: Diagrama triangular de composición de granates en términos de Mn, Fe y Mg para diferentes rocas ígneas félsicas. El campo gris es para composiciones de granates cristalizados en granitos peraluminosos (compilación de Miller y Stoddard 1981). Otras composiciones son a partir de du Bray (1988), Hogan (1996) y Dahlquist *et al.* (2007). La compilación de Miller y Stoddard (1981) revela que la gran mayoría de los granates cristalizados en rocas graníticas contiene $>10\%$ del componente espesartina ($n =$ número de análisis).

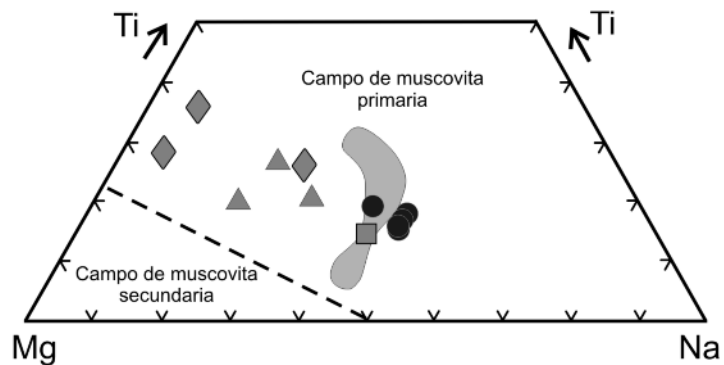


Figura 6: Composiciones de muscovitas proyectadas en el diagrama triangular Mg-Ti-Na (datos en el cuadro 1d). El límite entre los campos de muscovita primaria y secundaria es a partir de Miller *et al.* (1981). El campo gris es representativo de muscovitas cristalizadas en rocas graníticas con cordierita magmática en la sierra de Chepes (Dahlquist *et al.* 2005a, 2007). Rombo = muscovitas magmáticas en rocas graníticas con granate magmático (Kebede *et al.* 2001). Cuadrado = valor en términos de Mg-Ti-Na de muscovitas (53 análisis) a partir de rocas graníticas con andalucita magmática (Clarke *et al.* 2005). Triángulo = composiciones representativas de muscovitas magmáticas en rocas graníticas con granate ígneo a partir de Dahlquist *et al.* (2007). Círculo = composiciones de las muscovitas en el monzogranito El Chorro.

tablemente, la concentración total de tierras raras en el monzogranito El Chorro es también muy parecida a la facies GPR2, como se observa en la figura 7.

En la facies GPR2 se detectó la presencia de monacita, lo cual explica el enriquecimiento en tierras raras livianas. Entonces,

en el caso del Monzogranito El Chorro, la baja concentración de Zr (Cuadro 2) y el enriquecimiento de tierras raras livianas (Fig. 7), pueden ser atribuidos a la presencia de monacita, sugiriendo que este mineral accesorio parece ser común en rocas de esta composición y mineralogía.

GEOTERMOBAROMETRÍA

La textura y composición (Fig. 4a y Cuadro 1b) del granate en el Monzogranito El Chorro son similares a aquellos reportados para típicos granates magmáticos en rocas graníticas. Las biotitas tienen elevados contenidos de Mn (Cuadro 1b) que son propios de aquellas biotitas que cristalizan en equilibrio con granate (Leake 1967, Miller y Stoddard 1981, Dahlquist *et al.* 2007 y referencias allí citadas). Esto sugiere una relación de equilibrio durante la cristalización entre granate y biotita, por lo cual pueden ser utilizados con cierta confianza en cálculos geotermobarométricos. Anderson (1996) provee una relevante información acerca del uso de termómetros y barómetros en rocas ígneas, y concluye que el geotermómetro de Ganguly y Saxena (1984), usando la partición del Fe⁺² y Mg entre granate y biotita, es la versión más adecuada ya que considera los efectos del alto contenido de Mn cuando CaO < 10 %. Con el fin de corroborar el valor de temperatura obtenido mediante el par Grt-Bt se calculó la temperatura utilizando el par Grt-Ms, según la calibración de Wu *et al.* (2002). El valor resultante es prácticamente coincidente con aquel obtenido para el par Gr-Bt (Cuadro 3) sugiriendo que el granate, la biotita y la muscovita cristalizaron en condiciones de equilibrio químico y son de origen primario.

El geobarómetro para granates ricos en almandino de Ghent y Stout (1981) fue usado para calcular la presión, el cual requiere una cristalización conjunta de biotita, muscovita, plagioclasa y granate. Para ello se utilizaron composiciones promedio de granate, biotita, muscovita y plagioclasa para definir las condiciones de presión y temperatura para la cristalización del monzogranito El Chorro (Cuadro 3).

Las calibraciones utilizadas (Ghent y Stout 1981, Ganguly y Saxena 1984), son funciones de la presión y la temperatura. Entonces, los valores de presión y temperatura fueron calculadas iterativamente, donde el valor de la temperatura obteni-

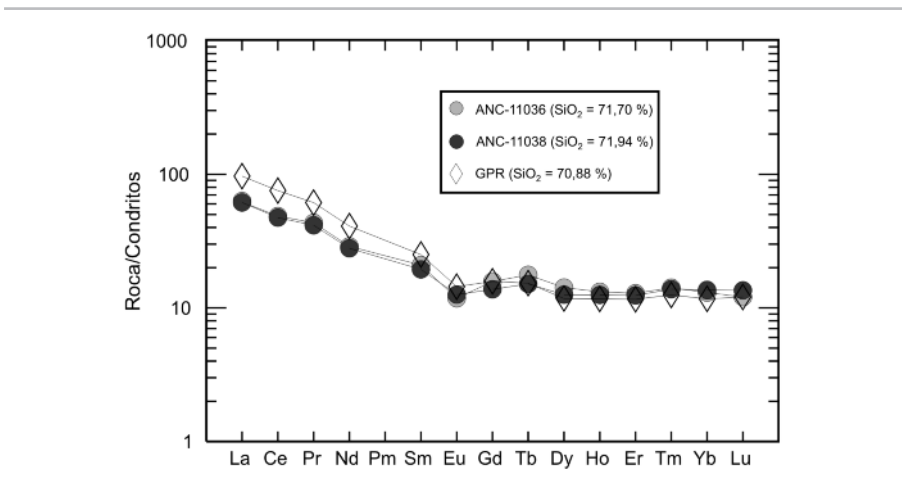


Figura 7: Patrón de tierras raras normalizadas a condritos. Los patrones de elementos de tierras raras del Monzogranito El Chorro (ANC-11036 y ANC-11038) son similares al patrón de tierras raras asumido por un promedio de las rocas graníticas félsicas del plutón con granate Peñón Rosado, representado por rombos sin relleno (Dahlquist *et al.* 2007). Las concentraciones de condritos son a partir de Nakamura (1974); Tb, Ho y Tm son a partir de Boynton (1984). GPR = Granito Peñón Rosado.

CUADRO 3: Geotermobarometría para el monzogranito El Chorro, muestra ANC-11038.

Calibración	Asociación Mineral	Geotermobarometría	
		Temperatura (°C)	Presión (kbar)
Ganguly y Saxena (1984)	Granate-Biotita	710 ¹	
Wu <i>et al.</i> (2002)	Muscovita-Granate	716 ± 5	
Ghent y Stout (1981) Modelo Fe	Granate-Biotita-Muscovita-Plagioclasa		3,8 ± 0,8

Condiciones de presión y temperatura de cristalización. Los valores de la temperatura del par Grt-Bt según la calibración de Ganguly y Saxena (1984) son calculados por iteración hasta que satisfacen el valor de la presión obtenida según la calibración de Ghent y Stout (1981). Los valores de temperatura del par Grt-Ms corresponden al modelo B de Wu *et al.* (2002) que asume un 50 % del Fe total como Fe⁺³ en muscovita. Composiciones minerales utilizadas para los cálculos son promedios de granate, biotita, muscovita y plagioclasa incluidos en Cuadros 1a-b-c-d. ¹Ver discusión de la incertidumbre en el cálculo en Ganguly y Saxena (1984) y Anderson (1996).

da a partir del geotermómetro fue recalculado hasta satisfacer el valor de la presión obtenida a partir del geobarómetro. De esta manera, se llega a un par único de presión y temperatura para la cristalización de la roca.

Los valores de temperatura y presión resultantes (T = 710 °C y P = 3,8 ± 0,8 kbar, Cuadro 3) son consistentes con la cristalización de granate y biotita en condiciones magmáticas. La intersección -generalmente aceptada- del *solidus* granítico con la curva experimental de reacción Ms + Qtz = Kfs + Als + H₂O sugiere una profundidad de cristalización para la muscovita en magmas graníticos de al menos 10-14 km (aproximadamente 3-4 kbar), y es coherente con los resultados geoter-

mobarométricos.

La temperatura calculada con el geotermómetro del circón (T_{Zr}), usando la ecuación de Miller *et al.* (2003), producen valores para la cristalización del magma (promedio = 713 °C) muy similares a los obtenidos con el geotermómetro usando el par Grt-Bt (Ganguly y Saxena 1984) y Grt-Ms (Wu *et al.* 2002), siendo todos consistentes con los resultados obtenidos (Cuadros 2 y 3).

CONCLUSIONES

Los datos petrológicos, de química mineral y geoquímica de roca total nos permiten obtener las siguientes conclusiones:

- El *stock* El Chorro es un pequeño cuer-

po de composición monzogranítica que intruye la Formación Ancasti y posee la presencia distintiva de granate.

- Este monzogranito posee texturas y composiciones minerales que indican que la muscovita y el granate son de origen magmático, un rasgo característico de granitos tipo S. La cristalización de los minerales mencionados indica que el magma estuvo saturado en Al.

- El patrón de tierras raras es muy similar al de otros monzogranitos tipo S con muscovita y granate magmáticos. El enriquecimiento en tierras raras livianas, junto con la baja concentración de Zr, sugieren la cristalización de monacita, mineral accesorio que ha sido detectado en otros monzogranitos tipo S con granate y muscovita magmáticos.

- Los cálculos geotermobarométricos ($P = 3,8$ kbar, $T = 710-716$ °C) son consistentes con la cristalización de la asociación mineral observada en el monzogranito El Chorro, incluyendo el granate y la muscovita.

- La presencia dominante de granitoides tipo I y pequeños cuerpos graníticos tipo S de edad ordovícica inferior-media han sido descritos en otras áreas de las Sierras Pampeanas y parecen ser una característica del orógeno famatiniano. De esta forma, de manera tentativa, se asume una edad ordovícica para el monzogranito con granate El Chorro, el cual se habría generado por la fusión de metasedimentos durante el desarrollo del metamorfismo de alta temperatura y baja presión que tipifica el orógeno referido.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto fue financiado por el PIP-5719 CONICET, PICT-07-10735, PICT-1009 ANPCyT y SECyT-UNC 08/09 y 10/11. Juan A. Dahlquist agradece al Profesor Jeff Vervoort su colaboración durante la estancia en la Washington State University (WSU) y al técnico Scotty Cornelius por su ayuda en la operación de la microsonda de electrones (WSU). Los datos de química mineral fueron obtenidos en WSU durante la ejecución de una

Beca Externa otorgada a Juan A. Dahlquist por CONICET. Los autores agradecen también a las Dres. Casquet y Galindo por su colaboración y ayuda para operar la microsonda de electrones de la Universidad Complutense de Madrid. Se agradece a la Dra. Sonia Quenardelle y un revisor anónimo los comentarios críticos realizados al manuscrito, los cuales mejoraron su calidad.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1977. Esquema geológico de la sierra de Ancasti, provincia de Catamarca. *Acta Geologica Lilloana* 14: 233-256.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., 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 Sciences* 99: 1051-1065.
- Allan, B.D. y Clarke, D.B. 1981. Occurrences and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 19: 19-24.
- Anderson, J.L. y Rowley, M.C. 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Canadian Mineralogist* 19: 83-101.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 125-138.
- 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 Microbeam*, San Francisco Press: 239-246. San Francisco.
- Baldo, E.G., Stoessel, N., Murra, J.A., Dahlquist, J.A. 2008. Estructuras sedimentarias en los esquistos de la Formación Ancasti: reinterpretación de la evolución tectonotérmica. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 1481-1482, San Salvador de Jujuy.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. En Henderson, P. (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*, Developments in geochemistry vol. 2, Elsevier: 63-114, Amsterdam.
- 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., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., el Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H.J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes C.L., London, D., Morgan VI, G., Neves, L.J., Pattison, D.R., Pereira, A.J., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A.D., Richards, S., Roberts, M., Rottura A., Saavedra, J., Sial, A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D.L., Williamson, B. y Woodard, H.H. 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *Journal of Petrology* 46: 441-472.
- Cisterna, C. 2003. Faja intrusiva La Majada, sierra de Ancasti, Catamarca: Caracterización petrográfica-estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1): 20-30.
- D'Amico, C., Rottura, A., Bargossi, G.M., y Nannetti, M.C. 1981. Magmatic genesis of andalusite in peraluminous granites. Examples from Eisgarn Type granites in Moldanubiken. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 38: 15-25.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W. y Baldo, E.G. 2005a. Cordierite-bearing S-type granitoids in the Sierra de Chepes (Sierras Pampeanas): petrogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 231-251.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J. y Alasino, P.H. 2005b. Los granitoides de la sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. *Geología de la provincia de La Rioja - Precámbrico-Paleozoico Inferior*. En Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino, P.H. (eds.) *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 8: 87-108.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J. y Fanning, C.M. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95: 177-207.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Baldo, E., Murra, J. y Colombo, F. 2008. Petrogénesis de los gra-

- nitos ordovícicos del complejo granítico Las Cañadas, sierra de Ancasti, Catamarca. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1338-1339, San Salvador de Jujuy.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Second Edition, 696 p., Longman, London.
- 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'Academie des Sciences 315, Serie 2, 1687-1693, Paris.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51: 431-437.
- du Bray, E.A. 1988. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis-southeastern Arabian Shield. Contributions to Mineralogy and Petrology 100: 205-212.
- Ganguly, J. y Saxena, S. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. American Mineralogist 69: 88-97.
- Ghent, E.D. y Stout, M.Z. 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology 76: 92- 97.
- Hogan, J.P. 1996. Insights from igneous reaction space: a holistic approach to granite crystallization. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 87: 147-157.
- Kebede, T., Koerberl, C. y Koller, F. 2001. Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two-mica granite, Wallagga area, western Ethiopia. Journal of African Earth Sciences 32: 193-221.
- Knüver, M. 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En Aceñolaza F.G., Miller H. y Toselli, A. (eds.) Geología de la Sierra de Ancasti, Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie 59: 201-218, München.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.
- Leake, B.E. 1967. Zoned garnets from the Galway granite and its aplites. Earth and Planetary Science Letters 3: 311-316.
- Manning, D.A. 1983. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. Mineralogical Magazine 47: 353-358.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. y Dollase, W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. Canadian Mineralogist 19: 25-34.
- Miller, C.F. y Stoddard, E.F. 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. Journal of Geology 89: 233-246.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., y Mapes, R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology 31: 529-532.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-773.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas: an early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, Special Publications 142: 343-367, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91: 151-168.
- Rapela, C.W., Fanning, M., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R.J. y Murra, J. 2005. Coeval S- and I-type granites in the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. En Pankhurst, R. J. y Veiga, G. (eds.) Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstract 307, Mendoza.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M. y Dahlquist, J.A. 2009. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330-1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. Journal of South American Earth Sciences 29: 105-127.
- Reissinger, M. 1983. Evolución geoquímica de la sierra de Ancasti. En Aceñolaza, F.G., Miller H. y Toselli, A. (eds.) Geología de la Sierra de Ancasti, Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie 59: 101-112, München.
- Shand, S.J. 1927. The eruptive rocks. John Wiley, 360 p., Nueva York.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews 12: 1-33.
- Willner, A. 1983a. Evolución metamórfica. En Aceñolaza F.G., Miller H. y Toselli A. (eds.) Geología de la Sierra de Ancasti, Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie 59: 189-200, München.
- Willner, A. 1983b. Evolución tectónica. En Aceñolaza F.G., Miller H. y Toselli A. (eds.) Geología de la Sierra de Ancasti. Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie 59: 157-187, München.
- Wu, C.M., Wang, X.S., Yang, C.H., Geng, Y.S. y Liu, F.L. 2002. Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. Lithos 62: 1-13.

Recibido: 6 de junio, 2010.

Aceptado: 21 de marzo, 2011.