

LEUCOGRANITO PUMAYACO: ANATEXIS CORTICAL DURANTE EL CICLO OROGÉNICO FAMATINIANO EN EL EXTREMO NORTE DE LA SIERRA DE MOLINOS, PROVINCIA DE SALTA

Alfonso M. SOLA¹, Raúl A. BECCHIO¹ y Márcio M. PIMENTEL².

¹ Instituto GEONORTE - Facultad de Ciencias Naturales - Universidad Nacional de Salta, CONICET. Email: tato@unsa.edu.ar

² Laboratório de Geocronologia- Instituto de Geociências-Universidade de Brasília, São Paulo.

RESUMEN

En la sierra de Molinos, Salta, Argentina, afloran unidades de basamento de bajo a alto grado metamórfico (Formaciones Puncoviscana y La Paya) intruidas por cuerpos de composición sienozonogranítica de edad ordovícica temprana. Son cuerpos plutónicos tabulares plegados de pequeñas dimensiones (menores de 10 km²), emplazados sincrónicamente a la deformación en niveles medios de la corteza. Los mismos están íntimamente asociados a rocas migmatíticas y se caracterizan por la presencia de minerales accesorios como granate, cordierita, sillimanita y turmalina. El Leucogranito Pumayaco es el plutón de mayores dimensiones y está localizado en el centro de la sierra de Molinos. Se presenta un mapeo detallado del granito, con separación de facies principalmente en base a datos de campo, estudios petrográficos y apoyo de análisis geoquímicos. Los altos contenidos en alúmina (ASI>1.1) y la escasa variación en el contenido en sílice (72-76%wt), como también los rasgos petrográficos, permiten clasificarlos como granitoides tipo S derivados de anatexis cortical. Los procesos que habrían estado involucrados en la generación y diferenciación de estos magmas félsicos, incluyen distintas reacciones de fusión de protolitos metapelíticos y metagrauwaquicos y una influencia de las fases residuales (restitas) en la composición de los fundidos segregados. La asociación con zonas de cizalla dúctil y las relaciones de campo con unidades migmatíticas, indican una importante participación de la deformación en la segregación, migración y emplazamiento de los fundidos bajo un régimen tectónico convergente (Ciclo Famatiniano). La edad del proceso migmatítico relacionado con la generación de los fundidos graníticos es de aproximadamente 470 Ma.

Palabras clave: *Leucogranitos, Anatexis, Deformación dúctil, Paleozoico inferior, Cordillera Oriental.*

ABSTRACT: *Pumayaco leucogranite: crustal anatexis during the Famatinian cycle in the northern end of the Sierra de Molinos, Salta Province.* In the Molinos Ranges, Salta, Argentina, basement units of low to high metamorphic grade (Puncoviscana and La Paya Formations) crop out, intruded by granitoid bodies of sienozonogranite composition and Early Ordovician age. These are folded sheet-like bodies of small dimensions (less than 10 km²), emplaced synchronously within deformation at mid-crustal levels. They are intimately linked with migmatitic rocks and characterized by the presence of accessory minerals such as garnet, cordierite, sillimanite and tourmaline. The Pumayaco leucogranite is the largest of these plutons and is located in the center of the Molinos range. Here we present a detailed mapping of the main granite, and separate different facies using petrographic and geochemical data. The alumina contents (ASI>1.1) and the narrow silica variations (72-76 %wt), as well as the petrographic features, allow to classify them as S-type granitoids derived from crustal anatexis. The processes that would have been involved in the generation and differentiation of these granitoids include different melting reactions of metapelite and metagreywacke protoliths, and an influence of restite phases in the segregated melt compositions. The association with ductile shear zones and the field relation with migmatitic units suggest an important participation of deformation during segregation, migration and emplacement of these melts under a convergent tectonic regime (Famatinian Cycle).

Keywords: *Leucogranites, Anatexis, Ductile deformation, Lower Paleozoic, Eastern Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

La sierra de Molinos forma parte de la provincia morfoestructural de Cordillera Oriental y constituye una zona de transición

entre las Sierras Pampeanas Septentrionales y la Puna, provincias morfoestructurales claves para el estudio del basamento del noroeste argentino. El estudio del plutonismo Paleozoico in-

ferior en esta región resulta de suma importancia en la comprensión de la evolución geológica del basamento. La complejidad de este basamento en los Andes Centrales ha dado lugar a la interpretación de nume-

rosos escenarios geodinámicos y paleogeográficos, propuestos por diversos autores para el borde occidental de Gondwana en tiempos eopaleozoicos. Estos modelos evolutivos incluyen tanto la amalgamación de terrenos alóctonos y parautoctonos (Ramos 1988, Bahlburg y Hervé 1997, Ramos 2008) en tiempos neoproterozoicos-eopaleozoicos, como también el desarrollo de fajas móviles de larga duración en orógenos similares al andino y unidades litotectónicas autóctonas (Aceñolaza *et al.* 2000, Lucassen *et al.* 2000, Viramonte *et al.* 2007). Bajo un régimen claramente convergente se habría generado fusión de importantes porciones de la corteza entre los 500 a 460 Ma, evidenciada por la presencia de rocas con signatura cortical, tanto hacia el sector de la Puna (Viramonte *et al.* 2007, Domínguez *et al.* 2006) como en Cordillera Oriental (Büttner *et al.* 2005). En este sentido, las fusiones corticales y generación de magmas graníticos han sido considerados como uno de los mecanismos participantes en el reciclado y diferenciación geoquímica de la corteza continental andina (Becchio *et al.* 1999, Lucassen *et al.* 2000), por lo que establecer su presencia y desarrollo constituye una fuente de información sumamente valiosa para la interpretación de la evolución cortical de orógenos tipo convergentes.

En la sierra de Molinos específicamente, afloran unidades de basamento de bajo a alto grado metamórfico intruidas por cuerpos de granitoides de composición sienogranítica a granodiorítica y leucogranitos, que en conjunto y a lo largo de los Valles Calchaquíes poseen edades radimétricas entre 480 a 455 Ma. Estos cuerpos granitoides tienen características geoquímicas y texturales que los diferencian de los intrusivos félsicos que conforman, hacia el borde sudoriental de la Puna, la Formación Oire (Blasco y Zappettini 1996). La geoquímica de elementos mayores es muy similar a la de aquellos granitos tipo S (Chappell y White 2001) sugiriendo un origen por fusión parcial de rocas supracorticales. El grado metamórfico varía desde leptometamorfitas a rocas de grado medio y alto. Las rocas que integran el encajante

de alto grado en la sierra de Molinos, son esquistos cuarzo-biotíticos, ortogneises y gneises biotíticos-cordieríticos, corneanas y migmatitas, todas ellas integradas a la Formación La Paya por Aceñolaza *et al.* (1976) y al Complejo Metamórfico Molinos (CMM) por Chocobar (2005). El basamento de menor grado está compuesto por una secuencia turbidítica samo-pelítica fuertemente plegada, asignada a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico inferior, Turner 1960). Esta formación ha sido afectada por un metamorfismo de muy bajo grado (anquimetamorfismo) durante el Cámbrico inferior (Aceñolaza *et al.* 2000). Posteriormente, entre el Cámbrico superior al Silúrico y bajo metamorfismo regional, las metapelitas de la Formación Puncoviscana fueron transformadas en filitas, esquistos, gneises y migmatitas, hoy representadas por la Formación La Paya (Rossi *et al.* 1992, Lucassen *et al.* 2000, Büttner *et al.* 2005). No existe hasta la actualidad una definición concreta de distintas etapas tectonometamórficas. Chocobar (2005), define el Complejo Metamórfico Molinos (CMM) y el Complejo Igneo Molinos (CIM, Figs. 2 y 3). Este autor, menciona procesos de superposición de metamorfismo de alto grado, con altas temperaturas - bajas a medias presiones (HT/LP), eventos de deformación dúctil y magmatismo granítico.

Nuestra hipótesis general de trabajo se basa en que el basamento de bajo grado (Formación Puncoviscana) representa el protolito original del cual derivaron los fundidos que dieron origen a los leucogranitos. Dentro de este esquema de anatexis, la evolución de los magmas estaría controlada principalmente por: 1) la separación fundido-residuo, 2) diferenciación por cristalización fraccionada.

En este trabajo se presentan datos de relaciones de campo, petrografía y geoquímica de elementos mayores y traza del plutón central de la sierra de Molinos, el Leucogranito Pumayaco, como así también datos geocronológicos de unidades migmatíticas relacionadas (U-Pb sobre circones). Además, se realizan consideraciones sobre la petrogénesis e hipótesis sobre la evolu-

ción del basamento ígneo - metamórfico en el área de Molinos. La identificación de las distintas unidades y ordenamiento temporal de los eventos superpuestos a esta la escala de trabajo, permitirá extrapolar los resultados a otras áreas a lo largo del límite Puna - Cordillera Oriental, donde se han producido procesos de anatexis cortical relacionados con la génesis de fundidos graníticos.

Procedimientos analíticos

Para cumplir con los objetivos de este trabajo se seleccionó un área relativamente reducida, en donde se pueden observar claramente las relaciones entre un cuerpo intrusivo leucogranítico con unidades metamórficas de alto grado y zonas de deformación. Los trabajos de campo se centraron sobre el plutón Pumayaco y su encajante, lo que permitió realizar un mapeo de detalle de distintas facies graníticas del plutón central y establecer la morfología del cuerpo. Se realizaron secciones delgadas (46) normales y orientadas, análisis geoquímicos de elementos mayores y traza (Cuadro 1) y química mineral semicuantitativa en granates. Las secciones delgadas fueron realizadas en el Laboratorio de Petrotomía y de Separación de Minerales (UNSa CONICET). Los análisis químicos fueron realizados sobre roca total por el método de espectrometría de fluorescencia de rayos X, en el LANAIS - UNSa. Este laboratorio consta de un equipo Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda, con tubo de Rh, detector de centelleo y flujo gaseoso y cristales monocromadores, LIF, PET, TAP y GE. La química mineral fue realizada en el INQUI-UNSa, con un microscopio electrónico JEOL-EDS con suplemento EDS, que permite obtener datos semicuantitativos de la composición. Los análisis U/Pb fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia. Los análisis en circones fueron realizados con un equipo ICP-MS multicollector Neptune® Finnigan con *laser ablation*. Esta técnica permite realizar análisis isotópicos puntuales (~30 µm) en granos individuales de zircón (Cuadro 2). Los granos se seleccionaron evitando en lo posible inclusiones o fracturas. Los mis-

CUADRO 1: Geoquímica de elementos mayores y traza. Leucogranito Pumayaco.

Pumayaco Muestra	Facies 1			Facies 2			Facies 3	Facies 4	Facies 5		Facies 6			Facies 7
	MO-34	MO-33	MO-35	MO-78	MO-58	MO-59	MO-56	MO-76	MO-57	MO-80	MO-82	MO-77	MO-90	MO-55
SiO ₂	75,04	74,86	75,08	76,03	75,13	75,06	72,27	72,24	71,97	72,72	75,16	71,85	74,07	73,43
Al ₂ O ₃	13,83	14,36	13,74	14,44	14,42	14,50	14,37	14,65	14,70	14,77	14,80	15,57	15,13	14,56
Fe ₂ O ₃	0,73	1,02	1,76	0,64	0,61	0,68	2,49	2,55	2,46	2,48	0,65	2,45	0,42	0,89
MnO	0,07	0,04	0,07	0,02	0,10	0,05	0,07	0,07	0,08	0,08	0,26	0,96	0,20	0,07
MgO	0,24	0,53	0,71	0,18	0,21	0,37	1,11	1,11	1,06	1,02	0,12	0,34	0,21	0,40
CaO	0,39	0,72	1,05	0,52	0,50	0,58	2,12	2,12	2,05	2,08	0,38	0,72	0,20	0,75
Na ₂ O	3,74	3,28	4,14	3,79	3,88	4,03	3,55	3,95	3,82	4,03	2,75	3,71	2,01	3,80
K ₂ O	4,30	4,99	2,97	4,16	3,96	4,02	2,38	2,44	2,41	2,05	5,87	3,45	6,86	4,18
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,15	0,24	0,24	0,24	0,15	0,16	0,18	0,20	0,28	0,27	0,58	0,27
TiO ₂	0,02	0,09	0,16	0,05	0,05	0,06	0,28	0,29	0,27	0,27	0,03	0,03	0,01	0,09
ppc	0,56	0,57	0,31	0,65	0,87	0,52	0,46	0,47	0,77	0,59	0,32	0,41	0,37	0,61
total	99,10	100,68	100,14	100,70	99,97	100,10	99,23	100,03	99,78	100,29	100,61	99,75	100,04	99,05
Ba	38	212	240	105	54	56	347	284	275	235	54	23	67	113
Rb	157	183	154	201	366	285	178	128	179	127	163	111	284	352
Sr	4	114	91	n/d	n/d	n/d	145	163	148	151	n/d	5	28	26
Zr	17	45	68	20	22	20	142	153	142	141	28	122	3	38
Y	18	25	32	19	18	18	28	25	30	29	15	16	15	21
Nb	33	9	12	11	14	11	9	9	9	10	11	0	34	12
U	1	1	n/d	n/d	n/d	1	2	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	1
Th	2	n/d	3	2	1	n/d	5	4	4	6	n/d	0	n/d	1
Co	89	80	86	89	89	69	81	104	76	86	90	66	96	104
Ni	n/d	n/d	11	3	7	6	12	16	16	18	10	n/d	n/d	6
Cr	8	11	13	4	9	11	14	15	18	15	10	9	3	5
V	9	14	32	5	8	2	58	46	47	44	n/d	n/d	n/d	11

Oxidos expresados en % en peso; elementos traza expresados en ppm; n/d=debajo del límite de detección; Fe₂O₃ corresponde a Fe⁺³total; ppc= perdida por calcinación (LOI).

CUADRO 2: Datos U/Pb-Laser Ablation ICP-MS

Muestra	Edades aparentes (Ma)											
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	207/206	2σ	207/235	2σ	206/238	2σ
11_Zr5rim	0,0562	1,0	0,5827	2,2	0,0752	2,0	460,4	23,1	466,2	8,4	467,4	8,9
13_Zr6core	0,0567	1,2	0,5807	2,6	0,0743	2,3	479,8	27,6	464,9	9,9	461,9	10,4
16_Zr7rim	0,0564	1,0	0,5875	2,0	0,0755	1,8	468,6	22,7	469,3	7,7	469,4	8,0
32_Zr18,	0,0562	1,9	0,5797	4,1	0,0748	3,6	462,0	41,2	464,3	15,2	464,7	16,3
47_Zr24rim	0,0569	0,9	0,5887	1,8	0,0751	1,6	487,2	19,1	470,1	6,8	466,6	7,1
48_Zr24core	0,0565	0,8	0,5876	1,7	0,0754	1,5	473,4	17,4	469,4	6,2	468,5	6,6
55_Zr27	0,0559	0,8	0,5725	1,8	0,0742	1,6	449,4	18,5	459,6	6,8	461,7	7,3

Muestra MO 106. Porción de leucosoma en migmatita metatexítica. 2 expresado en %.

mos fueron montados en resina Epoxy®, pulidos con abrasivos diamantados y lavados con ácido nítrico destilado en una bañera ultrasónica. Se analizaron un total de 28 granos incluyendo mediciones de núcleo y borde de grano. Para el procesamiento y reducción de datos fue utilizado el programa ISOPLOT/Ex3.00 (Ludwing 2003) con el método de *bracketing* utilizando los patrones de zircones GJ y UQZ.

MARCO GEOLÓGICO

Los granitoides emplazados en la sierra de Molinos forman parte de un cinturón íg-

neo-metamórfico que se extiende a lo largo del límite Puna Austral - Cordillera Oriental (Fig. 1). Las rocas que forman el encajante de estos granitoides varían en grado metamórfico y probablemente representan la variación en las condiciones de metamorfismo sobre las turbiditas de la Formación Puncoviscana (Aceñolaza *et al.* 1976, Büttner *et al.* 2005). Para la sierra de Quilmes, al sur de la zona de estudio, se ha determinado un metamorfismo progresivo, desde facies de esquistos verdes a granulitas con desarrollo de procesos de anatexis (750-800 °C, 5-7 kbar; Becchio *et al.* 1999, Büttner *et al.* 2005). Estos auto-

res determinan edades de metamorfismo entre 470 - 440 Ma y de magmatismo entre 477 - 460 Ma. El metamorfismo de alta temperatura y baja a media presión es corroborado por diversos autores (Lucassen *et al.* 2000, Büttner *et al.* 2005, Hongn y Riller 2007) en las cercanías del área de estudio, por paragénesis minerales de tipo: Qtz + Kfs + Bt + Pl + Sil + Crd + Grt (abreviaturas según Kretz 1983). El rango de edades determinadas para distintos plutones graníticos en el ámbito de los Valles Calchaquíes y la Puna Oriental es coincidente con un evento de metamorfismo de alta temperatura y deformación

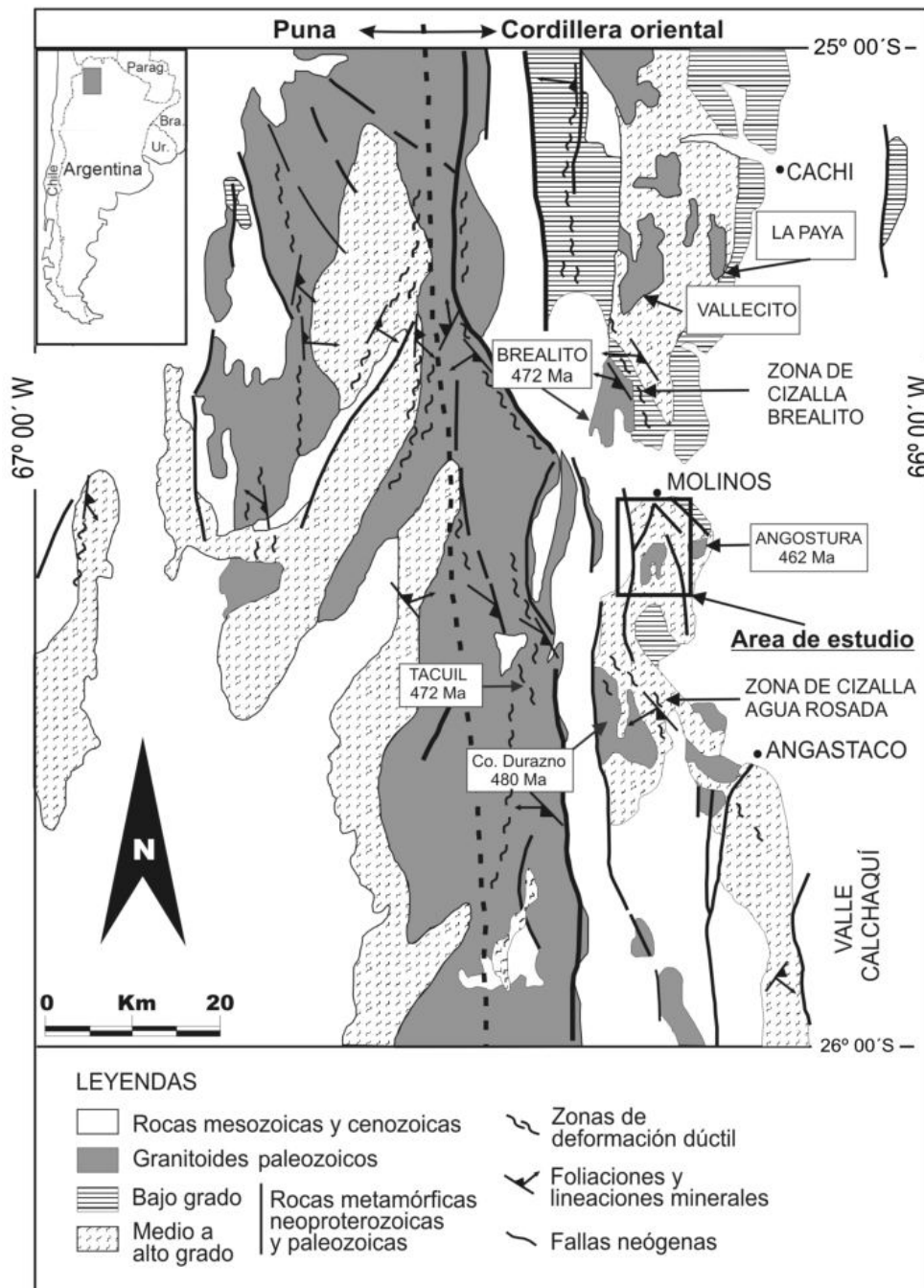


Figura 1: Mapa regional simplificado de los Valles Calchaquíes, Noroeste de Argentina (modificado de Hongn y Riller 2007).

regional, que se estima ha tenido una duración de aproximadamente 75 Ma (Hongn y Riller 2007 y referencias allí citadas). En tal sentido, para los plutones (Fig. 1) Cerro Durazno (Haschke *et al.* 2005) y Brealito (Lork y Bahlburg 1993) se determinaron edades de intrusión de 480 Ma y 472 Ma respectivamente. Otros cuerpos granitoides intruidos en el basamento de los Valles Calchaquíes son: Granito Aguas Calientes, de 481 Ma (edad U/Pb, Lork y Bahlburg 1993);

La Paya y Vallecito (tonalita y trondjhemita), de 453 Ma (edad U/Pb obtenida por Lork, en Toselli 1992); El Alto (trondjhemita) de 466 y 468 Ma (edades U/Pb, Lork y Bahlburg 1993). Recientemente, para el ámbito de la Puna sudoriental, Viramonte *et al.* (2007) y Domínguez *et al.* (2006) aportaron nuevos datos geocronológicos (U/Pb sobre circón) para unidades volcano-sedimentarias félsicas y plutónicas, determinando una edad de magmatismo entre 485 - 455 Ma.

La estructura del basamento en los Valles Calchaquíes es compleja como resultado de la superposición de varios eventos de deformación en tiempos neoproterozoicos-eopaleozoicos (Mon y Hongn 1996). La estructuración en esta zona es el resultado de por lo menos dos estadios bien identificados (Mon y Hongn 1996, Hongn y Seggiaro 1998): 1) superposición de eventos de deformación dúctil con edades neoproterozoicas-eopaleozoicas, y 2) defor-

mación de carácter frágil, relacionada tanto a *rifting* de edad cretácica como a reactivaciones neógenas vinculadas con el acortamiento andino. En las cercanías del área de estudio, varios autores describen la presencia de zonas de cizalla conjugadas con rumbos predominantes N y NO y cinemáticas inversas con componentes sinestrales, desarrolladas durante el Paleozoico inferior. Algunas de estas estructuras de carácter dúctil se vincularían a sistemas con componentes de transpresión y transtensión (Omarini y Sureda 1994, Hongn y Becchio 1999). En algunos casos estas zonas de cizalla habrían actuado de forma sincrónica con el magmatismo félsico, y el control que habrían tenido en el transporte y emplazamiento de fundidos corticales a niveles medios a superficiales aún no es claro. Tal es el caso de las zonas de cizalla de Brealito (Hippert y Hongn 1998, Hongn y Becchio 1999) hacia el norte y Agua Rosada (Hongn y Riller 2007, Wegmann *et al.* 2008) al sur del área estudiada (Fig. 1).

GEOLOGÍA LOCAL

El núcleo de la sierra está compuesto por rocas de mediano a alto grado metamórfico, gneises y migmatitas intruidos por cuerpos granitoides, abundantes diques de pegmatitas y aplitas. Los cuerpos intrusivos son en general tabulares y siguen el plegamiento de la roca de caja, con planos axiales dispuestos paralelos a la foliación de la roca de caja, con dirección N-S dominante. El plegamiento armónico es además evidenciado por los contactos mayormente concordantes de los intrusivos con sus encajonantes, la ausencia de aureolas de contacto y la presencia de tabiques de roca de caja en el interior. Las relaciones de campo observadas dan cuenta del bajo contraste tanto térmico como reológico existente entre los fundidos félsicos y la roca encajante. El conjunto de alto grado está en contacto por medio de fallamiento inverso (Neógeno), sobre las secuencias metasedimentarias de la Formación Puncoviscana, tanto hacia el sector NNE, como en el sector occidental de la sierra (Fig. 2), donde también sobreyacen a unidades se-

dimentarias terciarias. La dirección general de la foliación metamórfica principal es aproximadamente N-S con buzamiento hacia el oeste.

Para la región de estudio (Fig. 2), Hongn y Seggiaro (2001) indican la presencia de abundantes diques y rocas filonianas, principalmente pegmatitas, algunas relacionadas con cuerpos ígneos graníticos que intruyen a la Formación La Paya y otras posiblemente originadas por segregación metamórfica.

El principal cuerpo granítico, localizado en el núcleo y borde noroccidental de la sierra de Molinos, es el plutón Pumayaco, que Chocobar (2005) define como de tipo leucogranítico, representante de un magmatismo peraluminoso. Las dimensiones del Leucogranito Pumayaco (Fig. 3) en su afloramiento, se corresponden con las de un plutón pequeño, con diámetros que no superan los 3 km y relaciones superficie/volumen elevadas que definen una forma tabular. Se encuentra plegado y elongado en sentido norte-sur, el espesor aflorante estaría duplicado. Otros cuerpos menores se emplazan en el borde oriental (Granito La Angostura; Cisterna 1986, Lork *et al.* 1989) y en el sector norte de la sierra (Granito Molinos, Chocobar 2005). Recientemente, Mon *et al.* (2004) mencionan para el paraje La Angostura la existencia de cinturones ígneo-metamórficos de rumbo NE con distintos grados de deformación y con evidencias de fases superpuestas de deformación. El Granito La Angostura tiene edades radimétricas U/Pb de 462 ± 1 Ma en monacita y 453 ± 27 Ma en circón (Lork *et al.* 1989, 1990).

UNIDAD METAMÓRFICA MOLINOS

Formación Puncoviscana. Metamorfitas de muy bajo grado - bajo grado

Afloran en el extremo nororiental de la sierra de Molinos. Están conformadas por intercalaciones de bancos metasamíticos (Fig. 4a) con escaso desarrollo de motas micáceas y bancos metapelíticos de grado metamórfico muy bajo (Aceñolaza *et al.* 2000). El espesor de los bancos varía de

1 a 50 cm. La mica blanca es muy abundante, particularmente en los bancos pelíticos de menor espesor. Al microscopio presentan texturas blastopelíticas y blastosamíticas. El dominio blastopelítico está definido por escasos cristales de cuarzo elongados y subangulares, inmersos en una matriz compuesta por biotita, mica blanca, clorita y arcillas. El dominio blastosamítico está definido por agregados clásticos compuestos por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos, subangulares a subredondeados, en una escasa matriz ($\leq 15-20\%$) arcillosa. El grado metamórfico corresponde a facies de subesquistos verdes indicado por la paragénesis Qtz-Mica blanca-Chl-Pl.

Metamorfitas de bajo a mediano grado

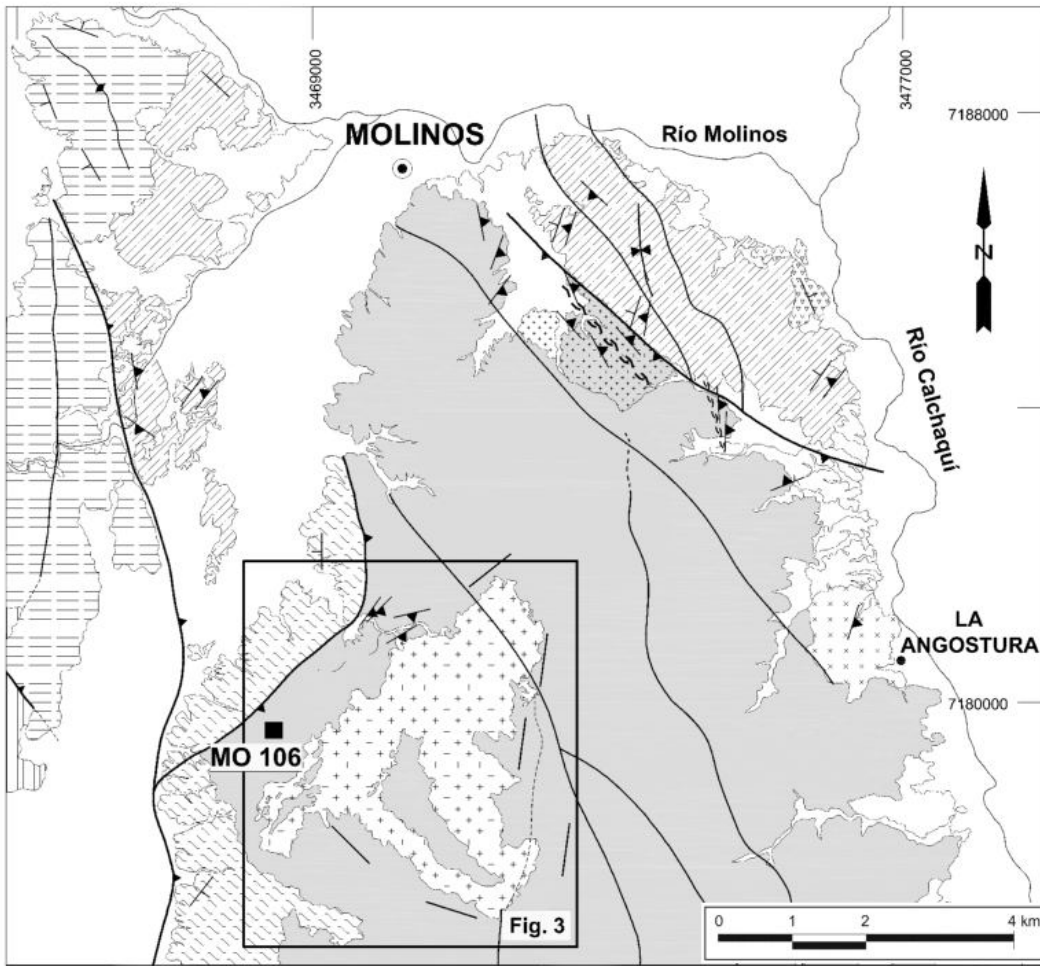
Afloran en el borde austral y occidental de la sierra, conformando una faja estrecha. Están constituidas principalmente por afloramientos monótonos de filitas y esquistos biotíticos de grano fino. Existe desarrollo de mica blanca, motas, plegamiento muy apretado y abundantes exsoluciones de cuarzo en venillas. La orientación de la estratificación ($S_0 D_{bz} 306^\circ/80^\circ$) y de los clivajes ($S_1 D_{bz} 308^\circ/67^\circ$ y $S_2 D_{bz} 325^\circ/40^\circ$) no es uniforme.

Metamorfitas de alto grado

Están distribuidas en todo el núcleo de la sierra de Molinos, constituyendo la roca de caja de la mayoría de los cuerpos granitoides y diques félsicos. Se reconocen los siguientes tipos litológicos.

Gneises sillimaníticos-cordieríticos: Mesoscópicamente se caracterizan por la presencia de grandes motas de agregados de cristales aciculares de sillimanita (fibrolita) y porfidoblastos de cordierita que pueden alcanzar hasta 10 cm de diámetro. Tienen textura granolepidoblástica-porfidoblástica. Están compuestos esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, biotita, muscovita, sillimanita y cordierita.

Migmatitas: Son rocas heterogéneas a escala de afloramiento, compuestas por una fracción melanocrática y movilizados leucocráticos con dimensiones centimétricas a decimétricas. La fracción melanocrática se



Referencias:

Unidad Ignea Molinos

- Granito Pumayaco (sienogranito-leucogranito)
- Trondhjemita Molinos
- Granito La Angostura (monzogranito-granodiorita)

Unidad Metamórfica Molinos

- Ortogneis
- Metamorfitas de grado medio a alto
- Metamorfitas de grado bajo a medio.
- Formación Puncoviscana

Cámbrico Sup.- Ordovícico

PC Sup.- C Inf.

- | | | |
|--|--|-------------------------|
| | Depositos fluviales, aluviales y coluviales. | Cuaternario |
| | Grupo Payogastilla. Sedimentitas clásticas | Mioceno |
| | Subgrupo Pirgua. Facies de conglomerados gruesos | Cretácico |
| | Subgrupo Pirgua. Facies de areniscas y areniscas conglomerádicas | |
| | Falla inversa | Estratificación |
| | Lineamiento | Foliación / Clivaje |
| | Falla inferida | |
| | Curso fluvial | |
| | Anticinal | |
| | Sinclinal | |
| | Zona de deformación | |
| | MO 106 | Muestra (geocronología) |

Figura 2: Mapa del extremo norte de la sierra de Molinos (modificado de Chocobar 2005). Sistema de coordenadas Gauss Kruger.

compone esencialmente de biotita, cordierita y sillimanita y conforma el melanosoma. La fracción leucocrática (leucosoma) está compuesta por cuarzo y feldespato potásico, con muscovita y turmalina como accesorios principales. Mesoscópicamente y de acuerdo con la proporción de leucosoma y la distribución del mismo, pueden dividirse en metatexitas y diatexitas.

Las primeras mantienen aún parte de la estructura bandeada de la roca original. Los leucosomas son concordantes-paraconcordantes con esta estructura más bien planar. La segregación del leucosoma habría sido a escala centimétrica por la asociación directa con el melanosoma. En otros casos el leucosoma no está asociado directamente al melanosoma, por lo que se in-

fiere que los líquidos habrían recorrido una mayor distancia (metros) desde el lugar de origen, encontrándose aún dentro del dominio del protolito. Las diatexitas son migmatitas donde una importante fracción corresponde al leucosoma. La estructura de la roca original bandeada está ausente por la acción de la mayor movilización de fundidos y reempla-

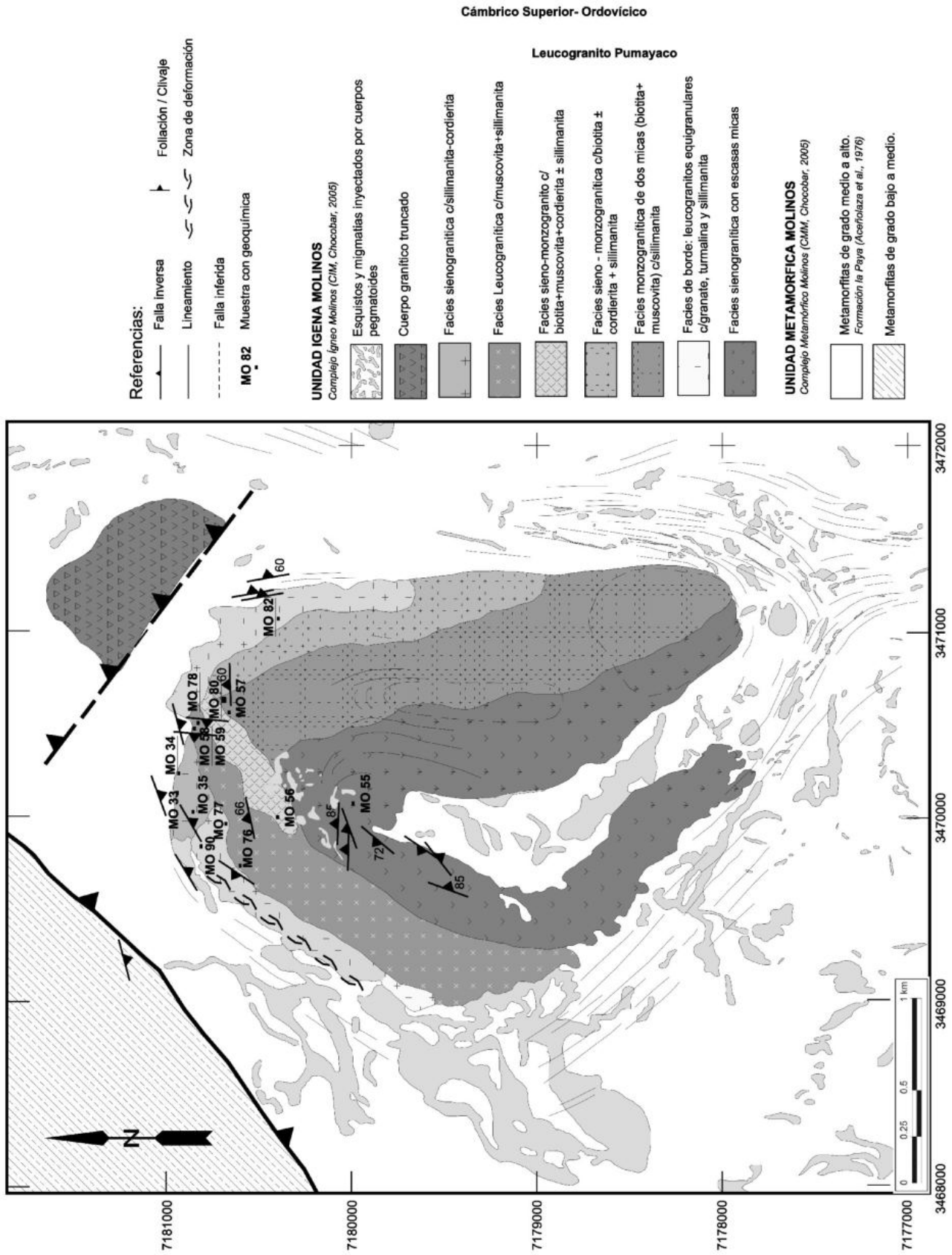


Figura 3: Mapa local del plutón Pumayaco (modificado de Sola 2007, inédito). Sistema de coordenadas Gauss Kruger.

zada con estructuras magmáticas (Fig. 4b). El pasaje de un tipo al otro es transicional. El grado metamórfico del conjunto corresponde a la facies de anfibolita alta, con la paragénesis Qtz - Pl - Bt - Ms - Sil - Crd - Kfs.

Un tercer tipo de migmatitas reconocido aquí son las "migmatitas residuales". Estas rocas están compuestas esencialmente por cordierita, biotita y cuarzo, y representan composicionalmente las rocas con mayor extracción del componente granítico. En casos extremos los fenoblastos de cordierita constituyen hasta el 34 % en volumen de la roca. Los afloramientos más notables están ubicados en las cercanías del Granito la Angostura, hacia el sector oriental y del Granito Pumayaco hacia el centro oeste de la sierra. A simple vista presentan una estructura muy similar con gneises o esquistos moteados.

Ortogneis (Chocobar 2005): Afloran en el extremo norte de la sierra de Molinos, en contacto tectónico a través de una falla inversa de rumbo NNO sobre metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana. Se observa el desarrollo de una foliación con dirección paralela (D_{bz} 60°) a una falla inversa, buzante 75°. Este cuerpo se encuentra intruido por numerosos diques félsicos y por la trondhjemita Molinos. Está compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita, clorita, cordierita y sillimanita, mientras que granate se encuentra como fase accesoría. Existen otros afloramientos de ortogneis irregularmente distribuidos en los extremos nororiental y suroriental.

UNIDAD ÍGNEA MOLINOS

Pegmatitas

Intruyen las metamorfitas de alto grado del núcleo de la sierra y pueden ser tanto concordantes como discordantes con la estructura de la roca de caja. Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, muscovita y turmalina, con menor proporción de granate y biotita. Muchas de ellas están aboudinadas por deformación subsólida posterior (Fig. 4d) y otras se encuentran plegadas isoclinalmente. Las relaciones de

campo y los diferentes esquemas de deformación permiten identificar intrusiones previas, contemporáneas y posteriores al magmatismo granítico. Junto con los diques aplíticos representan en total 2,4 veces la superficie aflorante de los cuerpos graníticos.

Diques aplíticos

Se reconocen dos tipos principales en el ámbito de la sierra. Al igual que las pegmatitas pueden ser concordantes o discordantes con la foliación principal del encajante.

Con bandeo composicional: Se trata de diques leucocráticos de grano medio a fino que mesoscópicamente se caracterizan por la presencia de abundantes cristales de granate y turmalina. Estos diferenciados son de grano fino y pueden presentarse como parches o cortando los cuerpos pegmatíticos de grano muy grueso. El bandeamiento tiene una disposición coincidente con la foliación de la roca de caja. Las aplitas bandeadas se componen por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granate, turmalina, muscovita ± sillimanita. Presentan una alternancia composicional de bandas melanocráticas con abundantes cristales de turmalina, granate y megacristales de muscovita poiquiloblástica y bandas leucocráticas que prácticamente carecen de estos minerales. En estas últimas son abundantes el cuarzo, la plagioclasa y el feldespato potásico. El espesor de las bandas varía entre 1 a 3 cm. Este bandeamiento composicional, definido por fases accesorias podría ser producto de la actividad de la fase volátil presente durante la cristalización.

Sin bandeo composicional: Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita, epidoto y sillimanita. Los minerales accesorios son apatita, circón, granate y minerales opacos.

Trondhjemita Molinos

Es un cuerpo lenticular de escasa dimensión (0,236 km² de superficie aflorante, Fig. 2). Está caracterizado por la presencia de dos facies de composición tonalítica, una de grano fino equigranular y otra de grano medio a grueso. Esta última exhibe ras-

gos de deformación a baja temperatura con fuerte recristalización de cuarzo. La composición, esencialmente plagioclasa sódica y cuarzo y el carácter leucocrático, permiten clasificar a este cuerpo como trondhjemítico.

Granito La Angostura

Está compuesto por dos facies principales (Cisterna 1986): una facies granodiorítica de color gris y grano fino a medio, foliada y concordante con la roca de caja; la otra monzogranítica, blanca, gris o rosada, de grano medio a grueso y maciza. Asociados a estas facies graníticas se distinguen dos grupos de pegmatitas. Las primeras de cuarzo y plagioclasa con turmalina, muscovita y escaso granate, las segundas son de mayores dimensiones, esencialmente feldespáticas y con cantidades menores de biotita y turmalina. El granito posee 1,348 km² de superficie aflorante (Fig. 2).

LEUCOGRANITO PUMAYACO

El Leucogranito Pumayaco (Fig. 3) posee una superficie aflorante de 7,507 km². Es un cuerpo con relación de superficie/espesor elevada y se encuentra plegado. Los planos axiales de este plegamiento son paralelos a la foliación de la roca de caja. Los datos estructurales tomados en la roca de caja, en los contactos y en el interior del intrusivo son coherentes con un esquema de plegamiento conjunto. En el contacto oriental, los datos oscilan entre D_{bz} 75°/65° y 110°/75°. Los contactos son subverticales, lobados y suaves. En el contacto occidental del granito se observan tabiques de roca de caja intercalados con láminas de escaso espesor del granito. El cuerpo encierra en su interior un gran tabique de roca de caja, que se compone mayormente de gneises y migmatitas inyectados con cuerpos pegmatoides. Los datos estructurales en el contacto con este tabique varían en cuanto a la dirección de buzamiento pero mantienen un rumbo aproximadamente constante de dirección N-S y buzamientos subverticales (D_{bz} entre 300° y 100°) (véase Fig. 3). No hay un desarrollo, al me-

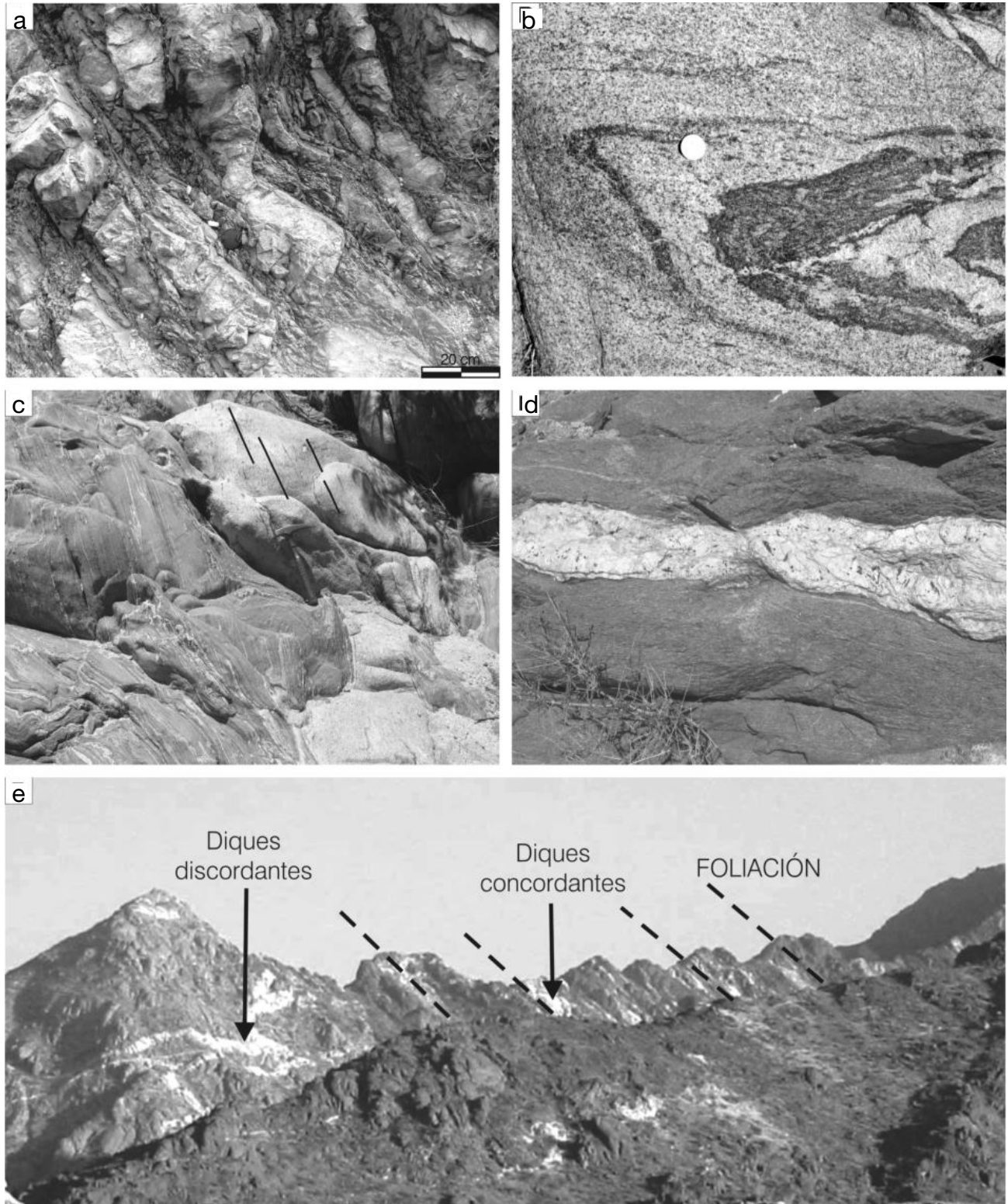


Figura 4: Aspectos y relaciones de campo, de unidades metamórficas e ígneas en el extremo norte de la sierra de Molinos a) Formación Puncoviscana (Aceñolaza *et al.* 1976). Intercalación de metapelitas y metagrauwacas intensamente plegada. El espesor de los bancos varía desde 1 a 50 centímetros; b) Migmatita diatexitica con estructura *schlieren*. Se puede observar la gran proporción de leucosoma con respecto al melanosoma y signos de flujo magmático definido por la orientación preferencial de la biotita; c) Contacto concordante entre el granito y el encajante de alto grado. Nótese la foliación magmática paralela al contacto, definida por el alineamiento de enclaves provenientes de la roca de caja; d) Pegmatoides deformados en estado sólido (*boudinage*). La roca de caja es un esquistos moteado. Dimensión del lápiz: 15 cm; e) Diques y pegmatitas concordantes y discordantes con respecto a la estructura del encajante. Flanco oriental de la sierra de Molinos.

nos significativo, de aureolas de contacto asociadas al intrusivo. Hacia el contacto NE del granito, en contacto por falla, se encuentra otro cuerpo granitoide truncado por una falla inversa de rumbo aproximado NO e inclinación hacia el NE.

Estructura interna

Es notorio el desarrollo de una fábrica lineal definida por el alineamiento de xenolitos provenientes de la roca de caja. Los xenolitos se observan mayormente hacia los bordes del plutón y son paralelos a los contactos, están compuestos esencialmente por biotita y son resultado de la asimilación de fragmentos de la roca de caja. Al microscopio no se observa flexura en los cristales laminares de biotita ni otras evidencias de deformación en estado sólido, por lo que se asume que la fábrica mencionada es una estructura de flujo magmático (Fig. 4c). Los contactos del granito son suaves y curvos, sin una aureola de contacto definida, con estructuras internas siguiendo de manera coherente la foliación del encajante. Aunque no fue posible reconocer una tendencia general en la estructura interna de este cuerpo, se identificaron zonas con una mayor deformación de alta temperatura. Estas zonas se ubican hacia los bordes del plutón y se caracterizan por exhibir una fábrica lineal definida por agregados fibrosos de sillimanita (Fig. 5f). Esta fábrica mineral podría resultar tanto de procesos submagmáticos (cizalla por flujo magmático) o deformación dúctil con recristalización en estado sólido. En otros sectores del granito la fábrica mineral tiene un origen claramente magmático y se define por un alineamiento grosero de cristales laminares de biotita.

Petrografía

El estudio petrográfico detallado del Leucogranito Pumayaco permite el reconocimiento y mapeo de siete facies granitoides, determinadas en base a la textura y mineralogía, principalmente de las distintas fases accesorias:

1. Sienogranito con Sil + Crd
2. Leucogranito con Ms + Sil
3. Sieno-monzogranito con Bt+Ms+Crd

± Sil

4. Sieno-monzogranito con Bt ± Crd + Sil
5. Monzogranito con Bt + Ms ± Sil
6. Leucogranito equigranular con Grt + Tur + Sil
7. Sienogranito de grano grueso con escasa mica

Características petrográficas en común (véase Fig. 5): El cuarzo (1,2-5 mm) posee extinción ondulosa en cristales anhedrales. Junto con el microclino constituyen las fases minerales intersticiales. El feldespato potásico (microclino) se presenta en cristales anhédricos de hasta 7 mm con macla en enrejado bien definida. Desarrolla además, texturas pertíticas en flamas y parches con la plagioclasa y puede incluir fases minerales accesorias como granate. Son comunes las texturas simplectíticas de cuarzo y muscovita. La plagioclasa (albita-oligoclasa) se presenta en cristales de hábito tabular subhedral y en cristales anhedrales, con diámetros entre 1,5 y 4,5 mm. La biotita es escasa y se presenta en cristales (0,4 a 3,6 mm) de hábito laminar subhedral, con pleocroismo marcado (pardo rojizo - pardo amarillento) (Fig. 5e). La mayoría de los individuos se encuentran corroídos y muestran reemplazos pseudomórficos de clorita y muscovita. Al igual que la muscovita, también está asociada a fibrolita, salvo que en este caso la sillimanita aparece como producto de reacción de la biotita. Presenta además texturas de reequilibrio, con exolución de rutilo siguiendo las trazas de clivaje. La muscovita se presenta en cristales laminares como también en cristales esqueléticos (0,8 a 4 mm). Los individuos con textura esquelética componen una fase tardía, que puede responder a un crecimiento estático, rellenando el espacio dejado por las otras fases minerales o creciendo a expensas de otra fase previa, por ejemplo sillimanita (Fig. 5a). La cordierita se presenta en cristales anhedrales con engolfamientos y fuerte alteración a pinita-sericita indicando un marcado desequilibrio. Esta fase mineral es similar a la cordierita presente en los leucosomas en las migmatitas. El granate se encuentra en cristales de hábito trapezoidal (entre 0,4 y 1,5 mm) de

color rosado pálido. Presentan una estructura zonada concéntrica marcada, con núcleos de tonos más oscuros que los bordes. Las distintas zonas tienen formas y contornos euhedrales. Estos rasgos (zonación y formas euhedrales) son comunes y se encuentran tanto en los cuerpos de leucogranitos como diques aplíticos de la sierra de Molinos (Fig. 5b y c).

La sillimanita se presenta en agregados de cristales de aspecto fibroso (fibrolita). Muchos de los agregados fibrolíticos contienen núcleos compuestos por biotita, lo que sugiere un origen por reacción a partir de la misma. En otros casos se presenta en cristales aciculares incluidos en feldespato potásico o plagioclasa siguiendo las trazas de clivaje.

La turmalina (chorlita) se presenta en secciones transversales y longitudinales de cristales prismáticos de color verde oliva-azul claro (Fig. 5c) pudiendo presentar una zonación marcada. La apatita forma cristales anhedrales discretos de gran tamaño (Fig. 5e) que están mayormente incluidos en cristales de biotita. El circón se presenta como pequeños cristales (100-150 m) prismáticos, de color rosado o amarillo pálido, generalmente incluidos en la biotita presentando halos pleocroicos marcados. Completan las fases accesorias: monacita, rutilo y minerales opacos.

GEOQUÍMICA

Con el propósito de caracterizar geoquímicamente el Leucogranito de Pumayaco, extremo noroeste de la sierra de Molinos, se analizaron un grupo de 14 muestras seleccionadas en base a la petrografía y la diferenciación de las facies. Estas muestras representan la variación composicional de la mayor parte del intrusivo. Los resultados de los análisis químicos, según las distintas facies analizadas, se muestran en el Cuadro 1. Las rocas presentan una variación restringida de SiO₂ entre 71,85 y 76,03% y de Al₂O₃ entre 13,7 y 15,5 %. En el diagrama PQ de Debon y Le Fort (1983) (Fig. 6c), las muestras analizadas tienen una dispersión de los datos en el sentido del parámetro P [K-(Na+Ca)], graficándose en tres campos

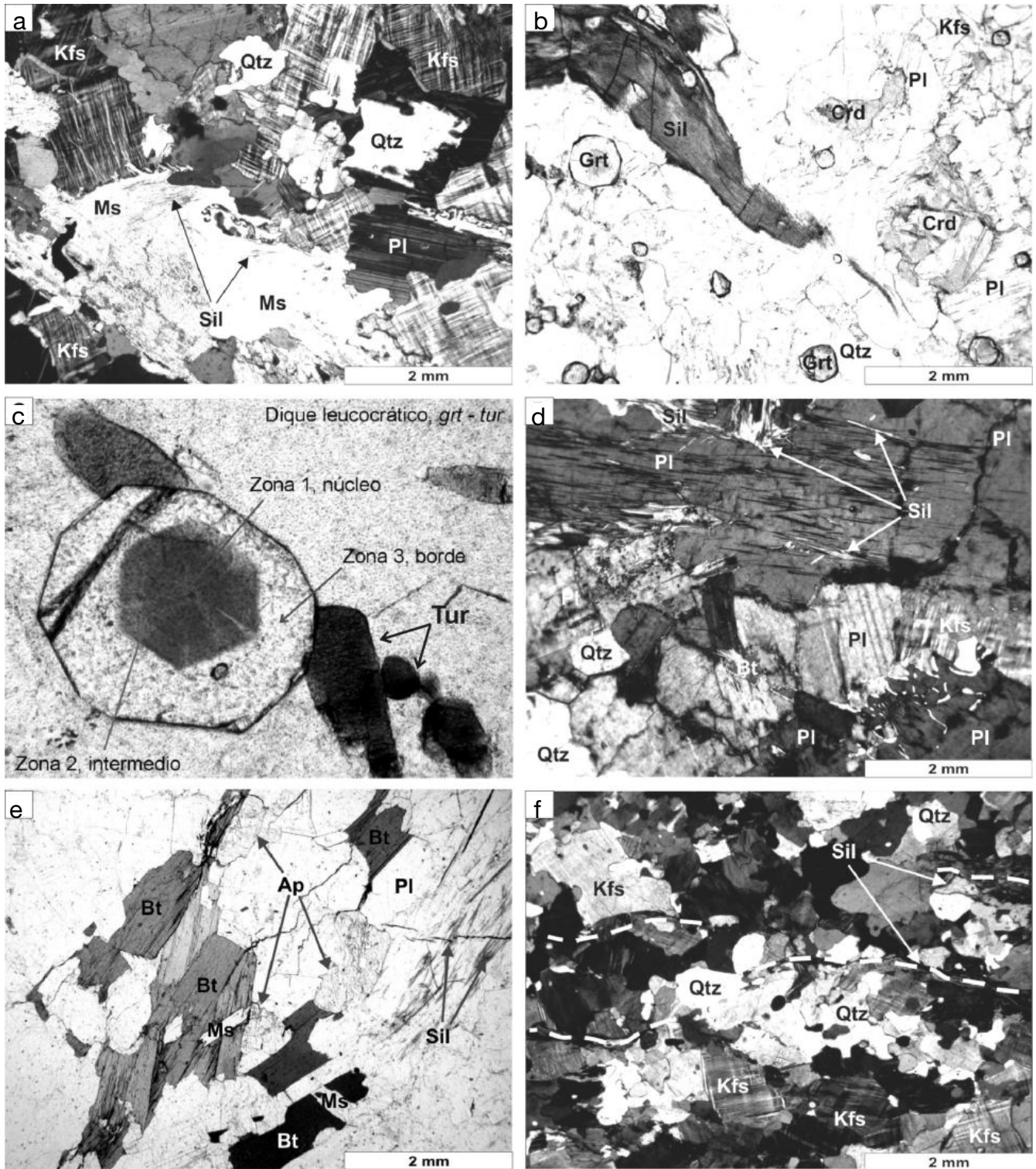


Figura 5: Microfotografías de las principales relaciones entre fases minerales y fábricas. a) Cristales esqueléticos de muscovita con inclusiones de sillimanita (fibrolita). Nícoles cruzados (2.5X); b) Agregados fibrolíticos de sillimanita, granate zonado y cristales de cordierita en desequilibrio (pinitizados). Nícoles paralelos (2.5X); c) Detalle de la zonación en granates de un dique leucocrático. Los cristales de turmalina son de color verde intenso; d) Sillimanita acicular creciendo a partir de cristales de plagioclasa (oligoclasa). Abajo a la derecha, exsoluciones vermiculares de cuarzo en el contacto entre feldespatos. Nícoles cruzados (2.5X); e) Fábrica magmática definida por cristales laminares de biotita y apatita. Nótese que los cristales de sillimanita siguen las trazas de clivaje de los feldespatos y también presentan la misma orientación. Nícoles paralelos (2.5X); f) Fábrica mineral subsólida (horizontal) definida por filetes fibrosos de sillimanita (líneas punteadas). El cuarzo y el feldespato potásico se encuentran recrystalizados en forma dinámica.

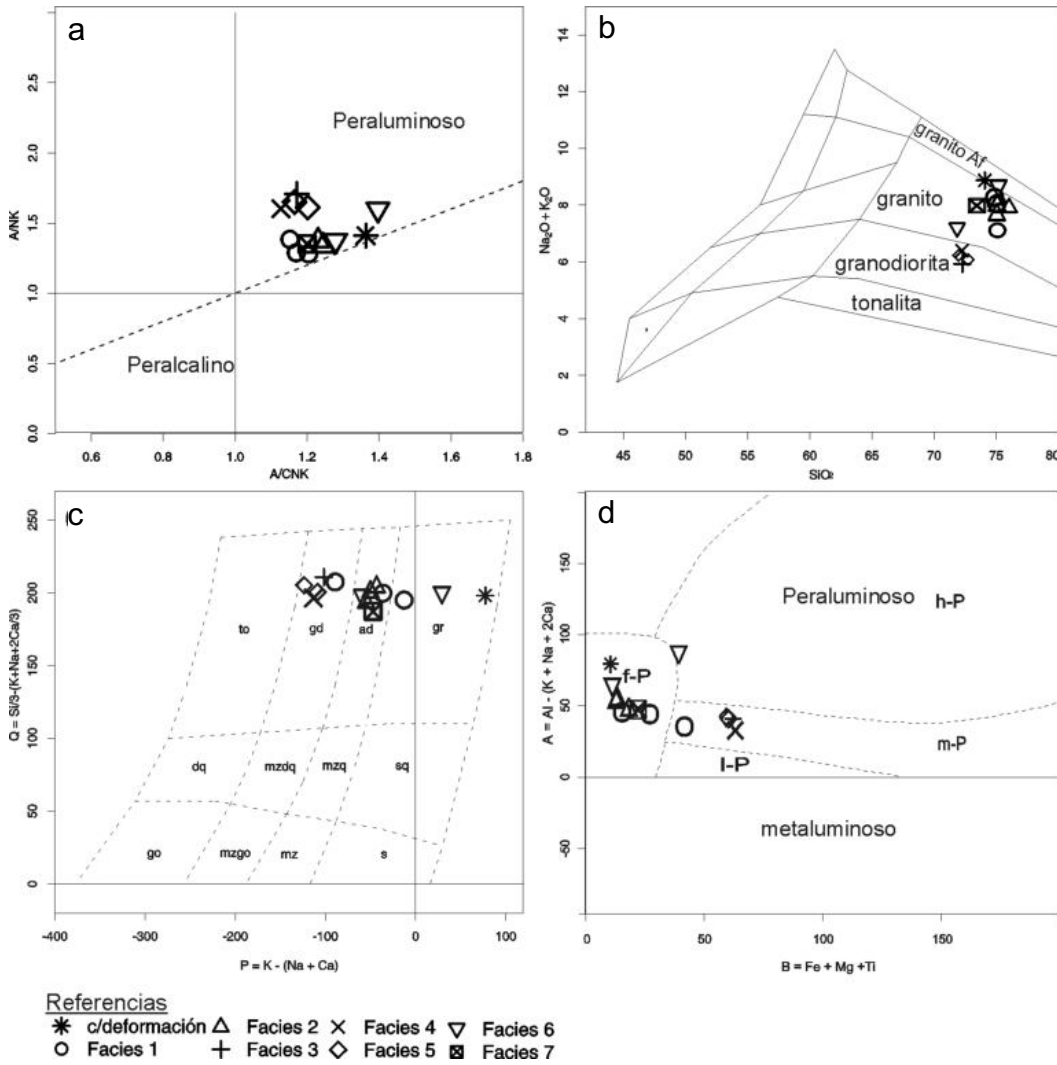


Figura 6: Diagramas de clasificación geoquímica. a) Diagrama A/CNK - A/NK (Shand 1943) $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O_3 + K_2O)$ molar; $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O_3 + K_2O)$ molar; b) Diagrama TAS (Middlemost, 1994); c) Diagrama de clasificación PQ para rocas plutónicas (Debon y Le Fort, 1983). Referencias: go= gabra, diorita, anortosita; mzgo=monzogabro, monzodiorita; mz=monzonita; s=sienita; dq=cuarzo diorita, cuarzo gabro, cuarzo anortosita; mzq= cuarzo monzonita; sq= cuarzo sienita; to=trondjemita; gd=grano-diorita; ad=adamelita; gr=granito

bien definidos: granitos, adamellitas (monzogranitos) y granodioritas. Estas composiciones están de acuerdo con la petrografía de las muestras analizadas.

En el diagrama TAS (Middlemost 1994) (Fig. 6b), las muestras se distribuyen entre los campos de granodioritas y granitos. Las muestras presentan una variación marcada en el contenido de álcalis (Na+K) para variaciones pequeñas en los contenidos en sílice.

De acuerdo con el diagrama A/CNK vs A/NK de Shand (1943, Fig. 6a) y el diagrama A-B (Debon y LeFort 1983, modificado por Villaseca 1998, Fig. 6d) las muestras se ubican en el campo de rocas peraluminosas con índices de saturación $A/CNK [0,5Al / (Ca + 0,5Na + 0,5K)] > 1$, incluso

mayores a 1,1. Estos valores coinciden con valores superiores al 1% de corindón normativo en el cálculo de la norma CIPW. Los resultados de la norma CIPW se reflejan en los contenidos de minerales accesorios aluminosos como sillimanita, cordierita, muscovita y granate. La presencia de estos minerales confirma la inferencia de una fuente metasedimentaria peraluminosa. Los resultados obtenidos permiten clasificar el leucogranito Pumayaco como de tipo S según la clasificación de Chappell y White (1974, 2001) y Chappell (1999). La escasa variación en sílice con respecto a los otros elementos tanto mayoritarios como trazas, hace dificultoso el uso de SiO_2 como parámetro indicador de los procesos que controlaron la evolución y diferenciación

de las diferentes facies graníticas definidas. No se observó una tendencia en la variación sistemática de SiO_2 entre las distintas facies. Por esta razón, resulta de suma importancia establecer otros elementos como marcadores evolutivos, para lo cual se seleccionó el MgO. A pesar de utilizarse como índice de diferenciación para rocas básicas, el MgO tiene una buena correlación cuando se analiza en diagramas bivalentes. Este comportamiento puede ser debido al hecho de que la diferenciación sea controlada por un mineral máfico como biotita. En los diagramas (Fig. 7) se observa una correlación positiva de MgO con respecto a TiO_2 , FeO_t y CaO y una correlación negativa para K_2O y P_2O_5 . Las muestras con mayores contenidos de MgO (MO-80, MO-56,

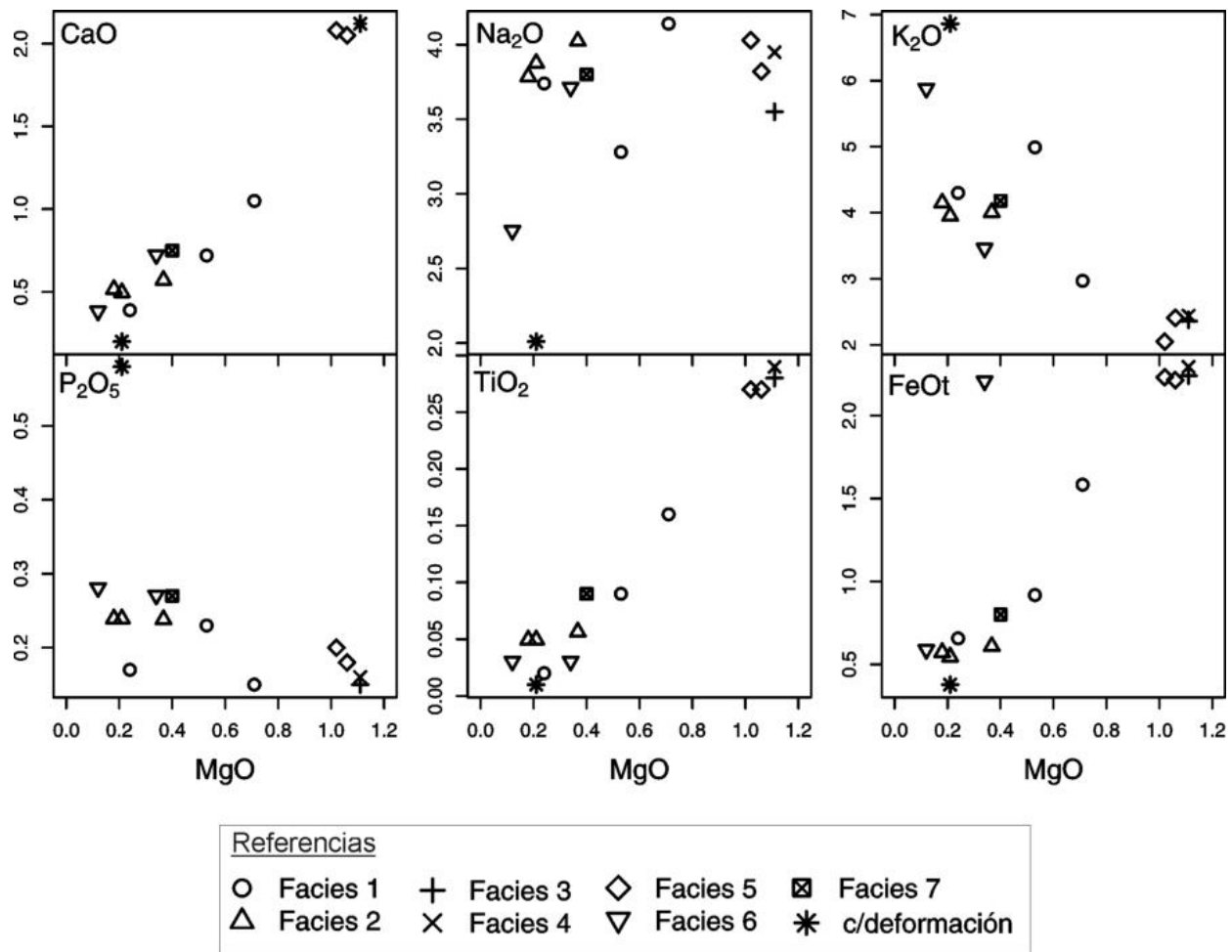


Figura 7: Diagramas de variación de elementos mayores vs. MgO.

MO-57 y MO-76) son aquellas que poseen también elevados contenidos en TiO_2 , FeOt y CaO . Los valores de Na_2O son en general elevados y oscilan entre 2 y 4,14% con una fuerte dispersión en los diagramas de variación. En cuanto a los elementos traza (Fig. 8), las variaciones más claras se observan en los valores de Sr, Ba y Zr, con correlación positiva con respecto a MgO para los tres elementos. Debe señalarse además en el caso del Zr, la correlación positiva con respecto tanto al contenido de FeOt como de TiO_2 , coincidiendo con el aumento de contenidos de biotita. La gran cantidad de circón incluido en la biotita puede explicar este comportamiento en los diagramas de variación. Por ello, el uso de Zr como índice de diferenciación podría dar lugar a confusiones, mostrando facies aparentemente más diferenciadas y con va-

lores altos en Zr a facies con mayor contenido de biotita, es decir más máficas. El Rb tiene una gran dispersión pero puede reconocerse una tendencia negativa aproximada.

Caracterización química del granate

Con la finalidad de caracterizar a una de las facies más conspicuas (leucogranito equigranular con $\text{Grt} + \text{Tur} + \text{Sil}$) asociadas al cuerpo principal de Granito Pumayaco, se realizaron análisis semicuantitativos de química mineral en granates. Se analizaron además, con fines comparativos, cristales de granate de una aplita bandeada en el borde oriental del extremo norte de la sierra de Molinos. En ambos tipos de litologías el granate tiene formas euhédricas a subhédricas, con contornos dodecaédricos pentagonales, algunos de ellos caracterizados

por una fuerte zonación óptica (Figs. 5b-c) mientras otros son uniformes con inclusiones de turmalina. Los elementos mayoritarios de los granates con zonación óptica, en las dos litologías analizadas, no reflejan una variación importante o sistemática en su composición entre los bordes y núcleos, al igual que los granates sin zonación. La composición semicuantitativa es similar en ambos tipos de granates, representada por una solución sólida rica en miembros finales de almandino-espesartina (Alm_{40-57} , Grs_0 , Prp_{6-11} , Sps_{35-45} , Uva_0). Se estima que la inhomogeneidad en el color se debería a la presencia de algún catión concentrado como elemento traza que no fue posible detectar con el equipamiento utilizado. Los altos contenidos relativos de MnO (15 - 18,6 %) de los granates en este tipo de magmas evolucionados, permiten la estabilidad del mis-

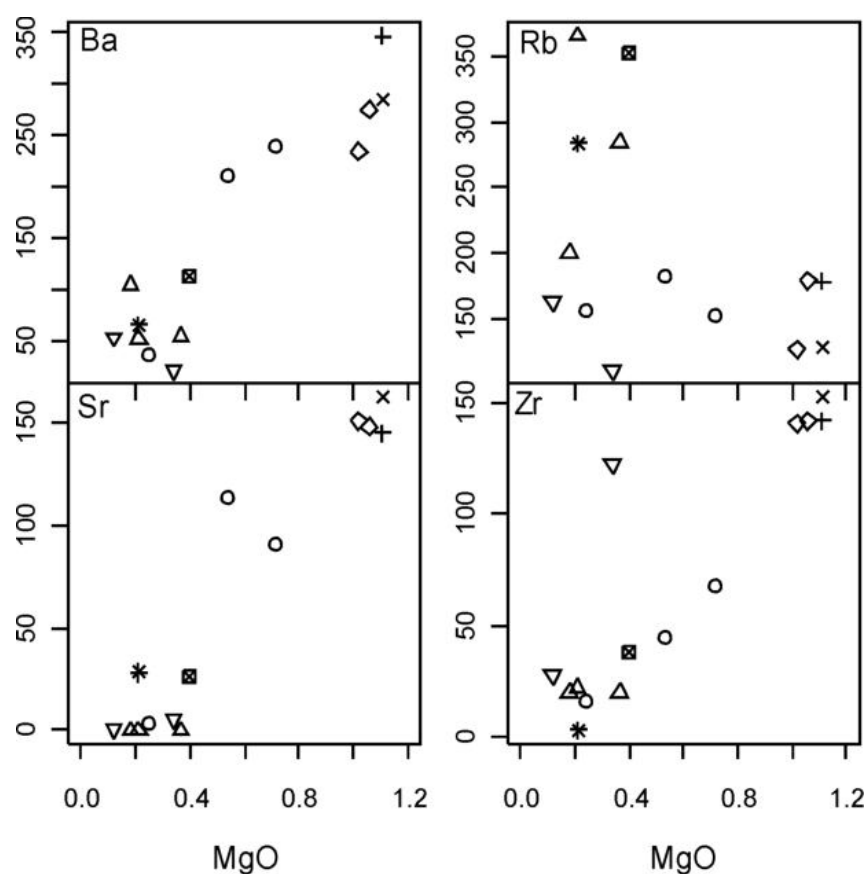


Figura 8: Diagramas de variación de elementos traza vs. MgO.

mo a bajas presiones (Green 1976) y temperaturas elevadas.

GEOCROLOGÍA

La muestra seleccionada para realizar las determinaciones geocronológicas, MO106 (véase ubicación en el mapa de la Fig. 2; datos en Cuadro 2), corresponde a un leucosoma de una migmatita metatexítica tomado en las cercanías del plutón principal. Teniendo en cuenta las relaciones espaciales existentes entre granitos y migmatitas, se interpreta que la edad determinada de $466,5 \pm 3,0$ Ma, corresponde a la edad del evento térmico principal que habría generado el magmatismo leucogranítico en este sector de los Valles Calchaquíes. Es común en migmatitas y granitos de tipo S la presencia de material heredado perteneciente al protolito metasedimentario. Es por esto que, a fines de establecer la edad de cristalización del leucosoma, sólo fueron considerados

circones concordantes en la intercepción inferior de la curva de concordia (ver Fig. 9); la mayoría pertenecen a edades determinadas sobre el borde de grano. Se debe remarcar, sin embargo, la presencia de núcleos más antiguos con edades entre 500-800 Ma, inclusive hasta 1015 ± 10 Ma (véase Fig. 9). En este sentido, para la zona de Rancagua, aproximadamente 15 km al norte de Molinos, Adams *et al.* (2008) realizaron estudios de proveniencia en los sedimentos de la Formación Puncoviscana, determinando edades de circones detríticos con modas principales de 520, 650, 800 y 1000 Ma aproximadamente. Si bien no es posible realizar una comparación directa de las modas debido al número de mediciones realizadas en este trabajo, las edades heredadas determinadas para el leucosoma MO106 tienen una correspondencia aceptable con las edades mencionadas por dichos autores y reafirma un origen paraderivado (equivalente a la Formación Puncoviscana?) de los

diferenciados leucocráticos. La edad de $466,5 \pm 3,0$ Ma obtenida en los bordes de grano, es semejante con datos presentados anteriormente para esta zona sobre cuerpos graníticos (457 ± 27 Ma en circón y 462 ± 1 Ma en monacita; La Angostura, Lork *et al.* 1989) y se interpreta como la edad de cristalización de los diferenciados leucocráticos en las migmatitas. Los cuerpos plutónicos serían contemporáneos o ligeramente más jóvenes que las migmatitas metatexíticas tal como sugieren otros autores para el sector de la sierra de Quilmes ubicada hacia el sur de la sierra de Molinos (ver Büttner *et al.* 2005).

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES GENÉTICAS

En orógenos convergentes, en especial en aquellos donde se proponen campos de esfuerzos con componentes de extensión (transtensivos), los mecanismos a través de los cuales se produce el ascenso y emplazamiento de los fundidos graníticos son complejos y muchos de ellos aún no están del todo comprendidos. Un punto crucial es determinar si los procesos de anatexis cortical, deformación y metamorfismo transcurrieron en un mismo período de tiempo, de manera sincrónica, planteando en este caso una interacción continua entre tales procesos. Las zonas de cizalla generadas en dichos procesos orogénicos controlan la separación, el movimiento y la acumulación de fundidos graníticos a través de diferentes niveles corticales. Unidades migmatíticas y de alto grado metamórfico están involucradas comúnmente en estas megaestructuras y pueden representar los conductos a través de los cuales los fundidos graníticos son transportados a niveles superiores de la corteza (Brown y Solar 1998, y referencias allí citadas). Por otro lado, la evolución P-T-t en orógenos convergentes de larga duración, sigue normalmente trayectorias en sentido horario, lo que significa que en el núcleo de los mismos la temperatura supera el *solidus* para las rocas corticales comunes (Harris y Inger 1992, Nabelek y Bartlett 2000, Solar y Brown 2001, Nabelek y Liu 2004 y referencias allí citadas).

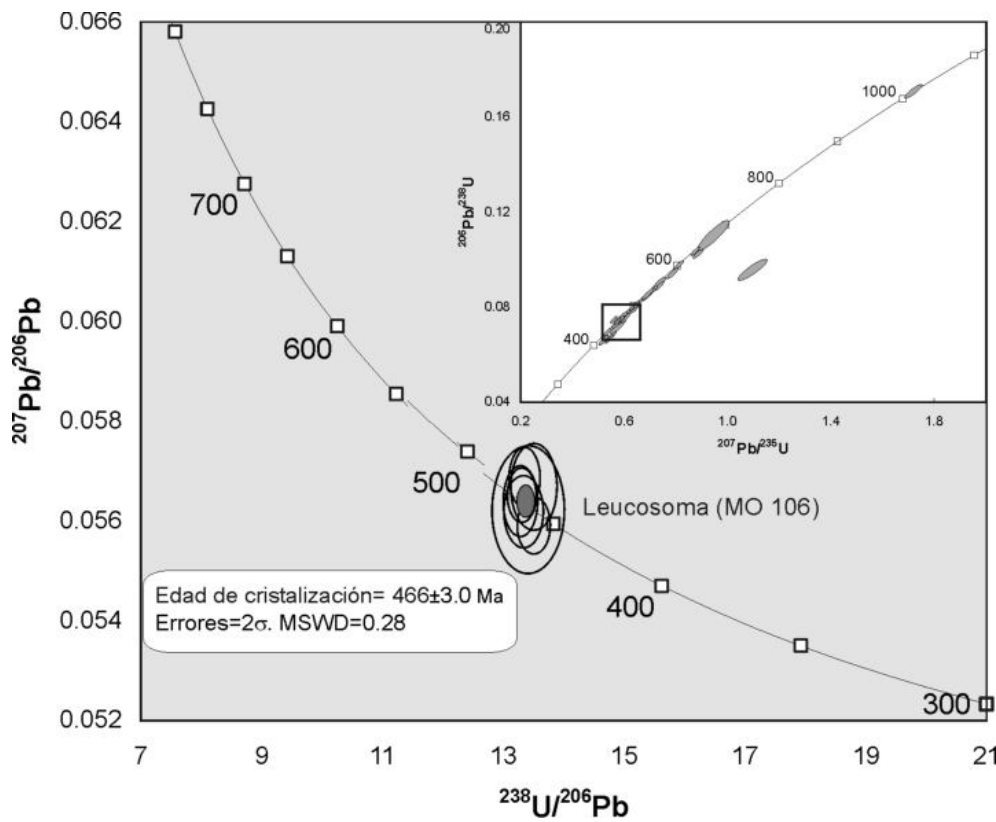


Figura 9: Diagrama de Concordia (esquina superior derecha) y diagrama Tera-Wasserburg para la muestra MO106 correspondiente a un leucosoma en una migmatita metatexitica próxima al plutón Pumayaco. Las elipses de error corresponden a 2σ .

En esta evolución, los sedimentos deformados y metamorfizados son el protolito a partir del cual se generan fundidos anatócticos. Numerosos experimentos de fusión parcial demuestran el potencial de metapelitas y metagrauvas en la producción de fundidos peraluminosos de composiciones cercanas al eutéctico. Las distintas curvas indicadas para reacciones de fusión de minerales hidratados son atravesadas a medida que el sistema alcanza las condiciones de P-T adecuadas para iniciar las reacciones. Entre las más comunes se encuentran los procesos de fusión por deshidratación de muscovita y biotita (MDM, BDM respectivamente, Patiño-Douce y Harris 1998, LeBreton y Thompson 1988, Nabelek y Liu 2004 y referencias allí citadas). En el transcurso de las reacciones de deshidratación, el H_2O es transferida desde el protolito hacia el fundido, siendo transportada por este último como H_2O disuelta hacia niveles corticales superiores. La exsolución del H_2O disuelta por cristalización puede promover nuevos eventos de migmatización y generación de cuerpos peg-

matoides en otros niveles de la corteza. Esta evolución se daría en distintas etapas, de tal forma que pueda ocurrir una contribución de las distintas reacciones en distintos tiempos, controlando sobre todo la diferenciación de los fundidos producidos durante el proceso de migmatización.

Mineralogía y geoquímica

En este apartado se realizan algunas consideraciones sobre la presencia o ausencia de fases minerales accesorias que aportan graníticos de origen cortical. Los contenidos de CaO, MgO y FeOt individualmente mayores a 1 % en peso, indicarían la influencia de fases restíticas en la composición del fundido. Estos contenidos de óxidos son valores comunes en los granitos de tipo S clásicos (véase Chappell y White 2001). Los modelos que involucran influencia de restita plantean que parte de la fase restítica refractaria del protolito original es "arrastrada" por los fundidos. Estas fases residuales entran en desequilibrio con el fundido a medida que éste se va saturando en H_2O y participan en reacciones re-

trógradas, a la inversa de las reacciones de fusión (White 2001). El crecimiento tardío de muscovita a partir de $Sill + Kfs + H_2O$ es una característica propia de este tipo de reacciones.

Para la sillimanita, se plantea un origen residual (restítico), es decir por crecimiento en estado sólido a partir de reacciones metamórficas antes del inicio de la fusión parcial. Porfidoblastos de sillimanita con núcleos de biotita apuntan a reacciones que involucran a esta última fase. En un estadio posterior la sillimanita reacciona para convertirse en muscovita + cuarzo; el resultado son cristales de muscovita intercrecidos con cristales aciculares de sillimanita en su interior y bordes simplectíticos con cuarzo. El reconocimiento de fibrolita en rocas metamórficas que aún no han experimentado fusión parcial refuerza esta idea.

La cordierita posee un campo de estabilidad P-T-X que puede abarcar tanto dominios metamórficos como magmáticos dentro de una variedad de rocas peraluminosas y su formación ha sido relacionada con reacciones metamórficas, magmáticas e inclu-

sive metasomáticas (ver síntesis en Clarke 1995). La presencia de esta fase mineral en los leucosomas de las migmatitas y la similitud con la reconocida en las rocas graníticas sugiere un origen peritético común para ambos tipos. Diversos experimentos y relaciones de fases revelan que la cordierita puede ser formada por deshidratación de biotita en condiciones de presión ≤ 4 Kbar (Clarke 1995 y referencias allí citadas). De cualquier manera, la distinción entre cordierita restítica (presente en la fuente antes de comenzada la fusión) y aquella de origen peritético (la cuál aparece sólo en el comienzo de la fusión parcial) puede ser muy difícil en la práctica.

El granate es reconocido sólo en las rocas graníticas de Molinos. Este mineral podría generarse por las mismas reacciones de deshidratación (biotita?) que a menores presiones generan la cordierita. Análisis cuantitativos y termobarométricos podrían arrojar luz sobre la génesis magmática o peritética del mismo. Una comparación con la química mineral de granates peritéticos descritos en las migmatitas de las sierras de Quilmes (Büttner 2005) sería de gran ayuda en este sentido.

El desarrollo de cristales discretos de gran tamaño de apatita en granitos tipo S, es un rasgo ya señalado en los primeros trabajos de Chappell y White (1974) en los granitos del Lachlan Fold Belt del SE de Australia. La explicación podría hallarse en la mayor solubilidad de la apatita en fundidos peraluminosos (con $ASI > 1.1$), por lo que la misma sería fraccionada con los fundidos.

Consideraciones para el área de estudio

La variabilidad geoquímica de las facies graníticas del plutón Pumayaco y los otros cuerpos de granitoides aflorantes en el extremo norte de la sierra de Molinos, se puede explicar mediante procesos de desmezcla entre fases restíticas y porciones de fundidos. Los representantes de los extremos finales serían los leucogranitos equigranulares y las migmatitas aflorantes en sus proximidades, en particular las migmatitas residuales. El protolito del cual se generaron los fundidos graníticos serían las migmatitas que en algunos sectores tienen pasajes

transicionales o están íntimamente ligadas con los diferenciados graníticos (leucosomas). El mecanismo de generación de los fundidos anatéticos sería un proceso de fusión incongruente mediante deshidratación de micas, en condiciones anhidras y en desequilibrio. Las principales evidencias del desequilibrio, estarían indicadas por la fuerte heterogeneidad en las composiciones química y mineralógica de los granitoides aflorantes en el área. El desequilibrio puede observarse también en los distintos contenidos de fases restíticas, por ejemplo el contenido de cordierita como inclusiones en la plagioclasa. Los granitos empobrecidos en fases minerales restíticas serían los más próximos a la composición inicial de los fundidos anatéticos.

Las características mencionadas son indicativas de procesos de fusión, migración y cristalización de fundidos que ocurren en un corto período de tiempo, por ello que no se alcanza a producir el equilibrio completo entre las fases restíticas y el fundido generado.

Los procesos de fusión rápidos ligados a la deshidratación de muscovita - biotita pueden haberse iniciado por el sobrecalentamiento del sistema y la superación de la temperatura del solidus que se requiere para que comience a nuclearse un determinada fase cristalina en condiciones peritéticas (p.e. granate, cordierita, sillimanita). De esta forma, al iniciarse la fusión existe un exceso de temperatura que hace que este proceso progrese en un corto período de tiempo. El mecanismo de fusión en desequilibrio en condiciones anhidras genera volúmenes pequeños de fundido que pueden tener un gran contenido de fases restíticas. El fundido, al tener composiciones próximas al eutéctico del sistema granítico, permite su rápida cristalización. Por ello la capacidad de homogenización de estos magmas es muy limitada, al igual que la migración desde su fuente, resultando de ello un plutón pequeño, compuesto por una variada asociación de facies y emplazado directamente en, o muy próximo a su fuente. El volumen de cuerpos pegmatoides y aplíticos en el ámbito de la sierra, que supera ampliamente el volumen de los granitoides, no podría ha-

berse generado directamente a partir de los mismos, sino que se interpretan como el producto de frentes anatéticos en niveles inferiores, produciendo fundidos que ascendieron hasta el nivel de emplazamiento del leucogranito.

Específicamente, en la sierra de Molinos y en particular en área del Granito Pumayaco, se considera que el proceso de fusión rápida se habría iniciado durante el Paleozoico inferior, cuando se registra un pico metamórfico de alta temperatura (750 - 800 °C). La presencia de granate (como fase peritética) en la paragénesis no descarta la posibilidad que este leucogranito haya sido generado a temperaturas y presiones mayores a las cuales se emplazó. En este caso, las condiciones de P-T serían similares a las determinadas para las Sierras de Quilmes, donde se alcanzaron condiciones de facies de granulitas y anatexis para el mismo protolito (~6 kbar, 800°C) entre 460 y 477 Ma (Becchio *et al.* 1999, Büttner 2005). Las migmatitas aflorantes en la sierra de Molinos serían generadas sincrónicamente, aunque en niveles corticales más someros. La paragénesis Crd + Kfs + Sill y la ausencia de granate en los leucosomas responden a condiciones de anatexis a presiones más bajas, posiblemente por debajo de los 5 kbar. Los fundidos se habrían segregado en una primera etapa de fusión parcial de su fuente migmática, arrastrando fases restíticas y en volúmenes pequeños (leucosomas y facies de leucogranito rico en minerales accesorios). El proceso de fusión/segregación se habría desarrollado en numerosos pulsos, uno de ellos definido aproximadamente a los 470 Ma por la edad determinada en rocas migmáticas. Posteriormente, procesos de cizallamiento a escala cortical habrían aumentado el grado de anatexis produciendo volúmenes más importantes de fundidos con composiciones variadas. Las zonas de cizalla estarían ligadas a sistemas estructurales de extensión vinculado al desarrollo de las cuencas paleozoicas durante el Ordovícico temprano (Büttner *et al.* 2005, Tubía *et al.* 2005, Hongn y Riller 2007, Wegmann *et al.* 2008).

Las condiciones metamórficas de alto grado, con temperaturas superiores a 700 °C,

se habrían mantenido durante un período de tiempo prolongado, disminuyendo localmente la presión en aquellas regiones donde existió la distensión a escala cortical. En esas condiciones (700° C - 3 a 4 kbar) puede entrar en fusión otra fase mineral, como la biotita, y de esta manera generar fundidos con distinta composición a los generados durante el inicio de la anatexis. Los procesos de fusión, migración y emplazamiento de los líquidos anatéticos se habrían repetido y desarrollado simultáneamente con eventos de deformación en condiciones de alto y bajo grado metamórfico. Se estima que la producción de fundido habría finalizado a los 440 Ma aproximadamente, teniendo en cuenta edades de metamorfismo y magmatismo granítico en el área de la sierra de Quilmes e inmediatamente al sur de la sierra de Molinos (Granito El Durazno). De esta forma se puede explicar la génesis de los magmas leucograníticos en el contexto evolutivo de orógenos calientes de largo período durante el Paleozoico inferior (500 Ma - 440 Ma; aproximadamente de 60 millones de años). Las condiciones de presión - temperatura en niveles medios a superiores de la corteza, que caracterizan un escenario extensional durante el Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, se corresponden con los valores termobarométricos HT/LP determinados para una gran área del basamento andino. Estas condiciones se pueden asumir para el extremo norte de la sierra de Molinos, pero con menores valores de presión, teniendo en cuenta el predominio de texturas con evidencias de un metamorfismo térmico en rocas migmatíticas de expresión regional. La presencia de granate con un alto contenido en MnO en las facies del Leucogranito Puamayaco y diques félsicos, emplazados en las rocas migmatíticas mencionadas, refuerza la hipótesis de un ambiente extensional con predominio de presiones intermedias a bajas.

CONCLUSIONES

Se define el plutón leucogranítico Pumayaco de composición sienomonzogranítica con biotita-muscovita dominantes. Este

plutón se caracteriza petrográficamente por contener cantidades significativas de fases minerales aluminosas (sillimanita, cordierita, granate, muscovita) y turmalina, como accesorios que lo diferencian composicionalmente del resto de granitoides aflorantes en el ámbito de la Cordillera Oriental. Desde el punto de vista de la geoquímica los granitoides de la sierra de Molinos tienen características de granitos peraluminosos tipo S. Los contenidos MgO, FeO y TiO₂ más elevados se corresponderían con el fraccionamiento por presencia de biotita. Las variaciones de elementos traza como Sr, Ba y Rb podrían estar controladas por las relaciones feldespáticas.

Se propone como protolito cortical a un conjunto de metapelitas y metagrauvacas ricas en micas, representado regionalmente por la Formación Puncoviscana y sus equivalentes metamórficos de mediano a alto grado. En estas litologías, las micas son la principal fase mineral que controla la generación de fundidos graníticos, mediante reacciones de tipo *MDM-BDM* en distintas condiciones de presión y temperatura. La diferenciación composicional del leucogranito habría sido controlada por la separación del fundido granítico de su fuente, así como por el tipo de reacción involucrada en la anatexis.

El plutón leucogranítico Pumayaco y otros cuerpos de granitoides en la sierra de Molinos se habrían emplazado sincrónicamente con eventos de deformación y metamorfismo, en un medio con bajo contraste térmico y reológico. Tanto el emplazamiento como la migración de fundidos estarían controlados por estructuras previas en el encajonante.

Teniendo en cuenta la similitud petrológica (sienogranitos), así como en composiciones químicas de elementos mayores y química mineral (granate), se plantea que las facies de leucogranitos equigranulares granatíferos de Pumayaco tienen un origen magmático en común con los diques aplíticos ricos en granate - turmalina aflorantes en la zona.

La comparación entre la edad de cristalización de los segregados leucocráticos en las migmatitas y la edad de cristalización

de los granitoides (~470 Ma), sugiere que una vez generada la fusión en los metasedimentos, los diferenciados de composición granítica cristalizaron muy próximos a la zona de fusión, favoreciendo la diferenciación principalmente por influencia de la fuente (*restite unmixing*) en vez de cristalización fraccionada.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer en primer lugar al Dr. Pablo Grosse y el Dr. Edgardo Baldo por las sugerencias y correcciones realizadas en el manuscrito de este trabajo. A los técnicos Ricardo Pereyra, Alejandro Nievas y Ricardo Dominguez de la Universidad Nacional de Salta por la preparación de muestras y separado de los zircones. A los Geólogos Raúl Chocobar y José M. Viramonte por su ayuda durante los trabajos de campo. Al Instituto Geonorte, Universidad Nacional de Salta, por el apoyo logístico y de laboratorio. Se contó con el apoyo económico de los siguientes proyectos: PIP 6103 CONICET; proyecto 1350/1 y 1790/1 Consejos de Investigación, Universidad Nacional de Salta.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J. y Griffin, W.L. 2008. The Puncoviscana Formation of Northwest Argentina. U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 247(3): 341-352
- Aceñolaza, F., Durand, F. y Díaz Taddei R. 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento de la región de Cachi, Provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 319-332, Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 2000. The Pampean and Famatinian cycles - Superposed orogenic events in West Gondwana. En Miller, H. y Hervé, F. (eds.) *Geoscientific Cooperation with Latin America, Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft SH1.*, 31st International Geological Congress, 337-344.

- Bahlburg, H. y Herve, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of north-western Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109: 869-884.
- Becchio, R., Luccassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K., 1999. El Basamento Paleozoico Inferior del noroeste de Argentina (23°-27°) - Metamorfismo y geocronología. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 58-78.
- Blasco, G. y Zappettini, E.O. 1996. Hoja geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. Dirección Nacional Servicio Geología, Boletín 217, 126 p., Buenos Aires.
- Brown M. y Solar, G.S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20 (9/10): 1965-1393.
- Büttner, S., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdtmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the settings of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Chappell, B.W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489- 499.
- Chocobar, R. 2005. Aspectos petrológicos de la sierra de Molinos. Departamento de Molinos, Salta. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología, (inédito) 135 p., Salta.
- Cisterna, C.E. 1986. Contribución al conocimiento geológico de la región de la Angostura, departamento San Carlos, Cordillera Oriental, Provincia de Salta. Seminario, Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, (inédito), 53 p., Tucumán.
- Clarke, D.B. 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* 59: 311-325.
- Debon, F. y Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73: 135-149.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R. y Pimentel, M. 2006. El basamento ígneo - metamórfico del borde occidental del salar Centenario. Petrografía y estructura. Puna Austral. Salta. Avances en microtectónica y geología estructural. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D 1: 161-168.
- Green, T.H., 1976. Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology* 4: 85-88.
- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sobel, E., Grove, M. y Schmitt, A.K. 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite fission track, apatite (U-Th)/He, K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 360-363.
- Harris, N.B.W. e Inger, S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Tectonics* 13: 1537-46.
- Hippertt, J.F. y Hongn, F.D. 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology* 20: 1435-1448.
- Hongn, F. y Becchio, R. 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, basamento de los Valles Calchaquies, Provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (1): 74-87.
- Hongn, F.D. y Seggiano, R.E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 248, 87 p., Buenos Aires.
- Hongn, F. y Riller, U. 2007. Tectonic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in NW-Argentina. *Journal of Geology* 115: 163-180.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- LeBreton, N y Thompson, A.B. 1988. Fluid- absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 226-37.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the faja eruptiva de la Puna oriental, and the Cordillera Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:1-6, Mendoza.
- Lork, A., Miller, H. y Kramm, U. 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the north-west Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 147-153.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y Grauret, B. 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (provincia de Salta, Argentina). En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds) El ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica 4: 209-219, Tucumán.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwal, M.F., Viramonte, J.G. y Wemmer, K. 2000. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S) a Metamorphic View. *Journal of South American Earth Sciences* 13:697-715.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Mon, R., Cisterna, C. y Campos, F. 2004. Fases de Plegamiento Superpuestas en el Basamento Cristalino de los Altos de Molinos, Valle Calchaqui, Prov. de Salta. 12° Reunión de Microtectónica y Geología Estructural, Resúmenes 27-28, Cafayate.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51:1-10.
- Nabelek, P. y Bartlett, C.D., 2000. Fertility of metapelites and metagraywackes during leucogranites generation: an example from Black Hills, USA. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science* 91: 1-14.
- Nabelek P. y Liu M. 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Earth Science* 95: 73-85.
- Omarini, R. y Sureda, R. 1994. El basamento centroandino y sus cuencas marginales entre el rift Irúyico (515 Ma) y la colisión oclóyica (435 Ma). 7° Congreso Geológico Chileno 1: 491-498.
- Omarini, R., Sureda, R., Goetze, H., Seilacher, A. y Plüger, F. 1999. The Puncoviscana folded belt: a testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and the collisional pre-Gondwanic episodes. *Geologische Rundschau* 88(1): 76 -97.
- Patíño-Douce, A.E. y Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39(4): 689-710.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic- Early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes* 11(3): 168-175.
- Ramos, V.A. 2008. The Basement of the Central

- Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36: 289-324.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Durand, F.R. 1992. Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la cuenca Puncovicana, plutonismo y régimen tectónico. Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 279-287.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*, John Wiley and Sons. 444 p., New York.
- Sola, A. 2007. Magmatismo granítico en el extremo norte de la sierra de Molinos. Leucogranito Pumayaco. Paleozoico inferior. Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta, Escuela de Geología, (inédito), 92 p., Salta.
- Solar, G.S. y Brown, M. 2001. Petrogénesis of migmatites in Maine USA: possible source of peraluminous leucogranites in plutons? *Journal of Petrology* 42(4): 789-823.
- Thompson, A.B., Schulmann, K. y Jezek, J. 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics* 280: 171-184.
- Toselli, A.J., Sial, A.J. y Rossi, J.N. 2002. Ordovician Magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, NW of Argentina. En Aceñolaza, F.G. (ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*, INSU-GEO, Serie Correlación Geológica 16: 313-326, Tucumán.
- Tubía, J.M., Hongn, F.D. y Aranguren, A. 2005. Positive inversion tectonics in the Precambrian basement of the Nevado de Cachi mountains (Salta, Argentina). *Gondwana* 12 Abstracts 349, Mendoza.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria (Argentina). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 41: 163-196, Córdoba.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions Royal Society Edinburgh, Earth Science* 89: 113-119.
- Viramonte, J.M., Becchio, R.A., Viramonte, J.G., Pimentel, M.M. y Martino, R.D. 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167-183.
- Wegmann, M.I., Riller, U., Hongn, F.D., Glodny, J. y Oncken, O. 2008. Age and kinematics of ductile deformation in the Cerro Durazno area, NW Argentina: significance for orogenic processes operating at the western margin of Gondwana during Ordovician - Silurian times, *Journal of South American Earth Sciences* 26: 78-90.
- White, A.J.R. 2001. Water, restite and granite mineralization. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 551-555.

Recibido: ,2008
Aceptado: ,2009