

# EL METAMORFISMO DE CONTACTO DEL GRANITO LA ESCALERILLA EN EL ÁREA DE LA CAROLINA, SAN LUIS

Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup> y Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET. E-mail: afmorosi@unsl.edu.ar

<sup>2</sup> Universidad Nacional de San Luis, San Luis.

## RESUMEN

Se determinaron las condiciones de presión y temperatura en muestras correspondientes a la porción norte del Granito La Escalerilla y a las rocas metamórficas de la caja, pertenecientes a la Formación San Luis, a distintas distancias desde el contacto de la intrusión. Los resultados han permitido determinar los gradientes térmicos en la roca hospedante para diferentes tiempos ( $t_0$ ,  $t_1$  y  $t_2$ ), vinculados al emplazamiento del plutón La Escalerilla. Se estima que las metamorfitas habrían recibido aporte térmico de parte del plutón, hasta una distancia aproximada de un kilómetro desde el contacto con el intrusivo, por consiguiente este aporte dio lugar al desarrollo de una aureola de esquistos, caracterizada por presentar condiciones metamórficas de mayor grado dentro de la Formación San Luis. Los valores de gradiente geotérmico calculados son relativamente bajos e indican un metamorfismo regional de presión media, que probablemente representan una etapa tardía en el desarrollo de un arco magmático famatiniano, o bien representen un área marginal del mismo, ampliamente desarrollado hacia el norte. Sugieren además, que durante la intrusión del granito La Escalerilla y probablemente durante su etapa de enfriamiento, aumentó considerablemente la presión litostática, debido a un rápido apilamiento tectónico que no permitió el ascenso de dicho gradiente.

**Palabras clave:** *Intrusión, roca hospedante, difusión térmica, geotermobarometría, granate.*

## ABSTRACT

*Contact metamorphism of the La Escalerilla Granite, in the area La Carolina, San Luis.*

Pressure and temperature conditions in samples from the northern portion of the La Escalerilla Granite were determined, together with the host rocks metamorphic that corresponds to the San Luis Formation, at different distances from the contact with intrusion. The results allow to determine the thermal gradients of the host rock for different times ( $t_0$ ,  $t_1$  y  $t_2$ ), related to the La Escalerilla pluton emplacement. It is estimated that the metamorphic rocks located approximately at a distance greater to 1 kilometer from the contact with the La Escalerilla Granite, would not have received the heat of the same, because of the absorbed dissipation within the rocks located on the edge immediate of the intrusion. This led to the development of an aureole of schists, characterized by higher grade metamorphic conditions, within the San Luis formation. The values determined of geothermal gradient are relatively low and indicate a regional medium-pressure metamorphism, which probably represent an a late stage in the development of a famatinian magmatic arc, or represent a marginal area thereof, widely developed to the north. It is also suggested that during the intrusion of the La Escalerilla Granite, and probably during the cooling stage, significantly increased lithostatic pressure, due to fast stacking tectonic, did not allowed the rise of the geothermal gradient.

**Keywords:** *Intrusion, host rock, thermal diffusion, geothermobarometry, garnet.*

## INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo ha sido determinar las condiciones de presión y temperatura de las rocas del basamento en torno a la localidad de La Carolina, con el fin de desarrollar un modelo tentativo de la historia metamórfica vinculada con el aporte térmico generado a partir del em-

plazamiento del Granito La Escalerilla.

El sector estudiado se encuentra ubicado a unos 90 km al norte de la ciudad capital de San Luis, y cubre una pequeña área de 6 km<sup>2</sup>, aproximadamente, en la cual aflora el extremo norte del plutón La Escalerilla, emplazado entre micaesquistos al este, y metamorfitas de bajo grado pertenecientes a la Formación San Luis al

oeste (Fig. 1). Sólo se ha trabajado sobre el contacto occidental, por lo que las características de los micaesquistos ubicados al este sólo se describen someramente.

La metodología empleada para este trabajo consistió en la recolección y análisis petrográfico de rocas pertenecientes a las diferentes unidades de la región. A partir

de este análisis se seleccionaron cuatro muestras, una correspondiente al Granito La Escalerilla, y tres pertenecientes a las metamorfitas, ubicadas a distintas distancias desde el contacto con el granito (Fig. 1). Para el análisis químico de los minerales se utilizó una Microsonda Electrónica CAMECA SX100, perteneciente a la Universidad de Oviedo (España). Las condiciones analíticas fueron una intensidad de corriente del haz de electrones de 15 nA, con un voltaje de aceleración de 15 keV. El tamaño de sonda de electrones incidentes (*probe size*) fue de 1 µm, con un tiempo de análisis de 10s *peak* / 5s *background*. Se utilizó el modelo de corrección PAP, y los patrones utilizados fueron una combinación de silicatos y óxidos. Los valores de porcentajes en óxidos obtenidos fueron recalculados para determinar la concentración por fórmula unidad (c.p.f.u), en cada una de las especies minerales.

Estos análisis permitieron determinar por medio de geotermobarómetros teóricos y empíricos (Yoder *et al.* 1957, Thompson 1976, Bhattacharya *et al.* 1992, Holland y Powell 1985, 1990, 1992, Henry *et al.* 2005, *Thermocalc* 3.21), las condiciones P-T para cada muestra, y para diferentes estadios de tiempo ( $t_0$ ,  $t_1$ ,  $t_2$ ), respecto a la intrusión del Granito La Escalerilla.

Se utilizaron los índices de color para rocas plutónicas propuestos por Streckeisen (1976), las abreviaturas de minerales propuestas por Kretz (1983), e imágenes satelitales obtenidas del *software Google Earth*.

## GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la sierra de San Luis está formado por rocas metamórficas de edad precámbrica-paleozoica inferior, que varían desde bajo a alto grado, y han sido agrupadas en complejos y formaciones según varios autores (Prozzi y Ramos 1988, Sims *et al.* 1998, von Gosen y Prozzi 1998). También afloran granitoides que han sido interpretados como pre-cinemáticos, sin-cinemáticos y post-cinemáticos de acuerdo al clímax tectono-metamórfico del ci-

clo Famatiniano (Ortiz Suárez *et al.*, 1992), ubicado en torno a los 460 y 480 Ma (Llambías *et al.* 1991, Sims *et al.* 1998). Posteriormente fueron reclasificados como pre-orogénicos, sin-orogénicos y tardío a post-orogénicos (Sato *et al.* 2003), mientras que trabajos más recientes los han reagrupado en dos suites ordovícicas y dos suites devónicas, considerando un carácter sincinemático en todos los casos (López de Luchi *et al.* 2007).

En el sector suroccidental de la sierra de San Luis, aflora el Granito La Escalerilla, que es un cuerpo laminar, de 52 km de largo y 2 a 6 km de ancho, que en su extremo norte se adelgaza hasta desaparecer entre rocas metamórficas, hacia el sur, en cambio, alcanza su máximo espesor y es cubierto por sedimentos cuaternarios. Por su parte, el Granito La Escalerilla separa a las rocas de bajo grado de la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988) ubicadas al oeste, de las rocas que conforman el *grupo micaesquistos* (von Gosen y Prozzi 1998) ubicadas al este del mismo.

El Granito La Escalerilla a sido referido a diferentes grupos, en un principio se lo consideró, en base a su deformación interna, como perteneciente al grupo de granitoides precinemáticos (Ortiz Suárez *et al.* 1992), luego la existencia de una edad de  $403 \pm 6$  Ma, modificó su ubicación y se consideró como parte de los granitoides devónicos (Sims *et al.* 1997, von Gosen 1998a, Steenken *et al.* 2008), aunque posteriormente se ha replanteado su ubicación, como un cuerpo predeformacional (von Gosen *et al.* 2002, Brogioni *et al.* 2005).

La deformación que presenta el Granito La Escalerilla se ha interpretado como resultado de un esfuerzo transpresivo sinistral, producto de una compresión aproximadamente ONO-ESE, que también habría producido el plegamiento y el primer clivaje de las filitas de la Formación San Luis y la segunda esquistosidad de los micaesquistos (von Gosen 1998b). Morosini *et al.* (2009) mediante el estudio petrográfico de detalle y el microanálisis químico en el plutón La Escalerilla, han realizado una discriminación de las diferen-

tes facies, y remarcado diferencias entre la porción norte y sur del plutón La Escalerilla, así como la presencia de nuevas facies máficas, especialmente en el sector centro-occidental del mismo.

La Formación San Luis, denominada y descrita por Prozzi y Ramos (1988), Prozzi (1990) y equivalente al *grupo filitas* de von Gosen y Prozzi (1996), aflora en dos fajas, una oriental y otra occidental ubicadas en la porción centro sur de la sierra de San Luis. Se ha interpretado que corresponde a una antigua cuenca sedimentaria marina de edad proterozoica tardía-paleozoica temprana, localizada en el margen occidental de Gondwana (Rivarola y Ortiz Suárez 2008), posiblemente correlacionable con la Formación Puncoviscana del noroeste Argentino (Prozzi y Ortiz Suárez 1994, Aceñolaza y Aceñolaza 2005). No obstante, Drobe *et al.* (2009) interpretan, mediante estudios geoquímicos isotópicos, que esta secuencia, junto con los protolitos sedimentarios de los Complejos Metamórficos Nogolí y Pringles, es más joven que la Formación Puncoviscana del noroeste argentino.

La Formación San Luis está compuesta por una monótona sucesión con alternancia de meta-pelitas, meta-areniscas, meta-conglomerados, (Prozzi 1990, Ramos *et al.* 1996) y meta-volcanitas ácidas, interpretadas como protolitos volcánicos extrusivos (Brodtkorb *et al.* 1984, Fernández *et al.* 1991, Brodtkorb *et al.* 2009), o como meta-diques ácidos intrusivos (von Gosen y Prozzi 1996).

Por su parte, el *grupo micaesquistos*, denominado por von Gosen y Prozzi (1998), y equivalente a las rocas de menor grado del Complejo Metamórfico Pringles de Sims *et al.* (1997), aflora en la sierra de San Luis en varias fajas que rodean a las rocas de la Formación San Luis. Está caracterizado por una monótona sucesión de esquistos cuarzo-micáceos intercalados con metacuarcitas y escasos lentes calcosilicáticos, de protolitos pelíticos y psamíticos con algunas intercalaciones carbonáticas, enjambres de cuerpos aplo-pegmatíticos y segregaciones de cuarzo. De acuerdo a interpretaciones de von Gosen (1998a),

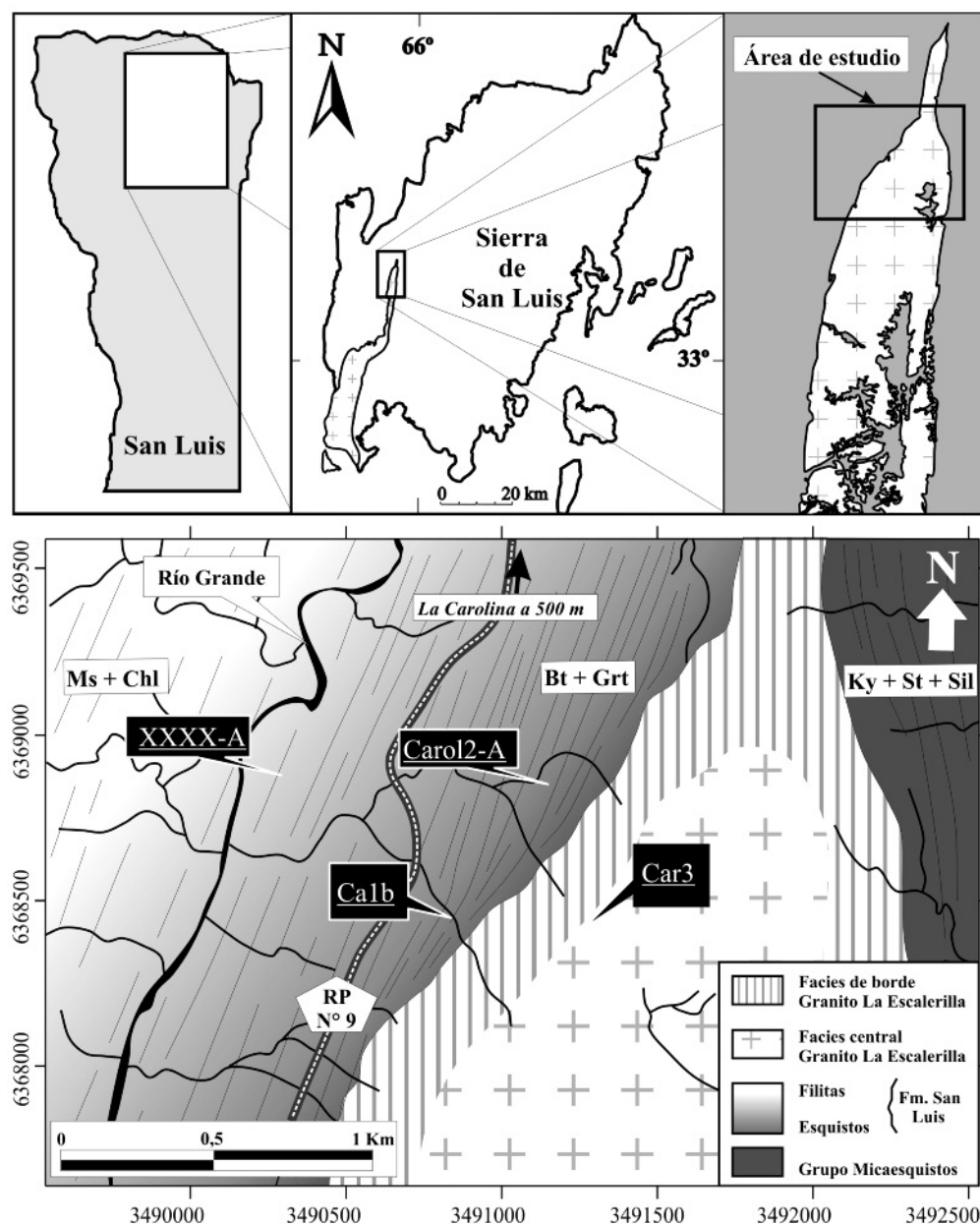


Figura 1: Ubicación del área de estudio. Mapa geológico con ubicación de las muestras analizadas.

la Formación San Luis y el grupo *micaesquistos*, formarían parte de una misma sucesión clástica, en la que el grupo *micaesquistos* representa porciones corticales más profundas.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de estudio, la Formación San Luis ha sido dividida de acuerdo al grado metamórfico y a su estructura en dos sub-unidades, una denominada Filita, conformada por meta-pelitas, meta-areniscas, meta-conglomerados, y meta-diques ácidos,

de menor grado metamórfico, y otra denominada Esquistos, compuesta por esquistos micáceos, cuarcitas y meta-volcanitas ácidas, con un grado metamórfico mayor.

La diferencia entre estas dos sub-unidades está dada por: a) los esquistos presentan paragénesis con Bt + Grt, mientras que las filitas con Ms + Chl, sin alcanzar generalmente la zona de la biotita, b) las filitas nunca limitan directamente con el Granito La Escalerilla, por lo que se interpreta que sólo los esquistos, recibieron el aporte térmico del intrusivo, y c) los

esquistos, presentan claramente dos superficies de deformación, la primera de ellas probablemente relacionada al emplazamiento forzado del plutón, que ha desviado y distorsionado a las estructuras pre-S2 en sus adyacencias, desarrollando una aureola de deformación.

El contacto entre la zona de filitas y la zona de esquistos de la Formación San Luis, es una transición gradual, aunque se ha mencionado la presencia de ciertos desacoples estructurales generados por cizalla dúctil de corto desplazamiento (Morosini *et al.* 2006a,b, Ramos *et al.* 2006).

En la sub-unidad de esquistos abundan venas de cuarzo, con estructuras tales como sigmoides, pliegues en gancho, *boudinage* y figuras de interferencia, que evidencian una deformación por cizalla dúctil, que da lugar a milonitas de esquistos. Por su parte, en el área de estudio, estas rocas son portadoras de vetas mineralizadas con scheelita (Ramos *et al.* 2007), que han sido explotadas en las minas San Román, La Puntana y San Isidro.

El Granito La Escalerilla, en el área de estudio, intruye a las metamorfitas de la Formación San Luis, ubicadas al oeste, mediante un contacto magmático, que fue obliterado por cizalla dúctil, durante y posteriormente al clímax tectono-metamórfico de ciclo Famatiniano, mientras que hacia el este, limita con el grupo *micaesquistos* mediante un contacto tectónico caracterizado por una zona de milonitas, con movimiento de la cizalla inverso sinistral (von Gosen y Prozzi 1998).

El Granito La Escalerilla es un leucogranito elongado en dirección norte-sur que culmina en su extremo norte con una morfología en forma de cuello de botella (*boudinage*), dada por la conjunción de cizallas sintéticas y antitéticas oblicuas al rumbo de las metamorfitas que lo hospedan (Morosini *et al.* 2006b). Presenta enjambres de diques aplíticos de variadas direcciones y espesores, los cuales se hallan deformados y plegados en cercanía a las zonas de contacto con la roca de caja. Brogioni *et al.* (2005) describen las características geoquímicas de la zona norte del Granito La Escalerilla, como de afinidad calcoalcalina de alto K, peraluminosa a débilmente peraluminosa, de ambiente colisional intracortical, compatible con un origen de fundidos a partir de la deshidratación de protolitos grauváquicos, geoquímicamente vinculados a la corteza superior, es decir granitos tipo-S originados por fuentes híbridas con una participación sedimentaria dominante. Una de las particularidades en este sector, es la presencia de una alteración de tipo endogreisen en el centro del plutón, lo que indicaría el nivel de techo o cúspide del mismo.

## PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES

Las metapelitas de la sub-unidad de filitas poseen coloración grisácea a verdosa, que en algunos casos pasa a negruzca, dada por el alto contenido en grafito. En estas bandas oscuras suelen hallarse pequeños cristales de pirita. Por otra parte, venas de cuarzo blanco de potencias variables de 0,10 a 1 m, se disponen paralela u oblicuamente a la foliación. Las mismas han sido producidas por segregación metamórfica. Petrográficamente muestran textura granolepidoblástica en las folias más cuarcíticas y lepidoblástica en las micáceas. La mineralogía está compuesta de Qtz + Ms + Chl + Pl ± Bt ± Ap ± Tur ± Gr ± Py, aumentando gradualmente el porcentaje de biotita hacia el pasaje de la sub-unidad de esquistos. El cuarzo es anhedral, poligonal, con extinción normal a levemente ondulosa, y el tamaño no supera los 0,08 milímetros. La muscovita es el mineral más abundante, forma bandas con muy buena orientación definiendo la fisilidad. La clorita es más escasa que la muscovita y se encuentra bien orientada según la esquistosidad principal. La plagioclasa aparece sólo en algunas muestras formando cristales pequeños con numerosas inclusiones de muscovita sin orientación preferencial. La pirita, cuando está presente, alcanza buen tamaño y euhedralidad. Suele desarrollar sombras de presión indicando el carácter pre-metamórfico. El grafito aparece en agregados lenticulares paralelo a la superficie pre-metamórfica (S<sub>0</sub>), indicando un protolito rico en materia orgánica y que, junto a la presencia de pirita, estarían indicando un ambiente anóxico de depositación. La biotita, cuando aparece, lo hace de manera muy escasa junto a muscovita y clorita formando las bandas lepidoblásticas que forman la superficie principal.

Las metapelitas y metapsamitas de la sub-unidad de esquistos están constituidas por bancos de estructura planar y textura granolepidoblástica, definida por los filosilicatos orientados que alternan con cuarzo. Presentan una muy buena esquis-

tosidad. Los bancos poseen espesores del orden del metro y sus componentes mineralógicos principales son Qtz + Bt + Ms con variaciones en sus porcentajes, dando diferentes combinaciones dependiendo del protolito (esquistos micáceos a esquistos cuarzo-micáceos). Su color característico en muestra de mano es gris claro a pardo claro. El incremento de cuarzo en los diferentes bancos produce un cambio en la tonalidad de la roca, volviéndola más blanquecina. Los dominios M y Q (micáceos y cuarcíticos) presentes en las distintas muestras tienen espesores variables en función de la composición original del protolito. La paragénesis en general está dada por Qtz + Bt + Ms + Grt + Kfs + Ap ± Tur ± Zrn ± minerales opacos. El cuarzo es subhedral, presenta extinción ondulosa, desarrollo de subgranos y puntos triples. Su tamaño máximo no supera los 0,6 milímetros y el tamaño promedio es de 0,1 milímetros. La biotita es subhedral y muestra hábito hojoso que sigue la esquistosidad de la roca, en algunas muestras tiene inclusiones de Zrn y los tamaños promedian los 0,6 milímetros. La muscovita se presenta en cristales subhedrales con un tamaño promedio de 0,2 mm, y en general se encuentra acompañando a la biotita. Es común la muscovita secundaria que se dispone perpendicular a la estructura de la roca con texturas tipo *kink band*, y formando agregados sericíticos. El granate se presenta como porfiroblastos euhedrales a subhedrales, con bordes rectos a levemente reabsorbidos, y con tamaños desde 0,4 hasta 1,5 milímetros. Posee, en algunos casos, inclusiones de cuarzo que en los núcleos definen trenes orientados, levemente curvos, según una estructura relíctica (S<sub>1</sub>), la cual ha sido borrada por una nueva orientación. Hacia los bordes de los porfiroblastos ésta superficie se hace paralela a la estructura externa (Se = S<sub>2</sub>), indicando un crecimiento posterior al desarrollo de la superficie S<sub>1</sub>, y sin a post-cinemáticos con respecto al desarrollo de S<sub>2</sub>. La plagioclasa y microclino, son muy escasos en la roca, presentándose en esporádicos cristales subhedrales de



tamaños que no superan los 0,1 milímetros. La apatita se encuentra en muy poca proporción en escasos cristales euhedrales a subhedrales de hasta 0,09 mm de tamaño. La turmalina, aparece como cristales individuales o en forma de rosario dentro de pequeños dominios lepidoblásticos. El Granito La Escalerilla, en el área de estudio y en la parte central, corresponde petrográficamente a un leucogranito de dos micas, (índice de color: hololeucocrático (<10)). Está compuesto por Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms como minerales primarios esenciales y Ap + Grt como accesorios. Se caracteriza por la presencia de fenocristales, generalmente orientados, de microclino peritítico de 2 a 6 cm de largo. La plagioclasa aparece a veces zonada y alterada a epidoto, caolinita y sericita. El cuarzo es anhedral, de hasta 2,4 milímetros y posee extinción ondulosa. La biotita es escasa (< 10 %), se presenta en láminas aisladas de hasta un milímetro y en bandas junto con muscovita, epidoto y granate. La muscovita aparece en láminas de hasta dos milímetros, está relacionada a la biotita y es de carácter primario. El granate forma cristales de hasta 3 mm, suelen estar fracturados y generalmente presentan bordes reabsorbidos.

En los bordes, el Granito La Escalerilla presenta una facies de color rosado a gris (índice de color: leucocrático (1-20)). Se diferencia a simple vista de la facies central por la fuerte deformación y recristalización de los componentes mineralógicos que la constituyen, y por el marcado dominio planar de su fábrica. Los cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa se encuentran recristalizados total o parcialmente en los bordes de granos, formando estructuras en cinta o sigmoides con sombras de presión. La formación de estructuras tipo sigma en cada uno de los granos minerales, separadas por el crecimiento intercrystalino de micas, forman en conjunto, una grosera estructura en malla de tipo (S-C).

## QUÍMICA MINERAL

En el Granito La Escalerilla fueron anali-

zados los núcleos y bordes de plagioclasa, microclino, biotita, y muscovita, correspondientes a la muestra denominada Car3. Los núcleos de plagioclasa corresponden a oligoclasa (An<sub>12-14</sub>), mientras que los bordes corresponden a albita (An<sub>4-6</sub>). El microclino, presenta una concentración promedio de Or<sub>95</sub>-Ab<sub>5</sub>-An<sub>0</sub>. Las biotitas presentan en promedio de 5 puntos de análisis, las siguientes concentraciones por fórmula unidad (c.p.f.u): [(Si: 5,69) (Ti: 0,17) (Al<sup>IV</sup>: 2,30) (Al<sup>VI</sup>: 1,04) (Fe<sup>II</sup>: 3,34) (Mn: 0,05) (Mg: 0,94) (Ca: 0,00) (Na: 0,03) (K: 1,75)]. De acuerdo a la clasificación basada en el contenido de Fe/Fe+Mg y Al<sup>IV</sup> corresponderían a biotitas pobremente aluminosas, cercanas al extremo de annita. Sin embargo, en base al diagrama ternario de discriminación de biotitas (FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) propuesto por Abdel-Rahman (1994), corresponderían a biotitas de magmas peraluminosos, que incluyen suites de tipo-S. La muscovita presenta en promedio de 3 puntos de análisis las siguientes concentraciones por fórmula unidad (c.p.f.u): [(Si: 6,46) (Ti: 0,03) (Al<sup>IV</sup>: 1,53) (Al<sup>VI</sup>: 3,33) (Fe: 0,48) (Mn: 0,00) (Mg: 0,25) (Ca: 0,00) (Na: 0,06) (K: 1,86)].

Por otro lado, en la sub-unidad de Esquistos de la Formación San Luis, se analizaron plagioclasa, biotita, muscovita, y granate, en las muestras Carol2a, Ca1b y XXXX-A. Los datos químicos y la ubicación de las mismas se muestran en el cuadro 1 y en la figura 1.

La plagioclasa, en las muestras Carol2a y Ca1b, está compuesta, en promedio, por oligoclasa (An<sub>14-19</sub>), mientras que en la muestra XXXX-A, se halla en el límite albita-oligoclasa (An<sub>10</sub>).

La biotita, de acuerdo a la clasificación en base al contenido de Fe/Fe+Mg y Al<sup>IV</sup> correspondería, para las muestras Ca1b y XXXX-A, a biotitas pobremente aluminosas, ubicadas a igual distancia entre los extremos de annita y siderofilita, y para la muestra Carol2a, a biotitas levemente aluminosas ubicadas un poco más cercanas al extremo de siderofilita.

Los granates fueron estudiados con mayor detalle mediante la realización de perfiles composicionales (Figs. 2 y 3). Los da-

tos químicos se muestran en los cuadros 2 y 3.

En las muestras Carol2a los granates en general son almandínicos, se caracterizan por presentar una leve zonación de crecimiento progrado, que va desde núcleos con una concentración de Alm<sub>60</sub>-Sps<sub>25</sub>-Grs<sub>9</sub>-Prp<sub>6</sub>, a bordes de Alm<sub>67</sub>-Sps<sub>18</sub>-Grs<sub>9</sub>-Prp<sub>6</sub>, por lo que la variación está dada en la sustitución almandino-espeartina, con un incremento de Fe y disminución de Mn desde los núcleos hacia los bordes, en cuanto que las cantidades de Ca y Mg se mantienen relativamente bajas y constantes en todo el perfil. En la figura 2 se observa la disposición de una de las secciones realizadas en granates de la muestra Carol2a, la observación microscópica y la distribución de la composición química, sugiere un primer estadio con dos nucleaciones cristalinas separadas, que luego de un periodo de crecimiento individual se unieron para dar lugar a un solo cristal que comparte el borde de crecimiento.

Por su parte, en las muestras XXXX-A, los granates se caracterizan por presentar una zonación de crecimiento progrado más marcada, que va desde núcleos con una concentración de Alm<sub>39</sub>-Sps<sub>38</sub>-Grs<sub>22</sub>-Prp<sub>1</sub>, a bordes de Alm<sub>66</sub>-Sps<sub>22</sub>-Grs<sub>12</sub>-Prp<sub>3</sub>, por lo que la variación está dada entre los extremos almandino-espeartina-grosularia, con un incremento importante de Fe y disminución considerable de Mn + Ca desde los núcleos hacia los bordes, en cuanto que la cantidad de Mg es muy pobre, pero levemente mayor hacia los bordes (Fig. 3). Una particularidad de estos granates es que se hallan algo reabsorbidos. En general, los granates de todas las muestras analizadas indican un crecimiento progrado, se estima que este crecimiento está vinculado al aporte térmico del Granito La Escalerilla, por consiguiente se ha considerado que los núcleos corresponderían a un tiempo (t<sub>1</sub>), mientras que los bordes a un tiempo (t<sub>2</sub>), de la historia térmica intrusiva de la roca de caja.

## ANÁLISIS P-T

La temperatura en el interior del Granito

**CUADRO 1:** Composiciones químicas de minerales seleccionados en las rocas metamórficas.

	Muestra Carol2a					Muestra Ca1b					Muestra XXXX-A				
	Bt	Gr <sub>t</sub> núcleo	Gr <sub>t</sub> borde	Ms	Pl	Bt	Gr <sub>t</sub> núcleo	Gr <sub>t</sub> borde	Ms	Pl	Bt	Gr <sub>t</sub> núcleo	Gr <sub>t</sub> borde	Ms	Pl
SiO <sub>2</sub>	36,10	37,28	37,15	47,66	63,92	36,60	37,31	37,04	47,24	65,19	36,92	37,38	37,00	48,71	66,26
TiO <sub>2</sub>	1,60	0,02	0,00	0,31	0,00	1,49	0,06	0,05	0,38	0,00	1,21	0,18	0,03	0,28	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,09	20,68	21,12	34,39	22,36	18,00	20,53	20,63	33,85	22,22	16,76	20,47	20,67	32,79	21,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	18,73	26,68	30,41	1,18	0,00	21,66	28,42	32,93	1,62	0,08	20,22	17,26	27,76	1,76	0,00
MnO	0,13	11,16	8,09	0,00	0,03	0,25	10,01	4,88	0,02	0,01	0,18	16,77	10,43	0,02	0,04
MgO	9,33	1,45	1,72	0,84	0,00	8,34	1,06	1,37	0,99	0,00	9,34	0,38	0,84	1,36	0,00
CaO	0,01	2,99	2,77	0,00	3,71	0,00	3,60	3,79	0,00	3,31	0,00	7,68	3,77	0,00	2,40
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,07	0,04	1,11	9,14	0,24	0,03	0,03	0,82	9,39	0,17	0,02	0,04	0,71	9,93
K <sub>2</sub> O	9,06	0,00	0,00	9,48	0,03	8,86	0,02	0,00	9,99	0,06	9,21	0,00	0,00	9,96	0,03
Total	93,28	100,3	101,3	95,31	99,65	95,55	101,0	100,7	94,96	100,2	94,04	100,3	100,5	95,62	100,1
Si	5,58	6,030	5,962	6,32	2,83	5,59	6,02	5,98	6,30	2,85	5,71	6,03	5,99	6,44	2,82
Ti	0,19	0,003	0,001	0,03	0,00	3,24	0,01	0,01	5,32	0,00	3,05	0,02	0,0	5,11	0,00
Al	3,30	3,943	3,997	5,37	1,17	0,17	3,90	3,93	0,04	1,14	0,14	3,89	3,95	0,20	1,17
Fe	2,42	3,608	4,082	0,13	0,00	2,77	3,83	4,45	0,18	0,00	2,61	2,32	3,76	0,00	0,00
Mn	0,02	1,529	1,101	0,00	0,00	0,03	1,36	0,66	0,00	0,00	0,02	2,29	1,43	0,27	0,00
Mg	2,15	0,350	0,413	0,17	0,00	1,90	0,25	0,33	0,20	0,00	2,15	0,09	0,20	0,00	0,00
Ca	0,00	0,519	0,476	0,00	0,17	0,00	0,62	0,65	0,00	0,15	0,00	1,32	0,65	0,18	0,12
Na	0,06	0,024	0,013	0,29	0,78	0,07	0,01	0,01	0,21	0,79	0,05	0,01	0,01	1,68	0,89
K	1,79	0,000	0,000	1,60	0,00	1,73	0,00	0,00	1,70	0,00	1,82	0,00	0,00	6,44	0,00

Bt: cationes por 22 oxígenos; Gr<sub>t</sub>: cationes por 24 oxígenos; Pl: cationes por 8 oxígenos; Ms: cationes por 22 oxígenos.

**CUADRO 2:** Datos del perfil composicional en granate de la muestra Carol2a.

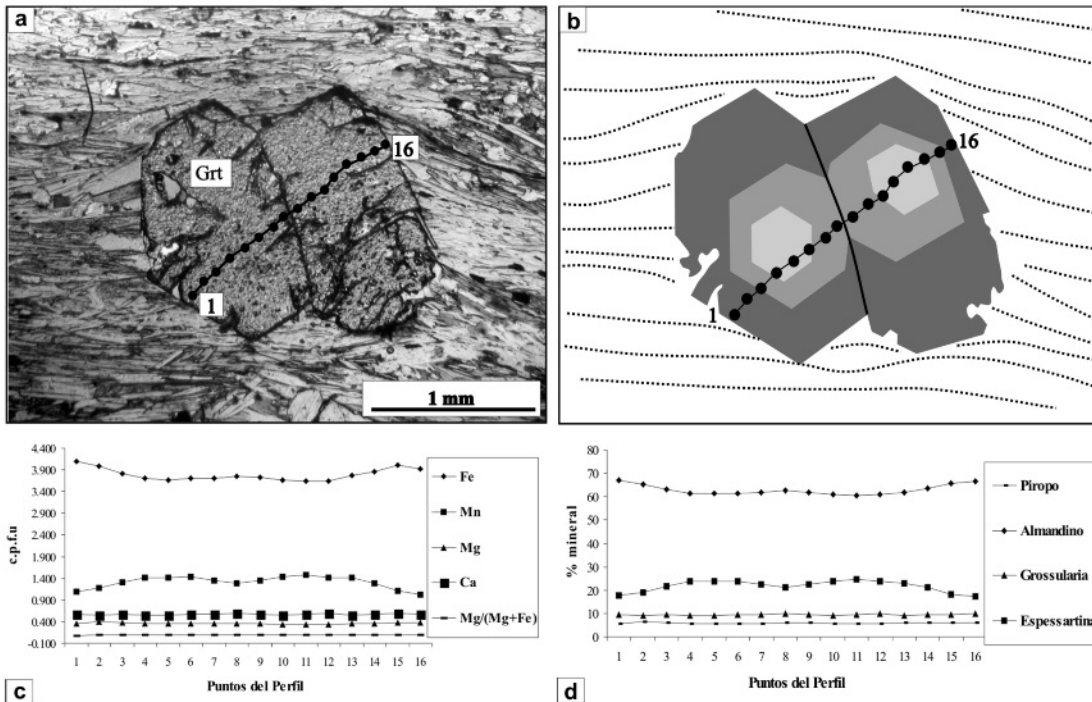
Puntos perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	cationes por 24 oxígenos															
Si	5,98	6,01	6,00	6,01	6,02	6,01	6,03	6,03	6,01	6,00	6,02	6,01	6,01	6,01	6,03	6,05
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	3,93	3,89	3,92	3,95	3,94	3,93	3,95	3,95	3,94	3,97	3,93	3,96	3,91	3,91	3,88	3,98
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	4,09	3,99	3,82	3,70	3,67	3,70	3,69	3,75	3,72	3,66	3,63	3,64	3,77	3,85	4,01	3,92
Mn	1,08	1,17	1,30	1,42	1,42	1,43	1,35	1,28	1,35	1,43	1,47	1,42	1,40	1,28	1,11	1,03
Mg	0,35	0,39	0,37	0,34	0,34	0,34	0,34	0,36	0,36	0,34	0,34	0,34	0,35	0,36	0,34	0,36
Ca	0,57	0,56	0,57	0,56	0,55	0,56	0,57	0,59	0,57	0,54	0,56	0,59	0,55	0,57	0,58	0,58
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Piropo	5,8	6,4	6,0	5,7	5,7	5,7	5,7	6,0	6,0	5,6	5,6	5,6	5,8	5,9	6,2	6,2
Almandino	67,1	65,3	63,0	61,3	61,2	61,2	61,9	62,6	61,9	61,1	60,4	60,8	61,8	63,4	65,8	66,5
Grossularia	9,3	9,1	9,3	9,2	9,1	9,3	9,6	9,9	9,5	9,1	9,3	9,8	9,0	9,4	9,5	9,8
Espeartina	17,7	19,1	21,4	23,6	23,7	23,5	22,6	21,3	22,4	23,9	24,5	23,6	23,1	21,1	18,3	17,4

La Escalerilla fue determinada para un tiempo ( $t_0$ ) y ( $t_1$ ) mediante la concentración de An-Ab-Or en plagioclasa, sobre el diagrama de isothermas de Yoder *et al.* (1957), y el diagrama de fases T°-% peso de An tomado de Kerr (1965), Maaløe (1985) y Deer *et al.* (1992). Una tercera temperatura para un tiempo ( $t_2$ ) fue calculada sobre biotita, en base al termómetro propuesto por Henry *et al.* (2005) que se basa en la concentración de Ti y la relación Mg/Mg+Fe. Si bien este último

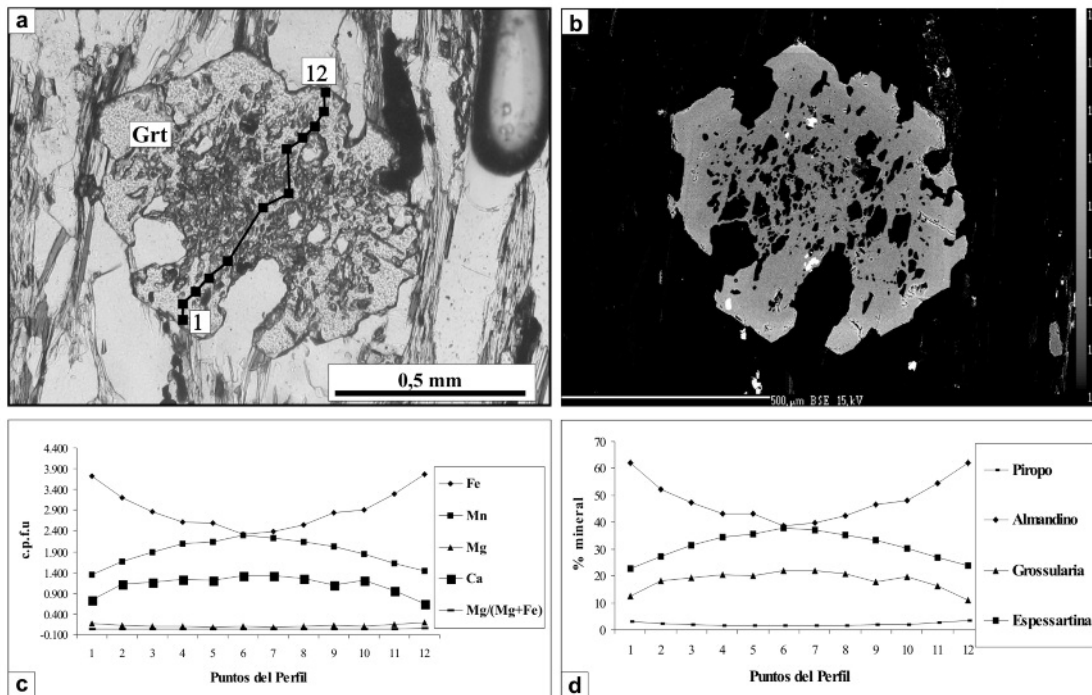
termómetro ha sido diseñado para rocas metapelíticas, los resultados son coherentes y similares a los resultados obtenidos por medio del geotermómetro de 2 feldespatos (Whitney and Stormer 1977) en bordes de Pl y Kfs que muestran exsolución, y cuyas condiciones de equilibrio corresponden, al igual que para la Bt, a la etapa subsolidus de la roca (Fig. 4). En todos los casos, se consideró una presión total (= presión de H<sub>2</sub>O) de 5 kbar, que es el valor promedio aproximado de los

resultados de presión en la roca de caja, determinados mediante geobarometría (Holland & Powell 1995) (Cuadros 4, 5 y Figs. 5 y 6).

La temperatura dentro del plutón en un tiempo inicial ( $t_0$ ) (momento de la intrusión), fue calculada en  $780 \pm 50$  °C, debido a una concentración en núcleos de plagioclasa de (An<sub>14</sub>). En este momento inicial ( $t_0$ ), el granito era un magma con pequeños y escasos cristales de plagioclasa desarrollados.



**Figura 2:** a) Fotomicrografía de un granate perteneciente a la muestra Carol2a; ubicación del perfil composicional; b) interpretación de zonaciones composicionales; c) perfil de concentración catiónica (c.p.f.u); d) perfil de proporciones porcentuales de minerales.



**Figura 3:** a) Fotomicrografía de un granate perteneciente a la muestra XXXX-A, ubicación del perfil composicional; b) muestra una imagen de electrones retrodifundidos. Nótese la variación composicional desde el núcleo al borde. La escala de tonalidades de grises está dada por la variación en promedio de número atómico (Z); c) perfil de concentración catiónica (c.p.f.u); d) perfil de proporciones porcentuales de minerales.

Para un tiempo ( $t_1$ ), la temperatura obtenida es de  $753 \pm 50$  °C. Dicha temperatura fue calculada sobre los bordes de plagioclasa, por lo que se estima que en este tiempo, la mayoría de los cristales del feldespato habían cristalizado dentro del magma. Como temperatura de cierre del sistema

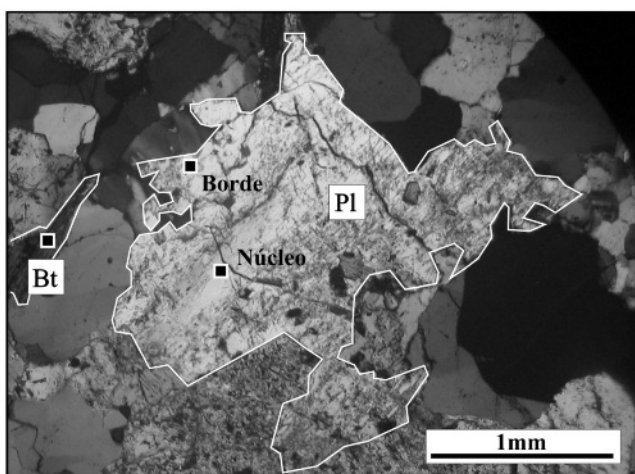
cristalino en un tiempo ( $t_2$ ), se ha calculado una temperatura de  $522 \pm 30$  °C, obtenida sobre biotita. Se estima que para el momento de la cristalización de la biotita en el granito, casi la totalidad del magma había cristalizado, o bien, podría existir difusión en estado sólido de la misma, y representar una etapa de enfriamiento

post-magmático. Hacia los bordes del cuerpo la deformación en estado sub-sólido de los minerales es importante, como así también la presencia de diques intra-plutónicos plegados, y enclaves estirados. Esto indica que antes de la cristalización definitiva del plutón actuaron esfuerzos regionales, que



**CUADRO 3:** Datos del perfil composicional en granate de la muestra XXXX-A.

Puntos perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
cationes por 24 oxígenos												
Si	6,03	6,00	6,02	6,01	5,98	6,03	6,03	6,01	5,99	6,02	6,02	5,99
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	3,94	3,92	3,93	3,92	3,97	3,89	3,91	3,95	3,93	3,89	3,93	3,95
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,72	3,19	2,85	2,61	2,58	2,32	2,37	2,54	2,84	2,92	3,29	3,76
Mn	1,35	1,65	1,89	2,09	2,13	2,29	2,22	2,13	2,03	1,85	1,62	1,43
Mg	0,17	0,13	0,11	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,15	0,20
Ca	0,74	1,11	1,16	1,24	1,20	1,32	1,32	1,26	1,09	1,20	0,97	0,65
Na	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Piropo	2,9	2,1	1,8	1,6	1,5	1,5	1,3	1,5	1,8	1,8	2,4	3,3
Almandino	62,1	52,4	47,3	43,2	42,9	38,5	39,5	42,2	46,7	47,9	54,4	62,1
Grossularia	12,4	18,2	19,3	20,5	20,0	21,9	22,0	20,8	17,9	19,7	16,1	10,8
Espessartina	22,5	27,1	31,4	34,5	35,4	37,9	37,0	35,3	33,4	30,4	26,9	23,6

**Figura 4:** Fotomicrografía de la muestra Car3, perteneciente al Granito La Escalerilla; se muestran los puntos de análisis químico.

permitieron el desarrollo de cizallas en los bordes del mismo.

Por otro lado, en las rocas metamórficas, se determinaron dos condiciones de presión y temperatura distintas para cada muestra, una que corresponde a las reacciones vinculadas con la química de los núcleos de granate, y otra a los bordes de los mismos, es decir, a dos tiempos ( $t_1$  y  $t_2$ ) distintos de la historia de crecimiento de los mismos.

El cuadro 5, y las figuras 5 y 6, muestran los resultados de temperatura y presión obtenidos para las rocas metamórficas de la caja. Se observa que la temperatura y presión para un tiempo ( $t_1$ ), en las muestras Carol2a y Ca1b ubicadas próximas al plutón La Escalerilla, son mayores, que en la muestra XXXX-A, ubicada más lejos del contacto. La misma relación ocu-

re con rangos de temperatura y presión mas elevados, en un tiempo ( $t_2$ ).

Las condiciones de temperatura en un tiempo ( $t_0$ ), es decir, la temperatura inicial del encajante, antes de la intrusión del plutón, fue calculada mediante la relación teórica propuesta por Kornprobst (1994), que postula que la temperatura modelo en el contacto de la intrusión  $T_c$  es:

$$T_c = \tau + (T_0 - \tau)/2 \quad (1)$$

Donde  $\tau$  es la temperatura inicial del encajante antes de la intrusión, y  $T_0$  es la temperatura inicial de la intrusión.

Despejando  $\tau$  obtenemos:

$$\tau = 2(T_c - T_0/2) \quad (2)$$

La temperatura en el contacto de la intrusión ( $T_c$ ), fue calculada en  $540^\circ\text{C}$ , este valor se obtuvo por interpolación gráfica de isothermas, para un tiempo ( $t_1$ ), sobre el trazo de una línea recta que une espa-

cialmente a la muestra XXXX-A, correspondientes a la roca de caja más lejanas al contacto, con la muestra Car3, que corresponde al Granito La Escalerilla (línea A-B, Fig. 5). Las isothermas fueron determinadas espacialmente mediante interpolación *Kriging* lineal en el *software Surfer 8*, entre los valores de temperatura de las cuatro muestras analizadas, para los tiempos ( $t_1$ ) y ( $t_2$ ). Es útil remarcar, que las isothermas no siguen perfectamente la morfología del plutón, como cabría de esperarse que suceda en la realidad, y esto se debe a que los puntos utilizados para la interpolación son limitados.

La temperatura inicial de la intrusión ( $T_0$ ), es considerada la temperatura obtenida en el granito para un tiempo ( $t_0$ ). Por consiguiente la temperatura inicial máxima posible para la Formación San Luis, antes de la intrusión del Granito La Escalerilla, utilizando la fórmula (2), es de  $300^\circ\text{C}$  aproximadamente. Esto es consistente, con las asociaciones minerales ubicadas en la sub-unidad de filitas, ubicadas al oeste, fuera del área de influencia térmica del plutón, donde no aparece biotita. Según Bucher y Frey (1994), la primera aparición de la biotita es alrededor de los  $420^\circ\text{C}$  y a los 3,5 kbar.

Los datos químicos utilizados para el cálculo de las reacciones termodinámicas en la metamorfita, representados en el cuadro 5, fueron también comparados con los mismos datos ingresados en el *software Thermocalc 3.21* (Holland *et al.* 1998, Holland y Powell 1998, Powell *et al.* 1998). Los resultados obtenidos, si bien se mantuvieron de manera proporcional a los resultados presentados, fueron descartados, ya que mostraron valores de presión y temperatura extremadamente altos y poco consistentes, de acuerdo a las asociaciones minerales presente. Dichos resultados sólo se aproximan a los aquí reportados, si se considera, que el tipo de fluido que estuvo presente en las reacciones fue dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), con una cantidad menor al 10% de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Teniendo en cuenta esto, se puede llegar a dos consideraciones de importancia: por un lado, la escasez de agua en el sis-



**CUADRO 4:** Datos químicos de plagioclasa y biotita, y resultados de temperatura para el granito La Escalerilla.

Muestra	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	An %	Ab%	Or %	T (°C)	(Yoder <i>et al.</i> 1957)
Car3-Pl (Núcleo)	2,81	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	0,14	0,87	0,01	13,97	85,31	0,72	780 ± 50	(t <sub>0</sub> )
Car3-Pl (Borde)	2,89	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,06	0,97	0,01	5,34	94,17	0,49	753 ± 50	(t <sub>1</sub> )
										Mg/(Mg+Fe)			T (°C) (Henry <i>et al.</i> 2005)	
Car3-Bt	5,70	0,18	3,34	3,34	0,05	0,95	0,00	0,03	1,76	0,220		522 ± 30		(t <sub>2</sub> )

Pl: cationes por 8 oxígenos; Bt: cationes por 22 oxígenos.

**CUADRO 5:** Resultados de temperatura y presión para las rocas metamórficas.

Muestra	T (°C) (Bhatt-HW)	T (°C) (Bhatt-GS)	T (°C) (Thom)	P (Kbar) (GPMB-Mg)	P (Kbar) (GPMB-Fe)	T (°C)	P (Kbar)
Carol2a (borde Grt) (t <sub>2</sub> )	478	454	489	6,66	5,54	474 ± 20	6,1 ± 0,6
Carol2a (núcleo Grt) (t <sub>1</sub> )	455	417	481	6,09	5,08	451 ± 30	5,6 ± 0,5
Ca1b (borde Grt) (t <sub>2</sub> )	481	454	491	7,61	6,20	475 ± 20	6,9 ± 0,7
Ca1b (núcleo Grt) (t <sub>1</sub> )	430	377	457	5,94	4,80	424 ± 35	5,4 ± 0,6
XXXX-A (borde Grt) (t <sub>2</sub> )	379	337	391	5,39	4,63	369 ± 30	5,0 ± 0,4
XXXX-A (núcleo Grt) (t <sub>1</sub> )	315	236	347	4,31	3,84	300 ± 45	4,0 ± 0,3

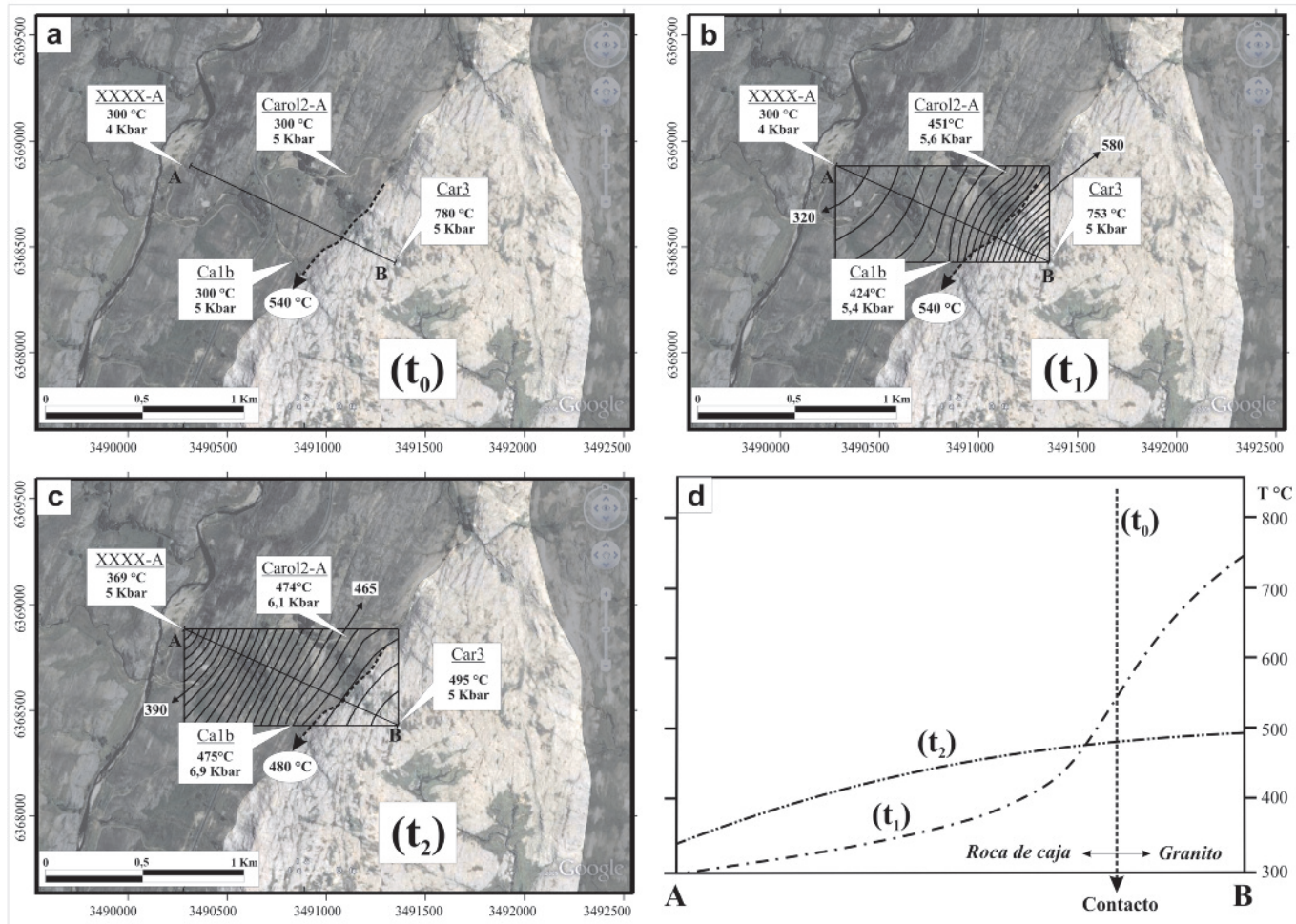
Bhatt-HW: Termómetro Grt-Bt (Bhattacharya *et al.*, 1992) usando modelo de Grt de Hackler and Wood (1989).

Bhatt-GS: Termómetro Grt-Bt (Bhattacharya *et al.*, 1992) usando modelo de Grt de Ganguly and Saxena (1984).

Thom: Termómetro Grt-Bt (Thompson 1976)

GPMB-Mg: Geobarómetro  $Grs + Prp + Ms = 3An + Pbl$  (Holland y Powell 1995; calibración de conjunto de datos)

GPMB-Fe: Geobarómetro  $Grs + Alm + Ms = 3An + Ann$  (Holland y Powell 1995; calibración de conjunto de datos)



**Figura 5:** Esquemas de representación de curvas isogradas, y temperaturas de cada muestra para diferentes estadios de tiempo: a) para un tiempo inicial de intrusión (t<sub>0</sub>); b) para un tiempo (t<sub>1</sub>); c) para un tiempo (t<sub>2</sub>); d) gráfico de difusión del calor del encajante en la intrusión del granito La Escalerilla. Curvas de evolución de la temperatura en función del tiempo (t<sub>0</sub>, t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub>), en la aureola de contacto. Las isotermas fueron calculadas mediante interpolación *kriging* lineal.

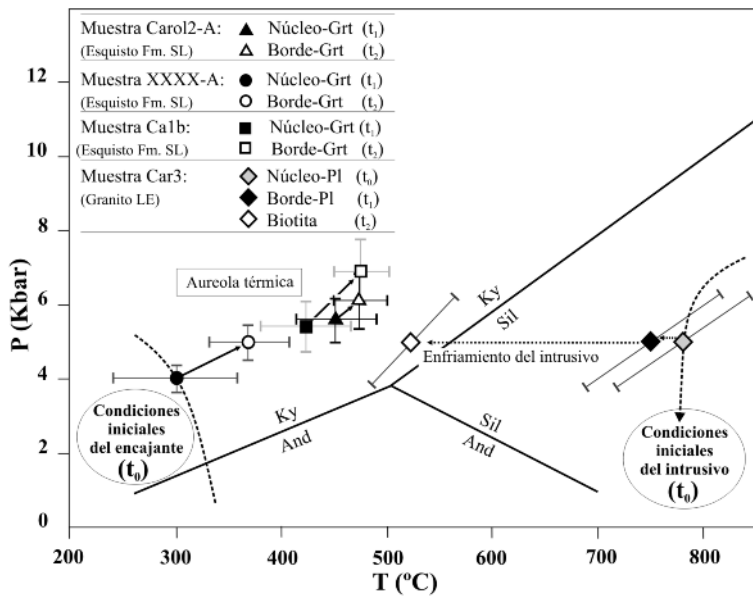


Figura 6: Representación de las muestras en el diagrama de presión vs. temperatura.

tema podría indicar que el emplazamiento del plutón se produjo en una roca de caja previamente deshidratada por metamorfismo (anquimetamorfismo), y por otro lado, se puede interpretar que la ausencia de agua no favoreció la generación de una gran aureola por convección hidrotermal, sino que la aureola solo fue provocada por conducción térmica desde el granito hacia la roca de caja, y a relativamente escasa distancia desde el contacto.

## INTERPRETACIONES

La difusión del calor en la roca de caja de una intrusión es provocada por un cuerpo con una temperatura elevada intruido de manera instantánea en un ambiente con temperatura más baja. En estas condiciones la temperatura que reina en cualquier punto del sistema intrusivo-encajante, depende, según Kornprobst (1994), de los siguientes parámetros: a) la dimensión y temperatura inicial de la intrusión, b) la temperatura inicial del encajante, c) la distancia al centro de la intrusión, d) la conductividad térmica de las rocas, y e) el tiempo transcurrido desde el emplazamiento del cuerpo intrusivo.

En la figura 5d, se muestra un perfil A-B de las temperaturas obtenidas mediante interpolación, desde una distancia alejada del contacto, en la roca de caja (punto A),

hasta un sector cercano al centro de la intrusión (punto B), y para tres tiempos diferentes. Este permite destacar que la temperatura en el contacto de la intrusión en un tiempo ( $t_1$ ), es menor que la temperatura inicial de la intrusión en un tiempo ( $t_0$ ). Por su parte las temperaturas en el contacto disminuyen cuando el centro de la intrusión se enfría, mientras que las temperaturas continúan aumentando en el encajante situado más lejos del contacto, de tal manera que el valor de temperatura en el punto A (Fig. 5) para un tiempo ( $t_1$ ), no estuvo directamente influenciado por el calor del intrusivo, sino hasta un tiempo posterior ( $t_2$ ), donde si se denota dicha influencia, aunque la misma es reducida. Kornprobst (1994) asegura que en todos los casos que se produce metamorfismo de contacto, la temperatura máxima alcanzada en las aureolas disminuye fuertemente con la distancia al contacto, y esto explica el desarrollo de isothermas poco separadas en los bordes de la intrusión, y a medida que nos alejamos del contacto, la distancia entre estas curvas es cada vez más grande, correspondiendo a condiciones de temperatura cada vez más bajas que poco a poco alcanzan el valor de temperatura inicial del encajante, antes de la intrusión ( $t_0$ ) (Fig. 5b). Con el tiempo la temperatura disminuye lentamente en el centro y

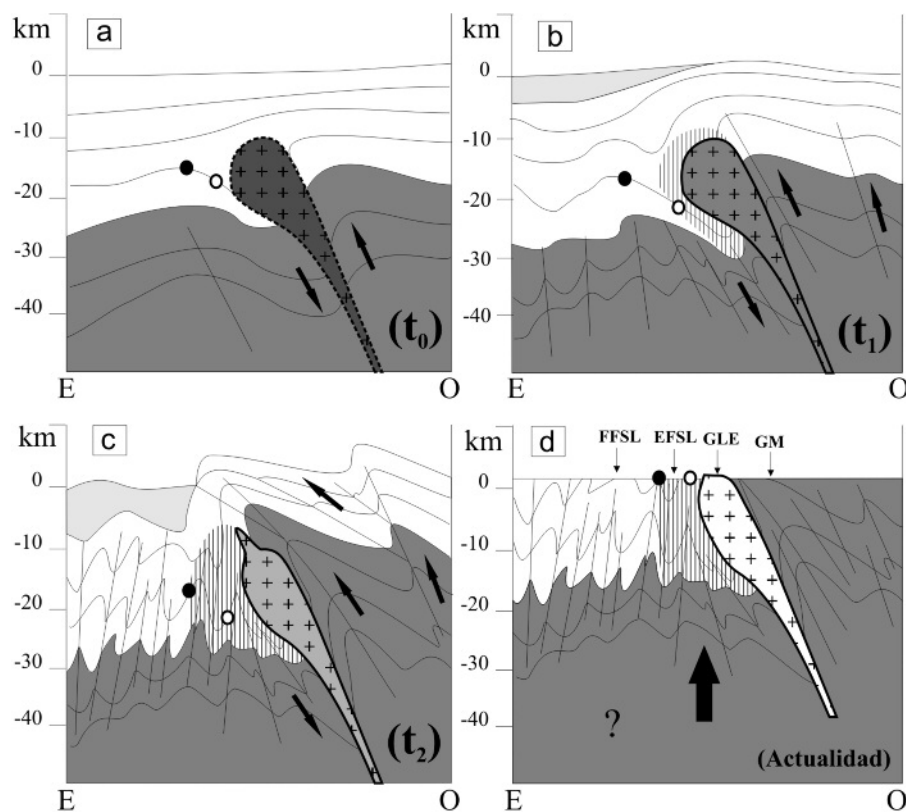
borde de la intrusión, pero a su vez aumenta en sectores más lejanos al contacto, dentro de la roca de caja, llegando a una homogenización térmica del sistema intrusivo-encajante, donde las isothermas se separan unas de otras aproximadamente de manera equidistante (Fig. 5c).

La evolución dinámica en un sistema intrusivo-encajante, de acuerdo con las interpretaciones de Kornprobst (1994), sugiere que la intrusión enfriada en el borde del Granito La Escalerilla habría presentado una alta tasa de cristalización haciendo la viscosidad más fuerte. Es por este motivo que la intrusión del plutón es acompañada por el desarrollo de fábricas orientadas en estado magmático y subsólido, generadas por el bloqueo completo de la fábrica en el ascenso hacia la superficie.

En relación a las presiones obtenidas para los diferentes estadios, cabe mencionar que las mismas aumentan aproximadamente 1 kbar desde un tiempo ( $t_1$ ) a un tiempo ( $t_2$ ) (Cuadro 5 y Fig. 5). Pasando desde un promedio de 5,5 kbar, en las muestras cercanas al contacto, y 4 kbar, en la muestra más alejada del mismo, para un tiempo ( $t_1$ ), a 6,5 kbar y 5 kbar respectivamente, en un tiempo ( $t_2$ ). Esto indica que las trayectorias de las partículas, tanto en el borde de la intrusión como en zonas más distales, habrían adquirido mayor profundidad o carga litostática durante la intrusión y enfriamiento del Granito La Escalerilla (Fig. 7).

Los gradientes geotérmicos se mantienen durante las distintas etapas registradas en torno a 20°C/km, estos valores indican un metamorfismo de media presión. La escasa o nula variación del gradiente durante el aporte térmico del intrusivo sugiere un equilibrio entre el aumento de la temperatura y la presión litostática.

Es llamativamente bajo este valor de gradiente geotérmico, si se tiene en cuenta que gran parte de la sierra de San Luis ha sido considerada como parte del arco magmático Famatiniano. Una explicación de esta situación podría ser que represente un área marginal o alejada del eje de dicho arco, esto es consistente con el esca-



**Figura 7:** Bloques diagramas que representan la profundidad de las partículas y la historia simplificada: a) Momento hipotético de la intrusión ( $t_0$ ); b) estadio ( $t_1$ ): nótese como las rocas cercanas al contacto adquieren mayor profundidad y reciben el aporte térmico del GLE, representa el comienzo del apilamiento tectónico; c) estadio ( $t_2$ ): tanto las rocas del borde de la intrusión como las más distales adquieren mayor profundidad por el apilamiento tectónico durante el clímax Famatiniano; para este momento, el GLE se habría enfriado, mientras que la aureola térmica incrementa su distancia desde el contacto hacia el oeste (homogenización térmica); d) representa un bosquejo de las rocas en el nivel de erosión actual. FFSL: Filitas de la Fm. San Luis, EFSL: Esquistos de la Fm. San Luis, GLE: Granito La Escalerilla, GM: grupo micaesquistos. Círculo negro: muestra XXXX-A, círculo blanco: muestras Carol2-a y Ca1b. Las tonalidades de grises en el GLE representa su grado de enfriamiento, desde que era un magma (gris oscuro), hasta las condiciones actuales (en blanco).

so volumen de rocas ígneas presentes en la sierra de San Luis, en comparación con las Sierras Pampeanas de las provincias de La Rioja y Catamarca (Valle Fértil-La Huerta, Ulapes, Chepes, Sistema de Famatina, Velasco, etc.).

## CONCLUSIONES

Las rocas de la sub-unidad de filitas, ubicadas aproximadamente a una distancia mayor a 1 kilómetro desde el contacto con el Granito La Escalerilla, no habrían recibido el aporte térmico del mismo, y por lo tanto no sufrieron metamorfismo de contacto. Por consiguiente se desarrolló una aureola de esquistos, caracterizada

por presentar condiciones metamórficas de mayor grado, dentro de la Formación San Luis. La sub-unidad de Filitas es considerada equivalente a la sub-unidad de esquistos antes de la intrusión del Granito La Escalerilla.

Se interpreta que la intrusión se produjo en un tiempo cercano o igual al clímax tectónico-metamórfico del ciclo famatiniano (granito sincincolisional). Esto se ve reflejado en el crecimiento progrado de los granates sin a postcinemáticos de la sub-unidad de Esquistos, ligado al aporte térmico generado en la intrusión del plutón. Si bien los valores absolutos de los tiempos ( $t_0$ ,  $t_1$  y  $t_2$ ) no son factibles de calcular, es posible inferir una sucesión de pro-

cesos geológicos a lo largo del tiempo.

Si la temperatura y presión inicial del encajante ( $t_0$ ) en la roca más alejada del contacto fue aproximadamente de unos  $300^\circ\text{C}$  y 4 kbar respectivamente, y se considera un gradiente litostático promedio de la corteza terrestre de  $0,26 \text{ kbar/km}$ , la intrusión se habría generado a una profundidad aproximada de 15,3 km, con un gradiente geotérmico de  $19,6^\circ\text{C/km}$ . Para un tiempo ( $t_1$ ) las rocas metamórficas ubicadas en el borde de la intrusión habrían alcanzado los 21,1 km de profundidad, con un gradiente geotérmico de  $20,7^\circ\text{C/km}$ . Para un tiempo ( $t_2$ ) las rocas del borde de la intrusión, habrían alcanzado 25 kilómetros de profundidad, mientras que las más distales al contacto llegarían sólo a los 19,2 km, aunque en ambos casos el gradiente geotérmico correspondería a  $19^\circ\text{C/km}$ . Estos valores indican un metamorfismo regional de presión media de acuerdo a Miyashiro (1979). Por su parte, estos gradientes son relativamente bajos para un arco magmático, los valores probablemente representen una etapa tardía en el desarrollo de este ambiente tectónico, o bien represente un área marginal de la raíz del arco famatiniano, ampliamente desarrollado hacia el noroeste en la sierra de Valle fértil-La Huerta, donde las condiciones de pico metamórfico indican un promedio del gradiente geotérmico de  $36 \pm 4^\circ\text{C/km}$  (Otamendi *et al.* 2008, 2009).

Por otra parte, la generación de un apilamiento tectónico simultáneo con la intrusión del Granito La Escalerilla, permite justificar la permanencia de un gradiente geotérmico relativamente constante entre los diferentes tiempos ( $t_0$ ,  $t_1$  y  $t_2$ ), sin permitir una elevación importante del mismo, a pesar del aporte de calor del intrusivo sobre la roca de caja cercana al contacto. La presencia común de cianita en el borde oriental del Granito La Escalerilla hasta Pancanta, parecen sustentar las condiciones de presión aquí determinadas. Es decir, estos resultados sugieren, que durante la intrusión del Granito La Escalerilla y probablemente durante su etapa de



enfriamiento, aumentó considerablemente la presión litostática, pero también la temperatura en la roca de caja ubicada al oeste del mismo (Formación San Luis), por lo tanto el argumento más convincente para explicar dicho fenómeno, es el de considerar un rápido apilamiento tectónico que no permitió el ascenso del gradiente geotérmico, y dicho apilamiento estaría directamente relacionado con la colisión del terreno de Cuyania sobre el borde occidental de Gondwana.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Banco Río por el financiamiento para la realización de los análisis de microsonda electrónica bajo el Proyecto "Metalogénesis de yacimientos vetiformes de wolframio, situados en el Valle de Pancanta, provincia de San Luis y su comparación con los yacimientos del Orogéno Varísico". Al Conicet por el otorgamiento de la beca interna de posgrado Tipo I y II. A la Universidad Nacional de San Luis, mediante el Proyecto de Ciencia y Técnica N° 340103 "Estudios del Basamento y Sedimentitas Mesozoicas de la Provincia de San Luis. Se agradece el arbitraje de las Dras. Graciela Vujovich y Alina Tibaldi, que han permitido mejorar la calidad de este trabajo debido a sus valiosas recomendaciones.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abdel-Rahman, A.F.M. 1994. Nature of Biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35 (2): 525-541.
- Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Asociación Argentina de Sedimentología 12(2): 65-87
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. y Raith, M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 87-93.
- Brodtkorb, M.K. de., Pezzutti, N.E. y Dalla Salda, L.H. 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la Provincia de San Luis. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 81-190, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de., Pezzutti, N.E., Poma, S., Fernández, R. 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámblicas de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 429-445.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 2005. Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón del Realito y la Zona norte del Plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 495-412.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic Rocks*. Springer Verlag, 318 p., Berlin.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. *An introduction to the Rock Forming Minerals*, 2nd edition. Longman Scientific and Technical, 549 p., London.
- Drobe, M., López de Luchi, M., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S., Wemmer, K. 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239-262.
- Fernández, R., Pezzutti, N. y Brodtkorb, M.K. de. 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa de Tamboreo-Paso del Rey-Santo Domingo, Provincia de San Luis. En Brodtkorb M. K. de (ed.) *Geología de yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata 1: 153-170.
- Ganguly, J. y Saxena, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist* 69: 88-97.
- Hackler, R.T. y Wood, B.J. 1989. Experimental determination of Fe and Mg Exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet. *American Mineralogist* 74: 994-999.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. y Thomson, J. A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Holland, T. y Powell, R. 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of Metamorphic Geology* 3: 343-370.
- Holland, T. y Powell, R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ . *Journal of Metamorphic Geology* 8: 89-124.
- Holland, T. y Powell, R. 1992. Plagioclase feldspars; activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist* 77: 53-61.
- Holland, T. y Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Holland, T., Baker, J. y Powell, R. 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system  $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *European Journal of Mineralogy* 10: 395-406.
- Kerr, P.F. 1965. *Mineralogía Óptica*, 3ra edición. Ediciones del Castillo, 433 p., Madrid.
- Kornprobst, J. 1994. *Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique: Précis de pétrologie*. Masson, 223 p., Paris.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Llambías, E.J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Toselli, A. y Saavedra, J. 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas orodólicas en la Sierra de San Luis. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 187-191, Viña del Mar.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 138-166.
- Maaløe, S. 1985. *Principles of Igneous Petrology*. Springer-Verlag, 374 p., Berlin.
- Miyashiro, A. 1979. *Metamorphism and metamorphic Belt*. George Allen & Unwin, 440 p., London.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. 2006. a. Modelo cinemático vinculado al emplaza-



- miento de la Tonalita Bemberg. San Luis, Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 279-282, Antofagasta.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. 2006 b. Modelo de deformación para el Sector Norte del Granito La Escalerilla. San Luis, Argentina: Un aporte a la Tectónica del Ciclo Famatiniano. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: p. 44, San Luis.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. 2009. Los Granitoides Famatinianos del sector suroccidental de la Sierra de San Luis: Clasificación y Geotermometría. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(3): 253-266.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Revista de Estudios Geológicos de Madrid* 48(5-6): 269-277.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Castro, A., Tibaldi, A.M., Martino, R. y Pinotti, L. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone the Famatinian paleoarc, Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Powell, R., Holland, T. y Worley, B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using Thermocalc. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 575-586.
- Prozzi, C. 1990. Consideraciones acerca del basamento de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 452-455, San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, Abstracts: 1, San Luis.
- Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A. 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1167-1171, Concepción.
- Ramos, G., Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A. 1996. Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 607-617, Buenos Aires.
- Ramos, G., Ortiz Suárez, A. y Morosini, A. 2006. Las fajas de Cizalla Pancanta-La Carolina y su relación con depósitos de Wolframio. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: p. 49, San Luis.
- Ramos, G., Ortiz Suárez, A. y Morosini, A. 2007. The wolfram Valle de Pancanta-La Carolina belt related to shear zone in Sierras Pampeanas, San Luis, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 39(6): 623.
- Rivarola, D. y Ortiz Suárez, A. 2008. Los conglomerados de la Fm. San Luis (FSL). Origen glacialmarino? 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: p. 152, Buenos Aires.
- Sato, A., Gonzáles, P. y Llambías, E., 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 487-504.
- Sims, J., Stuart-smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenic Maps. Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australia Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization, 123 p., San Luis.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 256-281, London.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25(3): 336-358.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-3.
- Thompson, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: 2° calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal Sciences* 276: 425-454.
- von Gosen, W. 1998a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierras de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11(1): 79-109.
- von Gosen, W. 1998b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierras de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 233-264.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- von Gosen, W., Locke, W. y Prozzi, C. 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 237-250.
- Whitney, J.A. y Stormer, J.C. 1977. The distribution of NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *American Mineralogist* 62: 687-691.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B. y Smith, J.R. 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Institute Washington Year Book* 56: 206-214.

Recibido: 3 de junio, 2010.

Aceptado: 5 de abril, 2011