

Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón de El Realito y la zona norte del plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis

Norma BROGIONI¹, Pierluigi PARRINI² y Elena PECCHIONI²

¹Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata - CONICET
Calle 122 y 60, 1900 La Plata, Argentina. E-mail: nbrogioni@infovia.com.ar

²Dipartimento di Scienze della Terra, via G. La Pira, 4, Firenze, Italia

RESUMEN. Los granitoides de arco pre-deformacionales de San Luis son asignados al Cámbrico tardío-Ordovícico temprano, y conforman una serie de extensos afloramientos en el cordón de El Realito y en la zona norte del plutón La Escalerilla. El magmatismo es calcoalcalino de alto K y se aloja en metasedimentitas regionales de grado bajo a medio. Está representado por una secuencia de arco más antigua, constituida por granodioritas, tonalitas y dioritas con $Pl+Bt+Ep\pm Hbl\pm Kf$, metaluminosas, portadoras de enclaves gábricos y monzodioríticos, correlacionable con la secuencia metaluminosa de las sierras de Chepes y Los Llanos (La Rioja). La serie más joven es colisional, monzogranítica, leucocrática y peraluminosa, con $Kf+Pl+Ms\pm Bt\pm Grt$, de características afines a las de los monzogranitos y leucogranitos de dos micas, y una tendencia evolutiva propia de los granitoides peraluminosos félsicos. La serie monzogranítica no parece resultar del fraccionamiento extremo de la secuencia metaluminosa sino que derivaría de la fusión por deshidratación de metapelitas muscovíticas y grauwacas, aunque algunas particularidades geoquímicas de La Escalerilla, entre ellas la abundancia y evolución de las HREE, podrían atribuirse a diferencias litológicas en la zona de proveniencia del fundido. Los fundidos se distinguen claramente, en ambos casos, de aquéllos que dieron origen a las leucogranodioritas sincinemáticas débilmente peraluminosas que afloran en el complejo basamento oriental de la sierra, portadoras de la misma asociación mineral. La deformación famatiniana modificó las fábricas y en menor proporción el quimismo de ambas secuencias, en particular los términos más básicos de la serie de arco, incrementando su peraluminosidad y la dispersión de las tendencias evolutivas.

Palabras clave: *Magmatismo, Pre-deformacional, San Luis, Cordón de El Realito, Plutón La Escalerilla, Metaluminosa, Peraluminosa félsica.*

ABSTRACT. *Petrology of the pre-deformational arc magmatism in the Cordón de El Realito and in the northern zone of the La Escalerilla pluton, Sierra de San Luis.* The pre-deformational Late Cambrian to Early Ordovician arc-magmatism of the Sierra de San Luis forms several outcrops of which Cordón de El Realito and La Escalerilla pluton are the most extensive. High-K calc-alkaline magmas intrude low- to medium-grade metasedimentary rocks in both areas. The oldest event is represented by arc-type, metaluminous $Pl+Bt+Ep\pm Hbl\pm Kf$ granodiorites, tonalites and scarce diorites, carrying numerous enclaves of gabbroic to monzodioritic composition. Chemical abundances and evolutionary trends of these rocks correlate well with those of the metaluminous arc-sequence of Sierras de Chepes and Los Llanos in La Rioja province. The youngest event consists of peraluminous and collision-related $Kf+Pl+Ms\pm Bt\pm Grt$, leucocratic monzogranites, intruding the arc-sequence. The monzogranites do not appear to be generated as a result of differentiation from the metaluminous sequence, although both magmatic suites are part of the Famatinian subduction-related arc. The peraluminous magmatism displays the typical vertical evolutionary trend of felsic peraluminous granitoids and is interpreted as derived mainly from partial melting of Ms-metapelites and greywackes. Some geochemical abundances and HREE patterns of the La Escalerilla stock are probably controlled by differences in the source. The Famatinian regional metamorphism and shearing strongly modified the arc-sequence rocks fabrics. However, the magmatic rocks preserved their whole chemical signatures except for the most basic members of the series which display spreading in evolutionary trends and increased peraluminosity. The pre-deformational peraluminous melts in both areas are clearly distinct from those of some syn-kinematic $Ms\pm Bt\pm Grt$ leucogranitoids which crop out in the Eastern Basement Complex of the Sierra.

Key words: *Pre-deformational, Arc-magmatism, San Luis, Cordón de El Realito, La Escalerilla stock, Metaluminous, Peraluminous felsic.*

Introducción

El magmatismo granítico se encuentra ampliamente distribuido en la sierra de San Luis (Fig. 1) y ha sido objeto de numerosas investigaciones debido a su importancia en el contexto evolutivo paleozoico de la región. Los mapeos regionales

mostraron, tempranamente, las características geológicas peculiares de los distintos cuerpos (Pastore y González 1954, Pastore y Ruiz Huidobro 1952, González 1957, González Bonorino 1961), y la posterior aparición de los primeros datos geocronológicos permitió vislumbrar luego la existencia de varios ciclos magmáticos (Halpern *et al.* 1970, Linares y

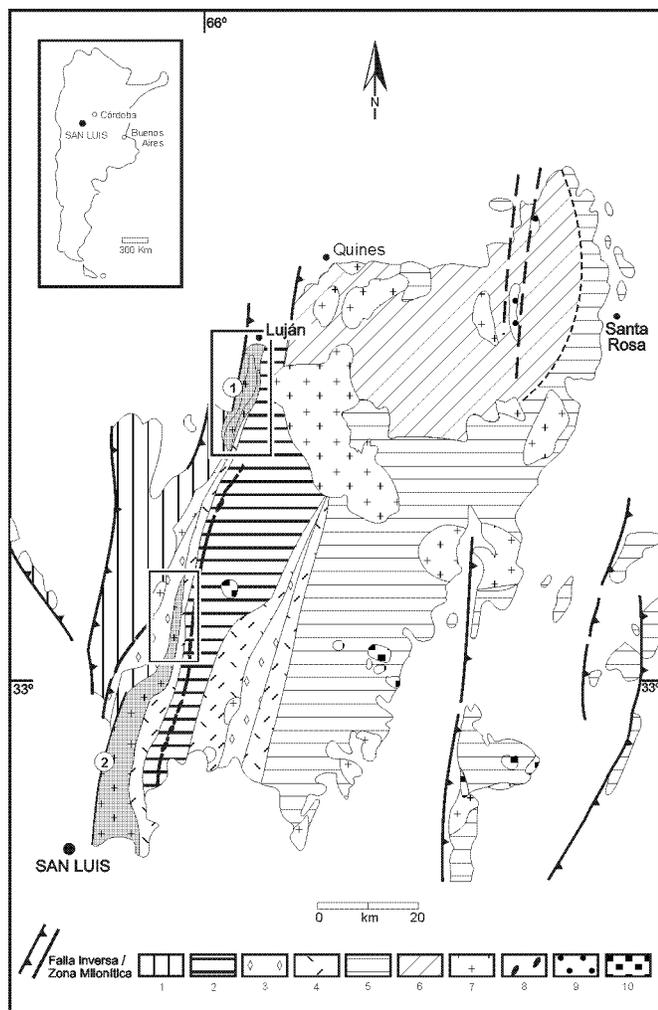


Figura 1: Mapa geológico de la sierra de San Luis, simplificado de Ortiz Suarez *et al.* (1992) y von Gosen y Prozzi (1998). 1) Complejo basamento occidental 2) Complejo basamento oriental 3) Grupo filita 4) Grupo micaesquistos 5) Esquistos y gneises 6) Filitas y micaesquistos 7) Granitoides no diferenciados 8) Complejos máficos y ultramáficos 9) Carbonífero-Pérmico 10) Volcanitas terciarias. En gris: (1) Cordón de El Realito (2) Plutón La Escalerilla; los sectores enmarcados indican las zonas estudiadas.

Latorre 1973, Rinaldi y Linares 1973). Los intentos de sistematización realizados desde entonces tomaron en cuenta, además de las edades, la vinculación del magmatismo con las litologías y grado metamórfico de las rocas de caja y, más tarde, con las fases deformacionales del basamento (Kilmurray y Villar 1981). La relación entre magmatismo y deformación permitió clasificar a los granitoides en pre, sin y post-cinemáticos (Ortiz Suárez *et al.* 1992), y redefinirlos luego como pre-orogénicos famatinianos tempranos, sin-orogénicos famatinianos, y post-orogénicos tardío-famatinianos (Llambías *et al.* 1998, Sato *et al.* 2003). A partir de los últimos años de la década del 80 se produjo un notable incremento, mejoramiento y profundización de la información geológica, petrológica y geocronológica de las rocas, que continúa hasta el presente (véase Sato *et al.* 2003, y referencias allí citadas).

Como consecuencia de los trabajos realizados, y aunque

todavía subsisten numerosos interrogantes acerca de la naturaleza de los diferentes eventos magmáticos y de su ubicación temporal, ha quedado demostrado claramente que el plutonismo de arco tuvo un profuso desarrollo en la sierra de San Luis durante el ciclo orogénico famatiniano. En particular, el plutonismo de arco que precedió a la deformación famatiniana se encuentra muy bien expuesto en el cordón de El Realito y en el extremo norte del plutón La Escalerilla, donde ha sido posible definir dos eventos magmáticos químicamente contrastantes, que muestran relaciones de intrusividad entre sí. En la presente contribución se aportan nuevos datos geoquímicos, que amplían estudios previos realizados en el cordón de El Realito, y se incorpora información sobre las manifestaciones que afloran en el sector norte de La Escalerilla, con el objeto de evaluar las diferencias composicionales que exhiben ambos magmatismos e interpretarlas petrológicamente.

Ubicación y antecedentes

El cordón de El Realito es una unidad geomorfológica que se encuentra en el extremo norte del sector occidental de la sierra de San Luis, extendiéndose aproximadamente 26 km desde las inmediaciones de la ciudad de Luján hasta unos kilómetros al sur del río La Majada (Fig. 2). Toma su nombre del cerro Realito, de 1.640 m de altura, y su característica más notable es, desde el punto de vista fisiográfico, la pronunciada asimetría de sus laderas, con fuertes pendientes occidentales, dadas por desniveles del orden de los 900 m, y flancos orientales suaves. Las mayores elevaciones se localizan en el sector norte del cordón, donde superan los 1.700 m a unos 2 km al oeste de la estancia Potrero. En la zona central y oriental, en cambio, el relieve se mantiene bastante constante en torno a los 1.500 m. Su disposición elongada en dirección NNE y la marcada asimetría topográfica lo convierten en la divisoria de aguas más importante de la zona, siendo naciente de varios arroyos de caudal permanente que desaguan, por el oeste y sur, en el río La Majada, y por el este, en el río Luján.

El cordón de El Realito fue mapeado inicialmente a escala 1:200.000 como una única unidad ígnea de naturaleza granítica (Pastore y González 1954, González 1957), y sus rocas se consideraron similares a las de otros cuerpos extensos presentes en el área, en particular el batolito de las Chacras-Piedras Coloradas, aunque de tamaño de grano más homogéneo (González 1957). Con posterioridad, Brogioni *et al.* (1994) definieron las distintas unidades litológicas que lo conforman, en base al mapeo en escala 1:20.000, y realizaron el estudio petrográfico y geoquímico preliminar de las mismas, estableciendo la existencia de una secuencia de arco y otra, más joven, de naturaleza colisional.

El plutón La Escalerilla es, al igual que el anterior, un cuerpo delgado elongado en dirección NNE que se extiende unos 52 km (Llambías *et al.* 1998) desde La Carolina hasta las proximidades de la ciudad de San Luis (Fig. 1). Los mapeos iniciales a escala 1:200.000 realizados en el extremo norte (Pastore y González 1954) y en el sector sur (Pastore y Ruiz Huidobro 1952), fueron integrados más tarde por González Bonorino (1961), quien asignó al plutón características sintectónicas

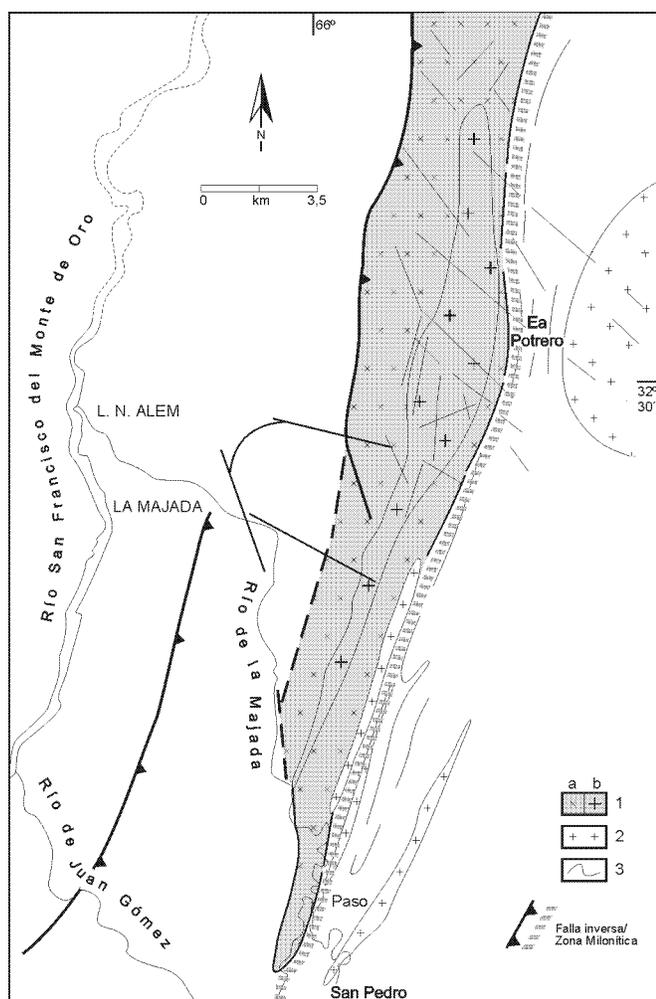


Figura 2: Mapa geológico del Cordón de El Realito, simplificado de Brogioni *et al.* (1994). **1a)** Serie dioritas-tonalitas-granodioritas, **1b)** Serie monzogranítica **2)** Granitoides no diferenciados **3)** Basamento metamórfico.

concordantes y señaló la exageración, en la cartografía regional previa, del curvamamiento del rumbo que tiene lugar en el sector medio del cuerpo. Además, este autor puntualizó la existencia de dos litologías ígneas en el área: tonalitas gneissicas foliadas, ricas en biotita y hornblenda, y granitos adamélticos, atribuyendo el origen de las primeras a la contaminación con un posible magma básico. Con posterioridad, las investigaciones efectuadas en la década del 90 se basaron en una cartográfica más detallada y abordaron distintas temáticas específicas. Así, Sato (1993), Sato y Llambías (1994), Sánchez *et al.* (1996) y Sato *et al.* (1996) mapearon y realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de las dos litologías reconocidas por González Bonorino (1961), en la zona norte del cuerpo aledaña al valle de Pancanta, que permitieron restringir las rocas tonalíticas a los intrusivos Las Verbenas y Bemberg, independientes del plutón granítico La Escalerilla. Von Gosen y Prozzi (1996) y von Gosen (1998b) analizaron la deformación interna de las rocas ígneas, el metamorfismo, y sus relaciones estructurales con las meta-

morfitas de caja en zonas muy localizadas ubicadas en el extremo norte del plutón y en regiones más amplias próximas a la inflexión del intrusivo, utilizando para ello mapas y perfiles detallados. Sims y Skirrow (1997) y Sims *et al.* (1997), por su parte, incorporaron la geología del plutón, a escala 1:100.000, al contexto de las litologías regionales.

Metodología

El cordón de El Realito fue mapeado mediante la utilización de aerofotogramas a escala 1:20.000, fotomosaicos a 1:50.000 y reconocimientos de campo, e igual metodología se empleó para los trabajos realizados en la zona norte del plutón La Escalerilla. Se estudiaron 54 y 23 cortes delgados, respectivamente, con el objeto de clasificar las rocas, contándose para ello entre 880 y 1.000 puntos, con una desviación estándar del 3 % (van der Plas y Tobi 1965). Los análisis químicos de elementos mayores y traza se efectuaron por fluorescencia de RX con un equipo Philips PW 1404, utilizándose patrones internacionales. La determinación del FeO se realizó por titulación con MnO_4K . Los elementos de las tierras raras fueron determinados por ICP-MS en Actlab (Canadá). Para la abreviatura de los minerales se ha empleado la simbología propuesta por Kretz (1983) y Bucher y Frey (1994).

Contexto geológico regional

La sierra de San Luis está constituida mayoritariamente por basamento ígneo-metamórfico, cuya evolución tuvo lugar durante el lapso comprendido entre el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior. La región ha sido objeto de numerosas investigaciones desde mediados de la década del 80, pero hasta el presente no existe un consenso unánime sobre el agrupamiento de las distintas litologías, sus edades y evolución (Sims *et al.* 1998, von Gosen y Prozzi 1998, Sato *et al.* 2003). La síntesis del estado del conocimiento petrológico y evolutivo que se dará aquí está focalizada en el sector occidental del bloque serrano, y en ella se incluyen sólo los aspectos que se relacionan con la temática del trabajo.

Unidades litológicas

En la actualidad existen dos propuestas de configuración litoestratigráfica, enunciadas por Sims *et al.* (1997, 1998) y por von Gosen y Prozzi (1998) respectivamente. La configuración estratigráfica propuesta por Sims *et al.* (1997, 1998) integra las diversas litologías metamórficas que afloran por debajo de la latitud $32^{\circ} 40'$ dentro del Complejo Metamórfico Nogolí, al oeste de la sierra, y de los Complejos Metamórficos Pringles y Conlara, al este. El Complejo Metamórfico Nogolí está constituido por ortogneises félsicos y máficos, gneises pelíticos, y diques monzoníticos, y es atribuido al Cámbrico. El Complejo Metamórfico Pringles reúne gneises y esquistos pelíticos y psamíticos, escasos ortogneises y anfibolitas, y rocas máficas y ultramáficas, de edad cambro-ordovícica. El Complejo Metamórfico Conlara comprende las litologías cámbricas orientales

más distales de la sierra, en su mayor parte gneises pelíticos y psamíticos, y escasos ortogneises, rocas calcosilicáticas y anfibolitas. Adyacentes a los bordes occidental y oriental del plutón La Escalerilla, y entre el Complejo Metamórfico Pringles y el Complejo Metamórfico Conlara, Sims *et al.* (1997, 1998) identifican, además, filitas, esquistos, escasas pizarras, metaconglomerados y meta-arenitas, que reúnen dentro de la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988) y asignan al Ordovícico.

El modelo propuesto por von Gosen y Prozzi (1998) es más amplio, pues incluye todas las litologías del sector occidental y central de la sierra, desde su extremo norte, y, en líneas generales, se articula sobre el eje magmático de dirección NNE constituido por el cordón de El Realito y el plutón La Escalerilla (Fig. 1). Las litologías son integradas también en dos complejos, denominados complejo basamento occidental y complejo basamento oriental, al oeste y este del citado eje, respectivamente. El complejo basamento occidental está constituido por esquistos y gneises inyectados, en parte migmatíticos, con Bt y Ms, cuarcitas y anfibolitas. El complejo basamento oriental son esquistos y gneises portadores de Sil, Grt y Bt, gneises con Pl y Bt, y cuarcitas, en muchas zonas con abundantes venas y diques aplíticos, graníticos o pegmatíticos, y que alternan o gradan a migmatitas. Dentro de esta secuencia metasedimentaria se encuentran rocas máficas y ultramáficas. Además, identifican fajas de esquistos con Ms y Bt y cuarcitas, portadores de pegmatitas y escasas anfibolitas (grupo micaesquistos, von Gosen 1998a), y fajas de filitas, cuarcitas y metaconglomerados, con diques de metavulcanitas ácidas (grupo filita, von Gosen 1998a). Estos autores consideran que ambos grupos son equivalentes entre sí y comparables con la Formación Puncoviscana, de edad precámbrica tardía a cámbrica temprana. Señalan también la presencia de filitas y esquistos micáceos en el norte del sector oriental del bloque serrano (entre Quines y Santa Rosa), y de esquistos con Ms y Bt, inyectados y parcialmente migmatíticos, y gneises, en el sur del mismo.

Evolución tectónica

Las dos propuestas existentes se han formulado en base a interpretaciones de las estructuras presentes en las rocas y a datos radimétricos. Sims *et al.* (1997), tomando en cuenta los estudios geocronológicos realizados por Camacho e Ireland (1997), proponen una sedimentación cámbrica temprana (comparable con la Formación Puncoviscana) depositada en un margen pasivo desarrollado durante una etapa de rifting intracontinental y fragmentación del Laurentia a partir del Gondwana. En el transcurso del ciclo orogénico pampeano (540-520 Ma *c.*, Sims *et al.* 1998) se habría producido la intrusión de diques máficos toleíticos, la deformación de los sedimentos cámbricos en niveles corticales medios y su metamorfismo en facies anfibolita alta, localmente, facies granulita. A lo largo del margen pampeano se habrían depositado turbiditas pelíticas continentales y derivadas de arco (más tarde, los protolitos del Complejo Metamórfico Pringles), en una probable cuenca de retroarco. La sedimentación habría cesado a los *c.* 480 Ma, con el inicio del ciclo orogénico

famatiniense (Sims *et al.* 1998). Este evento deformacional, metamórfico y magmático de amplia distribución areal condujo al amalgamamiento de los basamentos cámbrico y cambro-ordovícico, como consecuencia del cierre del océano Iapetus y la colisión de la Precordillera con el margen pampeano del cratón del Gondwana. El metamorfismo alcanzó facies anfibolita alta y localmente granulita, según estos autores, y fue seguido por tectonismo extensional -y probablemente la depositación contemporánea de la Formación San Luis-, bajo condiciones de facies esquistos verdes, y magmatismo ácido de tipo S. La intensa actividad ígnea famatiniana habría culminado a los 470 Ma *c.* Luego se produjo el colapso extensional del orógeno durante el periodo 470-450 Ma *c.* En el Paleozoico medio (Sims *et al.* 1998) habría finalizado la convergencia sobre el margen oeste del Gondwana, y tanto la Formación San Luis como el basamento cristalino más viejo experimentaron una deformación compresiva pervasiva en condiciones de facies esquistos verdes. El desarrollo de un arco magmático devónico temprano durante el ciclo orogénico achaliano, sería el responsable, según estos autores, del magmatismo granítico de dimensiones batolíticas, que se inició a los 404 Ma y pudo haber continuado hasta el Carbonífero.

Recientemente, von Gosen *et al.* (2001, 2002) han actualizado su modelo evolutivo anterior (von Gosen y Prozzi 1998) en base a nuevos datos radimétricos, que les permiten asignar edad proterozoica a los complejos basamento occidental y oriental, y relacionar la evolución tectónica y metamórfica de los mismos al estadio temprano de la orogenia brasiliana-panafricana o incluso a ciclos más antiguos. Según estos autores, la formación del basamento fue seguida por sedimentación turbidítica -equivalente temprano de la Formación Puncoviscana *s.l.*, y magmatismo máfico asociado, en el Proterozoico tardío-Cámbrico temprano, probablemente durante un estadio de rifting cortical entre el cratón del Río de la Plata y el terreno pampeano. La subducción de este último por debajo del cratón del Río de la Plata habría comenzado durante el Neoproterozoico tardío-Cámbrico temprano, causando un único evento deformacional y metamorfismo en la secuencia sedimentaria (dando origen así al grupo micaesquistos) y en sus intrusivos graníticos, como por ejemplo el plutón de Paso del Rey. No existirían en la sierra de San Luis manifestaciones de la subsecuente colisión cámbrica temprana a media, registrada en la sierra de Córdoba, pues continuó la sedimentación clástica y se intruyeron diques ácidos durante el Cámbrico temprano, indicando que la tectónica extensional aún persistía. La deriva hacia el este del terreno Cuyania (= Precordillera) causó la subducción del margen pasivo occidental por debajo del terreno pampeano (ya Sierras Pampeanas Orientales), durante el Cámbrico tardío-Ordovícico temprano, y el desarrollo del arco magmático famatiniano que dio origen a un extenso plutonismo (500 y 460 Ma *c.*) en la sierra de San Luis. El acercamiento progresivo del terreno Cuyania a las Sierras Pampeanas Orientales provocó la deformación compresiva de los sedimentos (grupo filita) y el metamorfismo regional de éstos y sus intrusivos, bajo condiciones al menos de esquistos verdes. La colisión es estimada por estos autores dentro del intervalo de tiempo comprendido entre el Ordovícico tardío y el Devónico temprano.

Magmatismo granítico

La síntesis más actualizada del magmatismo granítico de San Luis ha sido realizada por Llambías *et al.* (1998) y Sato *et al.* (2003), quienes describen las características geológicas y petrológicas relevantes de los cuerpos en función de su relación temporal con la orogenia famatiniana. Los granitoides más antiguos de la sierra, famatinianos tempranos (Llambías *et al.* 1998) o pre-orogénicos (Sato *et al.* 2003), están representados por dos grupos litológicos: tonalitas-granodioritas, y granitos-leucogranodioritas calcoalcalinos, metamorfizados y foliados. Las tonalitas se presentan en afloramientos saltuarios y de pequeña magnitud ubicados sobre el borde occidental de la sierra, desde el valle de Pancanta hasta el cordón de El Realito (cuerpos San Miguel, Gasparillo, Las Verbenas y Bemberg), a lo largo de una zona de cizalla que se extiende con dirección NE paralelamente al contacto entre gneises del complejo basamento occidental y filitas del grupo filita, o bien emplazados dentro de los esquistos del grupo micaesquistos. Los granitos, por su parte, se localizan en el cordón de El Realito, Río Claro, La Escalerilla, y en el oeste y sur de la sierra. Las determinaciones radimétricas efectuadas en tonalitas del cuerpo Bemberg arrojaron valores U-Pb SHRIMP (circones) de 468 ± 6 Ma (Sims *et al.* 1998) y Rb-Sr (roca total) de 512 ± 16 Ma (Sato *et al.* 1999), las cuales, conjuntamente con la edad U-Pb de 470 ± 5 Ma (circón) (Sims *et al.* 1997) del cuerpo El Tamboreo, ubicado al SE del bloque serrano, limitan la intrusión del magmatismo pre-orogénico al Cámbrico medio-Ordovícico medio. Los valores obtenidos hasta el presente para los granitos, en cambio, muestran notables discrepancias. Las edades de emplazamiento devónicas tempranas del Granito La Escalerilla, correspondientes a 403 ± 6 Ma (U-Pb) (Sims *et al.* 1998) y a 414 ± 12 Ma (Rb-Sr) (Sato *et al.* 1999), han sido desestimadas por von Gosen *et al.* (2002) en base a una determinación U-Pb de 507 ± 24 Ma (circones), que si bien mantiene el emplazamiento del sector norte y central del plutón dentro del Famatiniano temprano, lo restringiría al Cámbrico medio. La edad obtenida por Sims *et al.* (1998) debería adjudicarse, en realidad, al Granito El Volcán, que intruye al plutón La Escalerilla, y aquélla de Sato *et al.* (1999) reflejaría la edad de la deformación y metamorfismo y no la intrusión del cuerpo (von Gosen *et al.* 2002). Por otra parte, el plutón Río Claro arrojó una edad U-Pb (en circones) de 490 ± 15 Ma (von Gosen *et al.* 2002) y el de Pantanos Negros $477 \pm 3/5$ Ma, por igual método (Sato *et al.* 2003). Además, la datación reciente efectuada sobre el plutón de Paso del Rey (608 ± 26 Ma, U-Pb en circones, von Gosen *et al.* 2002), incluido dentro de los granitoides sincinemáticos por Llambías *et al.* (1998), podría indicar la existencia de un magmatismo granítico anterior al tonalítico. En lo que respecta a las rocas de El Realito, no han sido objeto de estudios radimétricos sistemáticos, y sólo se dispone de una determinación K-Ar (muscovita) en granitoides que ha dado 335 ± 17 Ma, la cual estaría posiblemente relacionada con la reapertura de dicho sistema isotópico.

Los granitoides sin-orogénicos (famatinianos) asignados al Ordovícico, son cuerpos muy pequeños de granodioritas y granitos, de origen anatóctico, que se alojan en esquistos y gneises del complejo basamento oriental o Complejo Meta-

mórfico Pringles (plutones de Cruz de Caña y Cerros Largos), en el grupo micaesquistos (plutón Río de la Carpa) o bien en el Complejo Metamórfico Conlara (plutón La Tapera) (Llambías *et al.* 1998).

Finalmente, los granitoides más jóvenes, considerados post-orogénicos tardío-famatinianos y asignados al Devónico-Carbonífero temprano (Llambías *et al.* 1998), o bien tardío a postorogénicos y de edad silúrica tardía-carbonífera temprana (Sato *et al.* 2003), se localizan en el sector norte y este de la sierra. Comprenden granitos y tonalitas de dimensiones batolíticas, como los batolitos de Las Chacras-Piedras Coloradas y Renca, o bien plutones más pequeños como La Totorá y El Morro, entre otros.

Magmatismo de arco pre-deformacional

Rocas de caja

El magmatismo del cordón de El Realito se aloja en meta-sedimentitas regionales pertenecientes al complejo basamento occidental y al grupo filita. En el flanco oeste del cordón los afloramientos del complejo basamento occidental son, en general, escasos. En la parte norte, el contacto entre las unidades ígneas y metamórficas se encuentra cubierto por depósitos clásticos de abanicos aluviales que se extienden en dirección oeste hasta el pie de la sierra. En la zona central, las metasedimentitas aparecen en forma de pequeñas lomadas semicubiertas, de no más de 30 m de altura, por debajo de la cota de 800 m (González Díaz *et al.* 1997). Los afloramientos de rocas esquistosas, fuertemente inyectadas, se encuentran recién al sur del río La Majada, y son frecuentes en los terrenos occidentales más australes.

Sobre la vertiente oriental del cordón, en cambio, las rocas metamórficas conforman fajas de dirección NNE cuyo grado metamórfico aumenta en forma progresiva hacia el este. La faja perteneciente al grupo filita es la más occidental, y se extiende unos 200 m en forma paralela al contacto con los granitoides. Se trata de rocas de grano muy fino y tonalidad gris verdosa, en las cuales la asociación Qtz+Ser/Ms+Bt+Op+Tur se distribuye en folias micáceas y en lentes de cuarzo de granulometría variable y tendencia poligonal. A corta distancia comienzan a intercalarse niveles limolíticos y cuarcíticos delgados, caracterizados por la presencia de Qtz+Bt+Ms±Chl±Tur+Op+Feld? y Qtz+Bt+Ms+Pl+Op, respectivamente, y el tamaño de grano se incrementa. Las características filíticas van perdiéndose para dar paso a esquistos micáceos del grupo micaesquistos, inicialmente de granulometría fina y coloración gris oscura. Están constituidos por folias de Ms+Bt+Pl+Qtz+Op que alternan con dominios de Qtz+Pl+Ms, en los cuales el cuarzo se encuentra deformado, con subgranos, y abundantes inclusiones de fibrolita. La presencia de niveles de esquistos cuarzosos y metacuarcitas es frecuente, así como también de venas y lentes de cuarzo, y cuerpos pegmatíticos de escasa magnitud. Las rocas gradan rápidamente a esquistos de grano fino a medio, portadores de Bt+Ms+Sil+Qtz+Pl y notables porfiroblastos de muscovita, cuando están involucradas en plegamientos, o bien con Bt+Sil+Grt+Pl+Qtz±Kfs+Op. Las

intrusiones pegmatíticas plegadas, de magnitud mapeable, son conspicuas en los sectores más distales y forman parte del complejo basamento oriental.

Las metasedimentitas se encuentran afectadas, a lo largo del contacto oriental, por el desarrollo de una extensa zona de cizalla que generó milonitas y filonitas fuertemente foliadas.

El extremo norte del plutón La Escalerilla se aloja en rocas pertenecientes al grupo micaesquistos y al grupo filita. Los esquistos muscovíticos y biotíticos, con intercalaciones de cuarcitas y abundantes pegmatitas, constituyen el contacto oriental, donde ambas litologías han sido afectadas por una delgada zona de cizalla que generó milonitas (von Gosen y Prozzi 1996, von Gosen 1998b). Más hacia el este, los esquistos son reemplazados por rocas del Complejo Basamento Oriental. La filitas, en cambio, se localizan en el borde occidental del intrusivo, y representan una secuencia metaturbidítica monótona derivada de pelitas, limolitas, areniscas y grauvacas. Los esquistos cuarzo-micáceos que constituyen la caja del cuerpo Las Verbenas han sido interpretados por von Gosen (1998b) como filitas metamorfizadas por contacto, que dieron origen a *hornfels* con porfiroblastos de andalusita o cordierita (posteriormente reemplazados por sericita), y al desarrollo de porfiroblastos de biotita y muscovita.

Petrografía de las unidades ígneas

En el cordón de El Realito el magmatismo está representado por granitos, granodioritas, tonalitas y escasas dioritas/gabros (Brogioni *et al.* 1994). Los *granitos* afloran en la cresta y en el flanco occidental del cordón. En la zona de cumbres presentan un marcado diaclasamiento que origina relieves escarpados. Sobre la ladera occidental están muy tectonizados en los niveles medios e inferiores de la escarpa de la denominada falla de San Luis (Flores 1979), que presenta *ca* 600 m de desnivel, y a la latitud del cerro Realito (32° 30' S), forman parte de una notable avalancha (González Díaz *et al.* 1997). Pendiente abajo, son cubiertos paulatinamente por depósitos cuaternarios de abanicos aluviales. Las *tonalitas* conforman un extenso afloramiento elongado en dirección NNE en la porción central y sur del flanco oriental del cordón, en el cual se registran gradaciones a *granodioritas* hacia el oeste, y a dioritas/gabros hacia el este. Asimismo, se las encuentra en forma de cuerpos tabulares concordantes, alojados en las metamorfitas adyacentes al contacto. Las tonalitas tienen, en general, una expresión topográfica más pobre que los granitos, y se destacan por su coloración oscura, la abundancia de enclaves máficos y la presencia ocasional de fragmentos métricos de filitas en las proximidades del contacto oriental. Se relacionan con los granitos por falla, y en la zona centro-norte se observan diques de estos granitos emplazados en las tonalitas. En la pendiente occidental del cordón sólo se encuentran exposiciones saltuarias y de poca magnitud de tonalitas al pie de la sierra, sobre la ruta nacional 136, en las cercanías de Luján. Las rocas *dioríticas/gábricas* son escasas y se localizan preferentemente en las adyacencias del contacto tonalitas-filitas, por lo que se estima representan una fase de borde de las tonalitas. Todas las litologías próximas al contacto oriental han sido afectadas por cizalla y están milonitizadas en grado variable.

El sector norte del plutón La Escalerilla está constituido por *granitos* fuertemente diaclasados, pero de relieve suave y geofomas redondeadas, que exhiben la foliación regional y numerosas zonas de cizalla de escala variable (von Gosen y Prozzi 1996, Sato *et al.* 1996, von Gosen 1998b). En el valle de Pancanta, los granitos intruyen a las *tonalitas* del cuerpo Las Verbenas en su borde oriental. Estas tonalitas son oscuras, con abundante biotita orientada que determina una foliación submeridiana. Se caracterizan por presentar enclaves microgranulares redondeados u ovalados, dispuestos con orientación variable, ricos en biotita y a veces con porfiroblastos de feldespato de hasta 5 mm. Excepcionalmente se conservan, además, enclaves de cuarcitas. Los diques de aplitas y aplopegmatitas relacionados con los granitos son frecuentes, y se los encuentra intruyendo tanto a las rocas de caja como a las tonalitas y granitos. En general, se trata de cuerpos delgados que sólo excepcionalmente alcanzan hasta 8 m de potencia.

El estudio modal del magmatismo pre-deformacional en ambas áreas ha permitido reconocer dos series ígneas (Lameyre y Bowden 1982), una constituida por *dioritas-tonalitas-granodioritas* (serie DTG) y otra de naturaleza restringida, representada por *monzogranitos* (serie M) (Cuadro 1, Fig. 3) (Brogioni *et al.* 1994). En el cordón de El Realito, la primer serie se caracteriza por el incremento progresivo del tamaño de grano y la disminución del contenido de mafitos a medida que aumenta la acidez de las rocas. Las dioritas y tonalitas son de grano fino a medio y coloración gris oscura, con índices de color (IC) comprendidos entre 42,9 y 23,5, aunque en rocas muy deformadas puede ser superior a 50. Las granodioritas presentan grano medio y tonalidades grises (IC = 20,6 a 9,6). En el cuerpo Las Verbenas, la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* está representada por tonalitas con IC = 28,8 a 22,3. Los monzogranitos de la serie M, por su parte, son de grano medio a grueso, rosados y leucocráticos (IC < 3,8) en El Realito, o bien de color gris claro tanto en el plutón La Escalerilla (IC = 1,3 a 8,7) como en El Realito (IC = 2,4 a 7,6).

Las rocas presentan fábricas equidimensionales, porfíricas, o bien planares y lineales, que conducen, en este último caso, a un aspecto gneisico, como ocurre en la mayor parte de los monzogranitos de La Escalerilla. Las texturas son granudas alotriomorfas, a veces con tendencia porfírica, y en menor proporción porfíricas con pastas alotriomorfas. En algunas tonalitas se observa orientación de los componentes minerales, atribuible a flujo magmático, y en ciertos diques aparece textura glomeroporfírica.

Mineralogía

La mineralogía primaria de las rocas de ambas series ígneas está representada por plagioclasa, microclino, cuarzo, biotita, anfíbol, muscovita y granate (Cuadro 1). La *plagioclasa* se encuentra en cristales de tamaño variable. Los individuos de hasta 6,4 mm aparecen sólo en los monzogranitos. En las granodioritas alcanzan hasta 4 mm, y en las tonalitas la mayoría tiene de 2,8 a 2 mm de longitud. Es tabular, anhedral, y ocasionalmente subhedral en los monzogranitos. Casi siempre está maclada con ley de albita, a veces combinada con Carlsbad o con periclino, como ocurre en muchas tonalitas y

Cuadro 1: Composición modal de las rocas del cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla (LE). Las rocas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* de La Escalerilla corresponden al cuerpo Las Verbenas.

Muestra	QTZ	PL	KF	BT	HBL	MS	MMQ	GRT	ACC	CHL	EP	MTZ	FLS	IC
SERIE DIORITAS - TONALITAS - GRANODIORITAS														
ER-61	19,3	41,4		15,5	19,1				0,8	0,3	4,0			39,4
ER-82	10,3	45,1		13,0	28,3				0,3	1,0	1,3			42,9
ER-29	20,5	39,9		25,9					0,7	0,2	12,9			39,5
ER-52	39,5	15,5	5,6	10,5		1,6					0,1	27,0		10,6
ER-58	21,5	25,0	8,6	14,6		1,3					6,0	22,8		20,6
ER-64	50,8	31,1	3,6	13,8					0,3		0,1			14,2
ER-39	31,6	38,1	16,6	8,0			3,6		0,1		1,6			9,6
ER-7	31,8	41,0	7,3	15,5			1,8		0,1		2,3			17,9
ER-4 B	31,0	42,8	0,6	19,0			2,0				4,5			23,5
ER-88	44,3	32,0	4,3	12,6			3,8				2,8			15,4
ER-99	27,6	23,8	15,2	12,9		0,1	0,9		0,4		9,0	6,1		22,3
ER-103	38,1	35,4	4,2	15,9			1,0				0,2	0,3		16,1
ER-158 ⁹⁹	18,2	37,8		18,5	22,1					1,1	2,3			44,0
ER-158 ⁹⁹	14,9	16,5		11,2	9,7				2,0	4,1	12,6		17,5	51,1
ER-158 ⁹⁹	14,0	41,4		17,9	14,7				1,0	2,5	8,5			44,6
ER-177	22,1	50,5		19,1					0,3	0,7	7,3			27,4
ER-26	34,6	9,6		12,6					0,2		1,9	41,1		
ER-30		26,6		2,6					0,2		1,1		40,8	
LE-2 A	28,1	43,6	0,1	22,1		2,3	1,1		0,1		2,1			24,2
LE-20	28,5	45,3	1,3	18,0			2,5				4,3			22,3
LE-6 A	27,5	36,3	2,8	24,3			4,3		0,1		4,5			28,8
SERIE MONZOGRANITICA														
ER-35	28,0	42,0	22,0	1,5		2,3	3,8	0,3						1,8
ER-36	34,5	24,5	34,0	0,8		0,3	5,8							0,8
ER-63 B	31,8	28,1	21,5			17,5	1,1							
ER-90	36,6	29,1	25,0	3,3		4,6	0,5	0,5	0,1					3,8
ER-63	35,0	22,6	25,1			16,0	0,5	0,6						0,6
ER-33	34,5	31,1	21,8			10,3	2,1							
ER-85	29,6	31,3	31,0	0,6		2,0	5,0	0,3						0,9
ER-86	32,0	30,6	28,1	0,1		7,0	1,0			0,6				0,7
ER-59	38,0	20,8	31,5			7,5	2,0			0,1				0,1
ER-50	27,5	32,0	38,1	1,0		0,5	4,1	1,0				0,6		2,0
ER-87	34,6	31,5	26,0	0,1		4,0	1,6	0,1		1,8				2,0
ER-51	29,6	32,3	33,0	1,1		1,0	2,0	0,3	0,5			1,8		1,9
ER-66	33,5	29,1	29,8	0,5		2,0	3,8	0,5	0,6					1,6
ER-98	39,8	23,5	24,9	0,4		7,8	0,2	0,3	1,3			1,8		1,8
ER-92	34,7	33,6	26,4	2,4		2,3	0,3					0,3		2,4
ER-93	40,7	21,5	29,3	4,7		0,3	2,7		0,1			0,7		4,7
ER-94	32,9	28,1	23,8	7,1		0,3	1,7	0,1		0,5	5,4			7,6
ER-95	36,9	19,6	19,8	4,5		0,2	0,5			1,2	17,2			5,7
LE-11 B	36,5	23,6	24,4	7,0		0,6	7,0	0,6	0,1		0,6			8,3
LE-19	23,8	19,3	8,7	1,2		9,6	1,4	0,1	0,1			35,8		1,4
LE-16	38,3	11,1	30,0	7,4		1,7	10,2	0,2	0,4		0,7			8,7
LE-17	35,1	20,7	31,6	4,6		0,6	7,0	0,2		0,2				5,0
LE-15	36,4	11,4	32,2	6,8		3,7	9,3	0,1	0,1					7,0
LE-13	36,1	21,5	32,4	2,5		0,8	6,6			0,1				2,6
LE-5	40,6	18,4	36,2	1,1		0,4	3,0	0,1	0,1		0,1			1,3
DIQUES														
ER-58 B	35,5	21,1	32,8	0,5		9,8		0,1	0,2					0,8
ER-49	30,8	20,3	42,0			0,7	5,8		0,4					0,4
ER-47	26,8	17,4	51,7	0,6		2,2		0,6	0,7					1,9
ER-38	40,3	24,4	26,6	1,7		1,6	4,8		0,6					2,3
ER-83	38,6	27,8	19,5	0,4		13,5			0,2					0,6
ER-48 A	26,9	28,3	41,2	0,3		0,5	2,1	0,1	0,6					1,0
ER-48 B	26,8	28,0	41,4	0,1		1,0	1,1	0,9	0,7					1,7
ER-2 A	31,5	29,4	35,3	0,1		1,5	1,5		0,7					0,8
LE-11 A	33,7	28,1	25,2			12,9		0,1						0,3
LE-12 C	39,4	17,4	38,1	1,8		1,1		0,9		0,6				3,1
ENCLAVES														
ER-1	19,8	29,6		34,1					0,7		15,5			50,3
ER-34	12,0	44,6		33,8							9,5			43,3
ER-48 C	22,6	52,0	1,6	19,3		0,5	2,8				1,2			20,5
ER-104	14,9	62,8		18,8					0,3		3,2			22,3
ER-177 B	10,5	12,5		46,2					0,5	2,3	28,0			77,0
LE-6 B	18,6	29,8		35,0		0,8	2,0	0,6		13,0				48,6
LE-12 A	37,3	25,0	27,0	6,6		1,8	1,0	1,1						7,7
LE-12 B	13,2	10,9	22,7	5,7		1,3	0,1	0,4		1,9	43,8			8,0

MMQ: Mirmequitas; ACC: Accesorios; MTZ: Matriz; FLS: Folias. LE 5: Total de puntos 883; ER 82: Además, 0,5 % de Tr - Act; ER 99: Además, 4,0 % de Ser; ER 58: Matriz de Qtz+Bt+Ep+Ms; ER 52: Matriz de Pl+Qtz+Kf+Ep; ER 26: Matriz félsica pero incluye también Bt+Ep; ER 30: Folias de Qtz poligonal; además 28,7 % de folias de Bt; ER 103: 4,7 % de Ep en Pl; ER 158(2): 2,3 % de Ep en Pl y 9,2 % de Ep de grano fino asociado con Qtz+Pl+Bt+Chl de neoformación.

en algunas granodioritas, rocas en las cuales, además, exhibe zonación normal y alternante superpuestas, o en forma de parches irregulares localizados en la zona central. La plagioclasa de los monzogranitos raramente es zonal. Las in-

clusiones más frecuentes son de opacos, apatita y titanita y, ocasionalmente, muscovita en monzogranitos. En algunos diques aparece como fenocristal e incluye circón y biotita. En monzogranitos de La Escalerilla los cristales de plagioclasa se encuentran a veces agrupados en glomérulos, zonados, con alteración a Kln+Ser+Ep incipiente a moderada en núcleos, y evidencias de reemplazo por microclino.

El *microclino* está ausente en la mayoría de las tonalitas. Es el componente responsable de la textura porfirica de las rocas, ya que suele superar el centímetro de longitud, particularmente en los monzogranitos, y en La Escalerilla son frecuentes los individuos orientados, de hasta 4-5 cm. Se presenta en forma de cristales tabulares anhedral, aunque en algunas granodioritas es de carácter intersticial y poiquilítico. Está maclado con ley de albita-periclino, combinada con Carlsbad o Baveno y es siempre peritítico. Se encuentra fresco, muchas veces acompañado de mirmequitas, y suele reemplazar a la plagioclasa. Puede contener inclusiones de plagioclasa, biotita, muscovita, cuarzo, apatita y opacos. En los monzogranitos de La Escalerilla los cristales están invariablemente rodeados por coronas de mirmequitas lobuladas y las inclusiones de plagioclasa muestran, en muchos casos, reabsorción.

El *cuarzo* aparece en granos anhedral de hasta 2,4 mm en los monzogranitos e inferiores a 1,6 mm en las tonalitas, con extinción ondulosa e inclusiones de biotita, circón, apatita y anfíbol.

La *biotita* se presenta en láminas aisladas de hasta 2-3 mm en las tonalitas y granodioritas. Falta en numerosos monzogranitos de El Realito y cuando aparece tiene < 0,8 mm de longitud. Frecuentemente está agrupada en agregados de varias láminas –que alcanzan 1 mm en monzogranitos- de color pardo amarillento a castaño con tinte rojizo o verdoso, asociada con muscovita en granodioritas y monzogranitos de El Realito. En La Escalerilla se dispone en folias, junto con Ms+Ep+Ttn±Grt. Puede estar cloritizada y desferrizada, con segregación marginal de opacos, e inclusiones de circón, opacos, apatita y titanita.

La *hornblenda* se encuentra en dioritas y tonalitas de El Realito, y sólo en una granodiorita, formando cristales tabulares anhedral de hasta 3,2 mm, color pardo verdoso a verde y generalmente maclada.

La *muscovita* se presenta en los monzogranitos y sólo raramente en las granodioritas, donde las láminas pueden alcanzar 4 mm y 1 mm de longitud, respectivamente, aislada o bien en agregados de varios cristales. En los monzogranitos de La Escalerilla las láminas de hasta 2 mm están asociadas con Bt y Ep y a veces muestran intercrecimientos simplectíticos con cuarzo.

El *granate* es exclusivo de los monzogranitos y forma granos incoloros o rosados de hasta 2,3 mm. Los cristales de crecimiento temprano son de pequeño tamaño, anhedral, fracturados y están incluidos en plagioclasa. Los individuos rosados, en cambio, tienden a ser esqueléticos, y en algunos casos se asocian con Bt+Ms+Ep+Op+Zrn. Son considerados de desarrollo tardío, pues en algunas rocas de El Realito se encuentran evidencias petrográficas de que tanto el cuarzo como la plagioclasa (más raramente, microclino), minerales a veces incluidos en la zona marginal de los cristales, han parti-

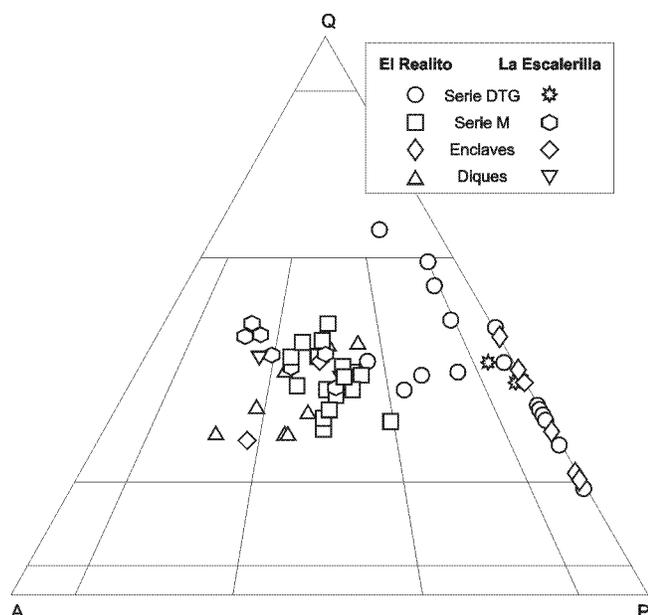


Figura 3: Clasificación modal de rocas del cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla. La serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* (DTG) de la zona de La Escalerilla corresponde al cuerpo Las Verbenas.

cipado en su formación. También está presente en algunos diques, con un tamaño inferior a 0,8 mm. En los monzogranitos de La Escalerilla se encuentran granos de granate subhedrales o esqueléticos de hasta 0,26 mm, acompañando a las folias, y en algunos diques aparecen cristales zonados.

Los minerales accesorios son opacos, apatito, circón, allanita, y turmalina en ciertos diques.

Metamorfismo

La mineralogía y, en menor proporción, las texturas ígneas de las rocas se encuentran modificadas por metamorfismo regional en condiciones de facies esquistos verdes. Las transformaciones mineralógicas son pervasivas en los miembros de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas*, particularmente en las tonalitas y dioritas, y en muchos casos se han llevado a cabo pseudomórficamente, por lo cual es posible identificar aún la textura ígnea original. La plagioclasa es el mineral que ha experimentado modificaciones más profundas. En las tonalitas, los núcleos de los cristales están invariablemente reemplazados por pequeños prismas y gránulos de zoisita-clinozoisita y epidoto, sericita, láminas o esferulitas de clorita, y a veces escasa caolinita. Cuando el reemplazo es avanzado, como sucede en algunas granodioritas, los prismas de zoisita-clinozoisita se aglutinan para formar cristales con buena euhedralidad, el epidoto constituye cristales de hasta 1,6 mm de longitud, y la sericita, cuyo desarrollo está controlado por los planos de clivaje, incrementa su tamaño para dar láminas de muscovita.

Las transformaciones metamórficas experimentadas por la hornblenda consisten en el reemplazo parcial por un anfíbol probablemente tremolítico-actinolítico, con enturbiamiento

causado por la exolución de opacos y decoloración irregular de los cristales primarios. Además, pueden encontrarse pseudomorfos de más de 1 mm, constituidos por $Tr/Act+Bt+Pl+Chl+Ep+Op$, y ocasionalmente coronas incipientes de epidoto sobre anfíbol, producto de la reacción de éste con plagioclasa.

Las láminas de biotita de mayor tamaño, por su parte, están invariablemente asociadas con $Ep+Ttn+Op\pm Ms\pm Ap$, los dos primeros a veces dispuestos a modo de corona sobre biotita. El conjunto confiere un aspecto moteado a las rocas.

Los pseudomorfos de cuarzo de hasta 4 mm son frecuentes. En ellos coexiste un núcleo relicto con evidencias de *recovery* (extinción en franjas y subgranos), rodeado por una corona de granos, en la mayoría de los casos poligonales, del orden de los 0,4 a 0,8 mm. En otros casos, se observan evidencias de recristalización dinámica por migración de bordes de granos.

En la serie *monzogranítica* las texturas y mineralogía primarias están mejor preservadas. La sericitización, caolinización y epidotización (esta última no siempre presente) de la plagioclasa son sólo incipientes y excepcionalmente moderadas, y nunca asumen las características pervasivas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas*. En algunos monzogranitos de La Escalerilla, además, se desarrollan láminas de muscovita que se disponen oblicuamente a la foliación biotítica.

Las rocas de ambas series muestran, además, evidencias de metamorfismo dinámico. Los monzogranitos que afloran en las proximidades de la falla de San Luis y las granodioritas del flanco oriental del cordón presentan fábricas muy poco foliadas, componentes minerales invariablemente fracturados y acodados, y matriz producto de la recristalización marginal y según fracturas de los minerales félsicos. En la mayoría de los casos dicha matriz está constituida por $Qtz+Pl+Kfs\pm Bt\pm Ser\pm Ep$, y puede alcanzar hasta el 27 % de la roca (Cuadro 1). En algunas granodioritas, la tendencia a la poligonación de los granos de cuarzo y la presencia de laminillas de mica libres de deformación demuestra que se alcanzaron condiciones estáticas. Los monzogranitos, por su parte, tienen cristales de plagioclasa y microclino fracturados, curvados, acodados, con extinción irregular, maclas acuñadas y recristalización poligonal incipiente según fracturas o bien marginal. Las láminas de muscovita, invariablemente deformadas, aparecen con bordes sinuosos y desflecados, y tanto los individuos relicto como los de neoformación tienden a disponerse en folias delgadas y discontinuas, acompañados por escaso Ep , Bt , Op , Pl y Qtz . En otros casos, el mineral se acomoda claramente a zonas de microfracturación existentes en las rocas. La asociación $Ms+Bt+Op$ es común, y la presencia de halos pleocroicos y finos gránulos de opacos parece indicar un probable origen a partir de biotita.

En diques monzograníticos muy deformados es posible encontrar sistemas de microfracturación en la plagioclasa, y recristalización.

Las rocas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* del flanco oriental del cordón de El Realito, así como aquéllas que forman cuerpos tabulares alojados en las metapelitas adyacentes al contacto, han sido afectadas por deformación de cizalla y transformadas en milonitas, con fábricas fuertemente foliadas y abundante matriz (Cuadro 1). Las folias pueden ser

monominerales, continuas, lenticulares o cintadas, formadas esencialmente por cuarzo poligonal a suturado, o bien poliminerales, en las cuales se reconocen diversas asociaciones producto de la recristalización, tales como Bt+Ep+Ms, Bt+Ep+Ttn+Chl, Bt+Ep+Qtz+Feld+Ser, Bt+Qtz+Pl+Ep, y Bt+félsicos. Los minerales ígneos, en especial microclino, hornblenda y allanita, persisten como relicto, están deformados e incluso, a veces, rotados, y suelen acompañar a las folias de neoformación. Las láminas relicto de biotita están curvadas, acodadas, y tienen bordes corroidos o contactos de tipo aserrado entre granos de la misma especie, acompañados por laminillas recristalizadas libres de deformación. Los pseudomorfos de cuarzo mencionados anteriormente, por su parte, se estiran hasta constituir lentes y folias.

Composición química

La serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* de El Realito exhibe un rango de sílice amplio, comprendido entre 52,72 y 70,39%, con cuarzo normativo = 11,01 a 29,81 y corindón normativo < 2,83 (Cuadro 2). Los álcalis varían de 3,31% a 6,85%, con predominancia de K₂O sobre Na₂O en la mayoría de las rocas, y K₂O/Na₂O que oscilan, en el conjunto, entre 0,66 y 2,05. Son rocas meta a ligeramente peraluminosas, con contenidos de alúmina de 14,59 a 17,45% y Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO = 0,82-1,18 (Fig. 4), aunque los miembros de la serie con elevada proporción de alúmina y corindón normativo, cuyas Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO superan 1,10, corresponden a rocas milonitizadas vinculadas con la zona de cizalla del flanco oriental. CaO varía de 2,72 a 7,75%, MgO de 1,45 a 7,58%, TiO₂ de 0,32 a 0,90%, FeO de 1,08 a 6,29% y Fe₂O₃ de 1,21 a 4,33%. La mayor amplitud composicional de este grupo permite definir, en El Realito, buenas tendencias evolutivas, con correlaciones normales de la sílice, FeO*, CaO, MgO y álcalis con respecto al Índice de Diferenciación (Fig. 5). K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, FeO, MnO y P₂O₅ muestran, en cambio, cierta dispersión, al igual que el TiO₂ en las rocas menos diferenciadas. Solamente la alúmina no exhibe variaciones con respecto al índice de diferenciación.

Las abundancias de Sr, Ba y Zr están comprendidas entre 118 y 199 ppm, 220 y 514 ppm, y 30 y 215 ppm, respectivamente, mientras que el Rb varía de 56 a 216 ppm, Y de 13 a 31 ppm y Nb de 8 a 15 ppm. El contenido de REE alcanza hasta 140 ppm, con relaciones La/Yb = 3,93- 9,81, La/Sm = 2,38-4,07 y Gd/Yb = 1.14-1,55, con Eu/Eu* (Eu_N/[(Sm_N)(Gd_N)] = 0.72 a 0.88 (Fig. 6).

En la zona norte de La Escalerilla esta serie está representada por tonalitas procedentes del cuerpo La Verbenas, cuya composición química se encuentra dentro del rango especificado para sus similares de El Realito, aunque una de ellas exhibe la relación Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO más baja de la serie (0,78), y el contenido de Y más elevado (44 ppm) (Cuadro 4, Figs. 4, 5 y 6).

Los enclaves alojados en rocas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* tienen tenores de SiO₂ (49,12-65,06%), cuarzo normativo (6,96-21,61) y corindón normativo (0,14-0,68) semejantes a los que presentan los miembros más básicos de la misma (Cuadro 2). El contenido de álcalis es más restringido (5,81-6,51%) pero las relaciones K₂O/Na₂O oscilan entre 0,58-2,25 debido a la abundancia excepcionalmente baja

de sodio de algunas rocas. Son metaluminosos, con Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO = 0,85-1,01 (Fig. 4). El CaO varía entre 4,30 y 5,51%, MgO 2,34 y 6,36%, TiO₂ 0,53 y 1,19%; FeO 2,61 y 4,57%, y Fe₂O₃ 1,54 a 9,26%.

En la serie *monzogranítica* de El Realito se reconocen dos grupos que muestran diferencias destacables en su composición a pesar de compartir un contenido de sílice superior al 70 %, (Cuadro 3). Los monzogranitos que afloran en la cumbre del cordón se caracterizan por presentar un rango de sílice comprendido entre 70,68 y 74,96%, con cuarzo normativo = 22,75 a 32,50, corindón normativo = 1,38 a 4,89, y elevados tenores de álcalis: 8,48 a 9,05% (K₂O/Na₂O 1,098 a 1,878). Son rocas peraluminosas, con Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO = 1,10-1,39 (Fig. 4). Los óxidos restantes son muy escasos: CaO (0,27-1,16%), MgO (0,18-0,81%), TiO₂ (< 0,19%), FeO (0,17-0,58%) y Fe₂O₃ (0,40-1,33%). A pesar del limitado rango de sílice, la mayoría de ellos exhiben tendencias normales y, en general, muy bien definidas, con el incremento del índice de diferenciación, aunque se registra cierta dispersión en el caso del CaO, FeO* y Na₂O (Fig. 5). El MnO y P₂O₅, por su parte, muestran una notable variabilidad para valores similares del índice de diferenciación. Los álcalis en su conjunto no definen una tendencia, pero el K₂O de estas rocas tiende a disminuir a medida que aumenta la diferenciación. Los contenidos de Sr, Ba y Zr son inferiores a 60 ppm, 238 ppm y 71 ppm; Rb varía de 149 a 464 ppm, Y < 52 ppm, y Nb está comprendido entre 10 y 58 ppm. Las REE no superan las 90 ppm, con La/Yb = 3,30 a 5,38, La/Sm = 2,77 a 3,26, Gd/Yb = 0,80 a 1,02 y Eu/Eu* 0,45 a 0,51 (Fig. 7).

Los monzogranitos que afloran sobre el flanco occidental del cordón, a diferencia de los anteriores, tienen un rango de sílice más restringido (aunque el número de muestras analizadas es muy bajo), que varía de 70,24 a 72,18%, cuarzo normativo = 27,03-30,09 y corindón normativo < 1,42. Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO de estas rocas es inferior a 1,10 (Fig. 4). Se caracterizan por presentar, en general, contenidos más bajos de alúmina, álcalis y Rb, y tenores mayores de FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, Zr, Ba, Sr, Th, V y Cr (Cuadro 3), constituyendo un grupo que se diferencia ligeramente en las tendencias evolutivas (Fig. 5). La abundancia de REE en una de estas rocas asciende a 94 ppm, con La/Yb = 4,18, La/Sm = 3,08, Gd/Yb = 0,97 y Eu/Eu* 0,59 (Fig. 7).

Los monzogranitos que constituyen el extremo norte del plutón La Escalerilla (Cuadro 4) tienen entre 71,57 y 73,94% de sílice, cuarzo normativo = 26,06 a 34,54 y corindón normativo = 0,94 a 3,40. Los tenores de álcalis son altos (7,95-9,27%; K₂O/Na₂O = 1,291-2,069) y Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO varía de 1,06 a 1,24 (Fig. 4). Los óxidos restantes se encuentran en muy escasa proporción: CaO (0,60-1,23%), MgO (0,39-0,87%), TiO₂ (< 0,28%), FeO (0,32-1,13%) y Fe₂O₃ (0,65-1,23%) (Fig. 5). Los contenidos de Sr, Ba y Zr son inferiores a 74 ppm, 286 ppm y 120 ppm, Rb varía de 132 y 455 ppm, Y es menor a 62 ppm, y Nb está comprendido entre 15 y 24 ppm. La abundancia de tierras raras es de 82 a 122,71 ppm, con La/Yb = 0,679 a 2,289, La/Sm = 1,366 a 2,186, Gd/Yb = 0,436 a 0,769 y Eu/Eu* 0,12 a 0,29 (Fig. 7). En los monzogranitos de este plutón se encuentran enclaves lenticulares y colgajos de composición granítica (Cuadro 4).

Los diques vinculados genéticamente con el magmatismo monzogranítico, que se alojan prevalentemente en las rocas de

Cuadro 2: Análisis químicos de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* y enclaves del cordón de El Realito.

Muestra																				ENCLAVES							
	ER-158 (2)	ER-158 (3)	ER-61	ER-158 (1)	ER-82	ER-29	ER-27A	ER-67	ER-2D	ER-52	ER-4B	ER-54*	ER-58	ER-88	ER-177	ER-5*	ER-64	ER-30	ER-103	ER-7	ER-99	ER-39	ER-177B	ER-1	ER-34	ER-48C	ER-104
SiO ₂	52,72	54,96	55,41	56,72	56,75	58,68	62,37	63,26	63,43	64,42	64,69	64,98	65,08	65,92	65,95	65,99	66,01	66,32	67,25	67,55	67,92	70,39	49,12	54,80	55,84	60,25	65,06
TiO ₂	0,87	0,90	0,88	0,82	0,70	0,88	0,63	0,66	0,51	0,58	0,60	0,53	0,63	0,52	0,61	0,41	0,46	0,49	0,51	0,47	0,39	0,32	1,19	0,96	0,97	0,73	0,53
Al ₂ O ₃	16,28	16,04	16,36	16,00	15,35	16,17	17,09	16,25	17,45	16,16	15,63	16,63	14,87	15,67	15,05	17,04	16,59	15,67	15,09	15,07	15,25	14,59	16,64	16,73	16,75	17,06	15,90
Fe ₂ O ₃	4,33	3,38	3,67	3,18	2,65	3,66	3,32	2,81	2,97	2,72	2,47	3,43	2,90	2,16	3,15	2,58	1,98	2,53	1,99	1,78	1,47	1,21	9,26	4,68	5,44	3,87	1,54
FeO	5,82	6,29	5,07	5,56	5,70	3,89	1,90	2,65	1,49	2,15	2,97	1,98	2,55	2,59	2,08	1,20	1,98	1,85	2,32	2,39	2,21	1,66	3,56	4,57	3,24	2,61	3,14
MnO	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,10	0,42	0,11	0,12	0,11	0,10	0,12	0,10	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,09	0,27	0,26	0,23	0,16	0,15
MgO	7,58	6,42	5,53	5,29	6,10	4,71	3,25	3,15	2,63	2,66	2,78	2,17	2,93	2,22	2,66	1,80	1,81	2,30	2,24	2,06	1,82	1,45	6,36	4,92	5,23	3,15	2,34
CaO	6,43	6,80	7,44	7,01	7,75	5,57	3,60	4,41	3,66	3,89	4,35	2,90	3,51	3,76	3,94	2,97	3,54	3,55	3,53	3,38	3,23	2,72	5,51	4,80	4,72	4,57	4,30
Na ₂ O	1,6	1,51	2,04	2,05	1,99	2,04	2,19	2,39	2,54	2,77	2,58	2,74	3,60	3,02	2,73	3,11	2,96	2,71	3,02	2,81	2,86	2,96	1,89	2,42	2,35	3,17	3,67
K ₂ O	2,17	2,00	2,06	2,07	1,32	3,20	4,49	3,32	3,95	3,92	2,73	4,00	2,61	2,97	2,73	3,67	3,39	3,44	3,03	3,59	3,75	3,96	4,26	3,92	3,77	3,34	2,14
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,17	0,14	0,13	0,18	0,11	0,16	0,11	0,14	0,17	0,13	0,17	0,15	0,16	0,10	0,16	0,12	0,15	0,13	0,14	0,10	0,2	0,15	0,19	0,28	0,20
LOI	1,91	1,40	1,21	1,02	1,36	0,88	0,96	0,80	1,15	0,47	0,91	1,32	1,04	0,91	0,83	1,00	1,00	0,92	0,77	0,67	0,88	0,62	1,75	1,79	1,28	0,83	1,04
Zr	108	110	143	123	132	174	215	157	144	166	164	140	156	163	30	121	161	154	140	153	127	112	141	124	130	183	148
Y	20	18	22	18	24	25	21	29	22	21	20	25	24	16	13	31	16	17	27	23	16	16	351	15	54	38	42
Rb	74	74	78	77	56	112	216	119	198	144	115	151	128	125	105	152	139	135	136	153	130	130	232	248	212	132	125
Nb	n.r.	n.r.	8	n.r.	8	9	14	13	11	9	n.r.	15	11	n.r.	n.r.	13	10	n.r.	n.r.	n.r.	n.r.	10	n.r.	13	17	15	12
Sr	199	186	169	194	186	167	118	167	134	136	179	142	166	173	185	138	139	151	143	142	126	122	206	137	153	182	146
Ba	279	309	246	294	220	348	391	380	406	394	423	390	411	450	438	390	514	465	261	435	381	476	447	238	285	311	159
Ca	35	31	40,40	61	39	57,20	91	63	41	42,60	73	44	79	81	116	69	50,90	110	82	95	59	50,10	20	41	30	35	73
La	15	13	18,50	33	20	27,40	25	29	18	13,50	25	21	45	43	58	29	20,50	41	28	37	18	26,40	15	32	33	30	37
Rb/Zr	0,68	0,67	0,54	0,63	0,43	0,64	1,00	0,76	1,37	0,87	0,70	1,08	0,82	0,77	3,50	1,26	0,86	0,88	0,97	1,0	1,02	1,16	1,64	2,00	1,63	0,72	0,84
Rb/Sr	0,37	0,40	0,46	0,40	0,30	0,63	1,83	0,71	1,48	1,06	0,64	1,06	0,77	0,72	0,57	1,10	1,00	0,89	0,95	1,08	1,03	1,07	1,13	1,81	1,38	0,72	0,86
K ₂ O/Na ₂ O	1,35	1,32	1,01	1,01	0,66	1,57	2,05	1,39	1,55	1,41	1,06	1,46	0,72	0,98	1,00	1,18	1,14	1,27	1,00	1,27	1,31	1,31	2,25	1,62	1,60	1,05	0,58
Th	4,3					8,5					14,0						13,1					11,2					
U		1,4				0,9					2,0						1,4					1,8					
W		5,0				4,0					6,0						7,0					8,0					
Pr		4,84				6,63					3,35						5,14					5,51					
Nd		19,4				25,3					13,4						19,0					20,3					
Sm		4,3				5,3					3,5						3,8					4,0					
Eu		1,1				1,19					0,96						0,97					1,06					
Gd		4,0				4,8					3,3						3,0					3,5					
Tb		0,7				0,8					0,6						0,5					0,6					
Dy		4,2				4,6					3,7						2,9					3,0					
Ho		0,9				0,9					0,8						0,6					0,6					
Er		2,5				2,7					2,2						1,8					1,7					
Tm		0,38				0,41					0,36						0,27					0,27					
Yb		2,4				2,7					2,3						1,9					1,8					
Lu		0,35				0,4					0,37						0,29					0,29					
Hf		3,7				4,4					4,5						3,4					3,4					
Ta		0,6				0,7					0,9						0,8					0,9					
V		219				139					53,0						49,0					46,0					
Cr		110				91,0					92,0						91,0					127					
Co		25,0				17,0					7,0						6,0					5,0					
Ni		39,0				0,0					0,0						28,0					0,0					
Cu		59,0				40,0					10,0						23,0					0,0					

* Milonitas

la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* de El Realito, tienen alto contenido de sílice (72-76,03%, con cuarzo normativo = 28,63-35,98 y corindón normativo = 0,54-4,08), álcalis similares a los monzogranitos (8,41-9,80% y K₂O/Na₂O = 1,164-1,873), son peraluminosos (Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO = 1,03-1,29), y muy pobres en CaO (0,38-0,91%), MgO (0,16-0,52%), TiO₂ (< 0,07%), FeO (0,14-0,41%) y Fe₂O₃ (0,12-0,60%) (Cuadro 3, Figs. 4 y 5). El K₂O tiende a disminuir en las rocas más diferenciadas. En La Escalerilla, diques representativos que intruyen a los monzogranitos presentan tenores de sílice comprendidos entre 72,16 y 75,62%, con cuarzo normativo = 30,84 a 32,29 y corindón normativo = 0,80 a 4,98, álcalis similares (8,78-8,90% y K₂O/Na₂O = 1,20-1,86), son peraluminosos (Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO = 1,06-1,39) y, al igual que los anteriores, muy pobres en CaO (0,34-0,56%), MgO (0,19-0,28%), TiO₂ (< 0,02%), FeO (0,29-0,39%) y Fe₂O₃ (0,03-0,35%) (Cuadro 4, Figs. 4 y 5).

Síntesis e interpretación

En el cordón de El Realito y en el extremo norte de La Escalerilla están representados los dos eventos magmáticos pre-deformacionales más extensos de la sierra de San Luis. Ambos son de edad cámbrica-ordovícica temprana (Sato *et al.* 1999, von Gosen *et al.* 2002) y afinidad calcoalcalina (Fig. 8)

de alto K, pero sus características geoquímicas y petrológicas contrastan notablemente. El evento más antiguo se conserva en forma saltuaria aunque, a juzgar por la distancia a la que se

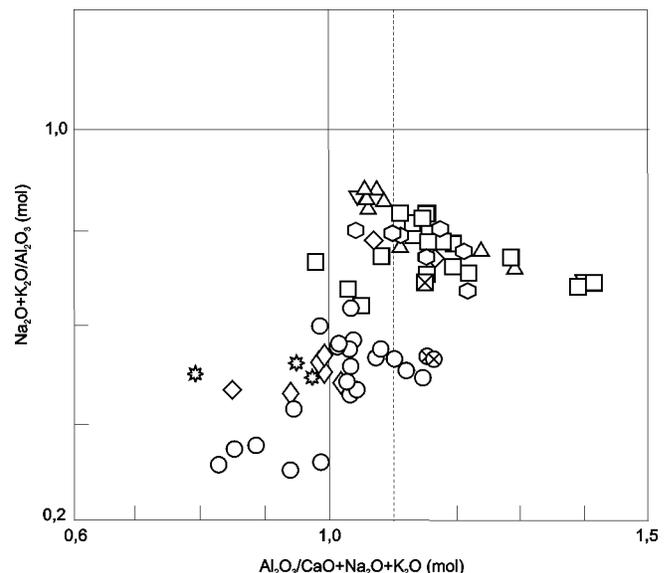


Figura 4: Índice de saturación en alúmina. Símbolos igual a figura 3. ⊗ Milonitas ⊠ Granito Río Claro.

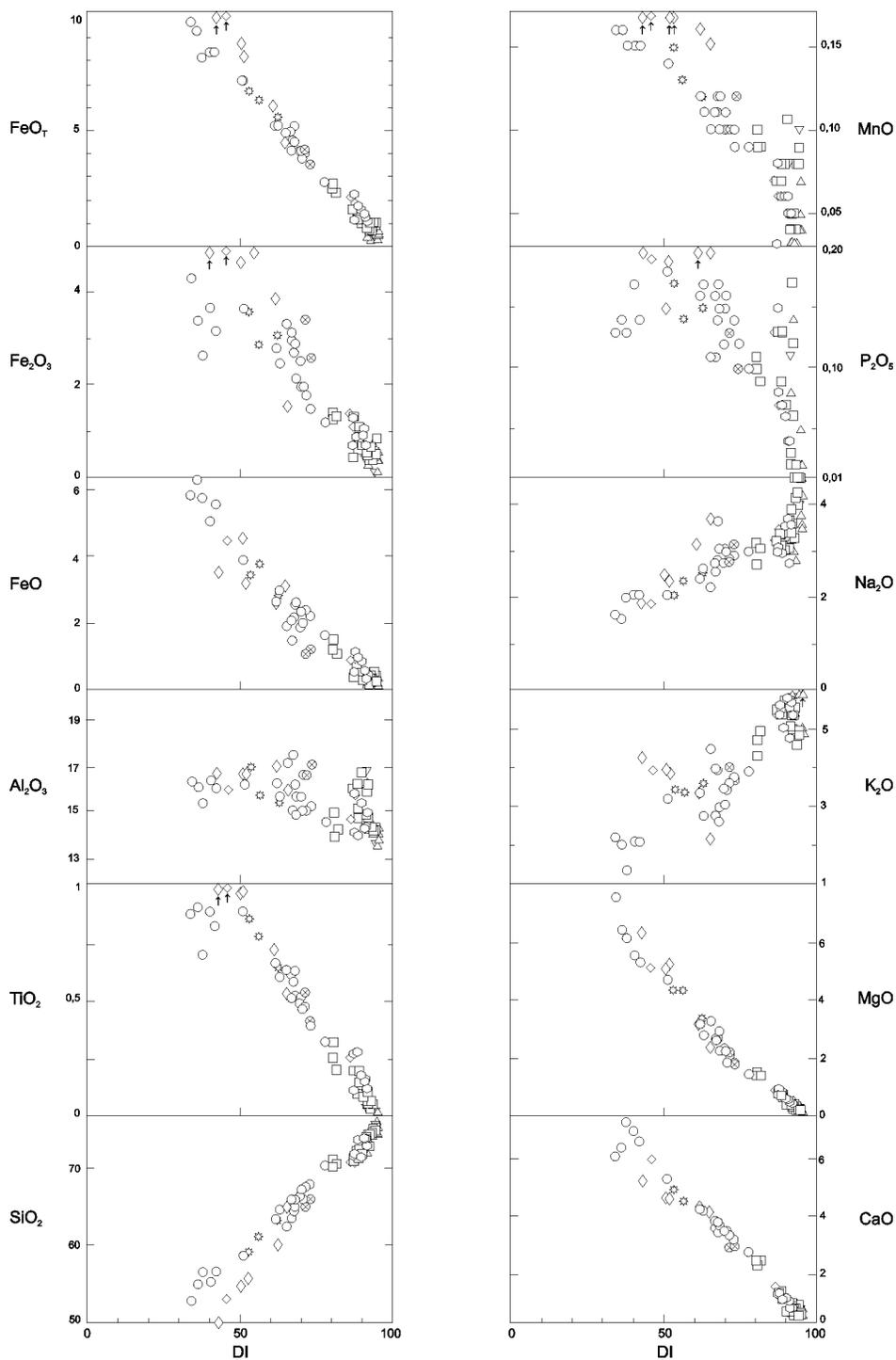


Figura 5: Diagramas de variación de óxidos *versus* el índice de diferenciación (Q+Or+Ab normativos). Símbolos igual a figuras 3 y 4. Los monzogranitos del cordón de El Realito con bajo ID corresponden a rocas del flanco occidental (véase Cuadro 3).

encuentran las manifestaciones más alejadas, su distribución regional fue probablemente muy amplia y excedió el actual bloque serrano. Está representado por granodioritas, tonalitas y dioritas con Bt±Hbl, metaluminosas a débilmente peraluminosas, que contienen frecuentes enclaves gábricos y monzodioríticos (Figs. 9 y 10), y más raramente de filitas. Las

características primarias del magmatismo fueron poco modificadas por el metamorfismo experimentado durante la orogenia famatiniana, ya que la mayoría de los óxidos muestran tendencias de variación normales, aunque con grado variable de dispersión (Fig. 5). Únicamente las rocas muy deformadas y cizalladas exhiben un incremento en el contenido de alúmina y

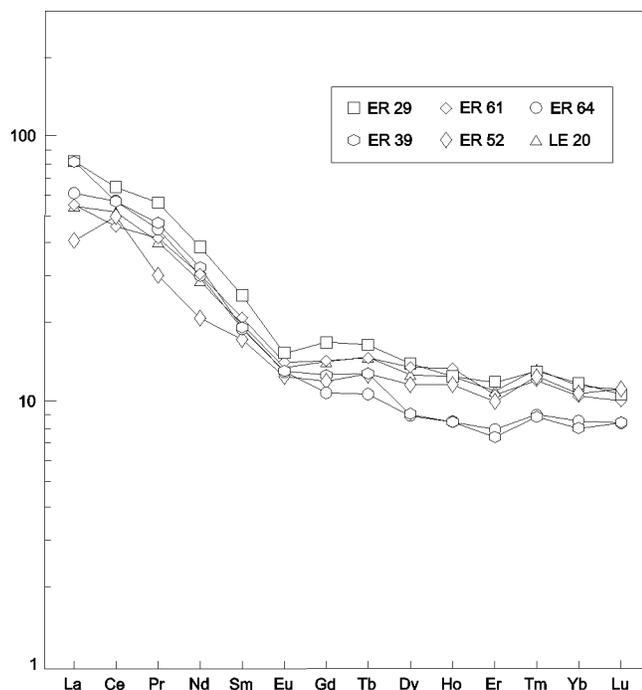


Figura 6: Diseño de las tierras raras normalizadas a condrito C1 (Nakamura 1974, Haskin *et al.* 1968, en Rollinson, 1993) para rocas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas*. ER: El Realito LE: zona La Escalerilla, cuerpo Las Verbenas.

álcalis, y de la peraluminosidad (Fig. 4). Las abundancias de Zr, Y, Nb, Ta y Rb (Pearce *et al.* 1984) son típicas de rocas de arco (Brogioni *et al.* 1994), con $[\text{Nb}/\text{Ta}]_{\text{C-N}} = 0,45$ a $0,76$ (Fig. 11) y enriquecimientos en Rb, K y Th similares a los que se registran en la corteza superior, incrementados en un orden de magnitud respecto de los granitos de las dorsales oceánicas. El tenor, diseño y fraccionamiento de las REE varía ligeramente en relación al contenido de sílice, con anomalías de Eu poco negativas y homogéneas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72$ a $0,88$) y fraccionamiento de las LREE. Algunas manifestaciones más reducidas de este evento ígneo, que afloran en otras localidades de la Sierra, muestran características tanto petrográficas como geoquímicas coincidentes con las aquí señaladas (Sato y Llambías 1994, Sánchez *et al.* 1996, Sato *et al.* 1996, Llambías *et al.* 1998). La mineralogía de las rocas y su composición química, en particular el ASI, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Rb/Sr y La/Yb, la abundancia de los elementos minoritarios, U y Th, así como la dispersión que exhiben varios óxidos para bajos contenidos de sílice, permiten correlacionar este magmatismo con el que dio origen a la secuencia metaluminosa de las sierras de Chepes y Los Llanos en la provincia de La Rioja, el cual ha sido datado en 490 ± 5 Ma (Rapela *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998).

El magmatismo más joven se ha emplazado aprovechando extensas fracturas submeridianas que, según von Gosen *et al.* (2002), podrían haberse formado durante el Cámbrico temprano. Está constituido por leucomonzogranitos y leucosienogranitos portadores de $\text{Ms} \pm \text{Bt} \pm \text{Grt}$ (Figs. 9 y 10), peraluminosos, con muy bajo MgO, CaO, TiO_2 , Sr y Zr, altas $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, y elevado Rb. Las abundancias relativas de Zr, Y, Nb y Rb, por una parte, y de Hf, Rb y Ta (Harris *et al.* 1986),

por otra, así como $[\text{Nb}/\text{Ta}]_{\text{C-N}} = 0,28$ a $0,37$ (Fig. 12), son propias de ambientes colisionales (Brogioni *et al.* 1994). Las REE son muy escasas y sus diseños planos, con menor grado de fraccionamiento que el que se registra para la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas*, y anomalías de Eu más negativas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,12$ a $0,51$). Los monzogranitos de La Escalerilla se distinguen por presentar, en promedio, mayor contenido de Sr, Rb, Zr, Hf, Ta, Th, Rb/Sr y REE, y menores K/Rb que las rocas de El Realito. Además, el diseño de sus REE es distinto, con relaciones La/Yb más bajas y una clara diferencia en la abundancia y evolución de las HREE (Fig. 7). La anomalía de Eu, por su parte, es la más negativa de la serie, ya que Eu/Eu^* oscila entre $0,12$ y $0,29$. Los monzogranitos del flanco occidental del cordón de El Realito, por su parte, exhiben también algunas diferencias en cuanto al FeO, MgO, CaO y ASI (Cuadro 2, Fig. 4) y, en realidad, muestran una afinidad más granodiorítica que monzogranítica (Fig. 10). Sin embargo, estas granodioritas no están vinculadas genéticamente con las granodioritas de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas*, de las cuales difieren por sus contenidos de TiO_2 , CaO, FeO, K_2O y el diseño de las REE (Figs. 6 y 7). Algunas se distinguen de los monzogranitos de la cumbre del cordón porque para igual proporción de sílice tienen contenidos superiores de FeO, MgO, CaO, Ba, Sr, similares a ligeramente más altos de Zr, y más bajos de álcalis y Rb. Otras, en cambio, podrían representar términos transicionales. Las relaciones de campo entre las litologías mencionadas, además, no son claras, en particular debido a las perturbaciones causadas por la falla de San Luis. En base a estas consideraciones, y aunque preliminarmente, ya que el número de muestras analizadas aquí es muy escaso, se considera probable que las granodioritas del flanco occidental del cordón estén vinculadas con otro evento ígneo, quizás el mismo que dio origen al cuerpo denominado Granodiorita San Miguel (Ortiz Suárez 1999), del cual se carece de información geoquímica hasta el presente.

Los leucogranitos peraluminosos de El Realito y La Escalerilla tienen características geológicas, petrográficas y geoquímicas similares a las que presentan los monzo y leucogranitos de dos micas (Barbarin 1996). Al igual que ellos, provienen de un ambiente orogénico y carecen de enclaves o, como ocurre en La Escalerilla, contienen ocasionalmente fragmentos métricos lenticulares de rocas micrograníticas, que podrían representar restos de facies marginales. La asociación mineral dominante comprende muscovita primaria, a veces con inclusiones de circón y biotita, en general, escasa ($< 7,4\%$ en La Escalerilla, en parte de origen metamórfico, y $< 3,3\%$ en El Realito), acompañadas en la mayoría de las rocas por granate. La naturaleza del magmatismo y su tendencia evolutiva de tipo vertical (Fig. 13) se asemeja a la que exhiben los granitoides peraluminosos félsicos (Villaseca *et al.* 1998). Las granodioritas del flanco occidental y las dioritas, tonalitas y granodioritas metaluminosas de El Realito, en cambio, muestran un comportamiento distinto, ya que particularmente las últimas no definen una línea evolutiva (por ello no se grafican en la Fig. 13), como lo hacen otras asociaciones calcoalcalinas típicas, sino que se distribuyen mayoritariamente dentro del campo de los granitoides moderadamente peraluminosos, con una fuerte dispersión. Parece evidente que los leucogranitos con $\text{Ms} \pm \text{Bt} \pm \text{Grt}$ han evolucionado

Cuadro 3: Análisis químicos de la serie monzogranítica y diques del cordón de El Realito.

Muestra	ZONA DE CUMBRE														FLANCO OCCIDENTAL				RC	DIQUES						
	ER-35	ER-36	ER-63B	ER-90	ER-63	ER-33	ER-85	ER-86	ER-59	ER-50	ER-87	ER-51	ER-98	ER-66	ER-94	ER-95	ER-93	ER-92		ER-49	ER-47	ER-38	ER-83	ER-48A	ER-48B	ER-2A
SiO ₂	70,68	71,14	71,67	72,20	72,63	72,79	73,47	73,74	74,15	74,16	74,30	74,67	74,86	74,96	70,24	70,57	71,02	72,18	73,31	74,22	74,38	74,51	74,52	74,55	75,45	76,03
TiO ₂	0,19	0,14	0,08	0,19	0,03	0,05	0,10	0,06	0,06	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,25	0,20	0,32	0,10	0,18	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	16,01	16,17	16,69	15,11	16,15	15,86	14,86	14,61	14,73	14,39	14,31	14,23	14,17	14,19	15,02	14,29	13,94	14,74	13,78	14,02	14,23	14,11	14,47	14,02	13,77	13,46
FeO	1,33	0,88	0,72	1,12	0,60	0,50	0,63	0,52	0,40	0,69	0,40	0,53	0,50	0,85	1,41	1,34	1,25	0,61	1,79	0,73	0,37	0,27	0,56	0,36	0,56	0,12
MnO	0,39	0,38	0,32	0,53	0,17	0,34	0,26	0,35	0,35	0,43	0,33	0,43	0,58	0,27	1,21	1,07	1,52	0,75	0,05	0,20	0,41	0,24	0,19	0,22	0,14	0,24
MgO	0,07	0,07	0,08	0,08	0,16	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,05	0,02	0,07	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04
CaO	0,81	0,63	0,41	0,72	0,24	0,39	0,45	0,39	0,39	0,25	0,30	0,19	0,18	0,18	1,38	1,39	1,50	0,67	0,44	0,24	0,18	0,29	0,52	0,23	0,16	0,21
Na ₂ O	3,21	3,35	3,04	3,13	3,88	3,68	3,39	3,07	3,40	3,59	3,28	4,25	4,15	3,97	3,15	3,02	2,68	3,30	3,02	2,80	3,48	3,00	2,99	3,59	4,20	3,75
K ₂ O	5,47	5,50	5,71	5,35	4,95	5,04	5,50	5,71	5,29	5,30	5,51	4,80	4,56	4,91	4,29	4,91	4,69	5,44	4,04	6,65	6,32	5,62	5,42	6,09	4,89	5,02
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,07	0,13	0,06	0,17	0,08	0,02	0,12	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,11	0,09	0,10	0,09	0,09	0,01	0,01	0,08	0,14	0,02	0,02	0,05
LOI	0,54	0,64	0,78	0,51	0,85	0,69	0,54	0,83	0,48	0,48	0,72	0,43	0,63	0,24	0,43	0,64	0,64	0,80	0,53	0,26	0,17	0,95	0,68	0,31	0,19	0,62
Zr	68	55	31	71	n.r.	28	59	43	39	59	49	47	48	47	106	73	106	68	108	66	45	37	29	52	41	35
Y	20	17	12	23	17	7	27	31	21	21	29	52	59	52	17	24	16	24	21	9	43	14	9	56	48	13
Rb	277	280	407	259	464	372	258	309	317	149	290	243	258	274	153	184	152	194	271	180	201	182	183	294	123	185
Nb	16	12	36	15	58	30	10	15	20	12	13	14	21	23	12	11	11	12	15	7	16	4	10	17	12	9
Sr	59	42	20	51	11	13	39	17	23	24	18	10	7	n.r.	108	85	128	63	76	88	43	48	54	14	17	17
Ba	224	174	35	227	n.r.	15	110	15	63	163	13	20	19	12	333	319	665	351	373	931	183	148	180	21	25	37
Ca	46	35,60	n.r.	38,90	1	n.r.	41	16	20	56	21	23	28	n.r.	37	38,80	51	20	63,8	32	13	n.r.	n.r.	5	15	n.r.
Co	25	16,90	5	14,80	4	1	20	6	3	17	3	13	9	n.r.	18	17,50	31	6	31,2	15	11	2	1	6	11	n.r.
Rb/Zr	4,07	5,09	13,13	3,65	13,28	4,37	7,19	8,13	2,52	5,92	5,17	5,37	5,82	1,44	2,52	1,43	2,85	2,51	2,78	4,47	4,92	6,27	5,65	3,00	5,28	
Rb/Sr	4,69	6,77	20,35	5,08	42,18	28,61	6,61	18,18	13,78	6,21	16,11	24,30	36,86	1,48	2,16	1,19	3,08	3,56	2,04	4,67	3,79	3,39	21,00	7,23	10,88	
K ₂ O/Na ₂ O	1,70	1,65	1,88	1,71	1,27	1,37	1,62	1,86	1,55	1,47	1,68	1,13	1,23	1,10	1,36	1,62	1,75	1,65	1,34	2,37	1,81	1,87	1,81	1,69	1,16	1,38
Th	11,2		13,4												15,5				18,5							
U	3,4		2,6												2,7				2,7							
W	6,0		9,0												6,0				6,0							
Pr	3,92		3,71												4,08				6,52							
Nd	14,5		13,8												15,1				24,1							
Sm	3,2		3,3												3,5				5,2							
Eu	0,49		0,52												0,69				0,73							
Gd	2,7		3,0												3,4				4,4							
Tb	0,5		0,6												0,6				0,8							
Dy	3,2		3,9												4,0				4,4							
Hf	0,7		0,8												0,8				0,9							
Er	2,1		2,6												2,6				2,7							
Tm	0,31		0,43												0,41				0,39							
Yb	2,1		3,0												2,8				2,5							
Lu	0,32		0,46												0,45				0,4							
Hf	1,9		2,4												2,5				3,9							
Ta	2,2		2,6												1,4				2,9							
V	11,0		16,0												30,0				15,0							
Cr	73,0		101												105				73							
Co	1,0		2,0												3,0				2,0							

RC: Granito Río Claro

nado en forma independiente de las granodioritas, tonalitas y dioritas, y que no provienen de la diferenciación extrema de la serie metaluminosa, como podría suponerse en base a la estrecha vinculación espacial existente entre las dos secuencias (Fig. 1).

Los granitos pre-deformacionales de la sierra de San Luis fueron reconocidos como débilmente peraluminosos en trabajos previos (Llambías *et al.* 1998, Sato *et al.* 2003), aún cuando su ASI supera, en la mayoría de los casos, el valor 1,10 (Fig. 4). No se han encontrado, hasta el presente, granitoides peraluminosos con Sil/And y Crd similares a los descriptores en otras localidades de Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1996), excepto algunas leucogranodioritas sincinemáticas (Paso del Rey, Cruz de Caña) que contienen escasa fibrolita (Llambías *et al.* 1996, 1998). El grupo de las leucogranodioritas sincinemáticas (Llambías *et al.* 1991), atribuidas al Ordovícico, presentan también la asociación Bt+Ms+Grt y han sido consideradas meta a peraluminosas (López de Luchi 1987, Llambías *et al.* 1996), metaluminosas a débilmente peraluminosas (Llambías *et al.* 1998), o variablemente peraluminosas (Sato *et al.* 2003). Los leucogranitos de El Realito y de La Escalerilla y, probablemente, también los del plutón pre-deformacional Río Claro, sin embargo, se diferencian notablemente de estas leucogranodioritas, las cuales sólo parecerían mostrar afinidad con las granodioritas del flanco occidental del cordón (Fig. 13). Las abundancias de elementos in-

compatibles como Nb y Ta, con anomalías negativas de Nb, de Th, U (Th/U = 2,86 a 8,2), Zr y Hf (Zr/Hf = 23,21 a 30), el diseño y abundancias relativas de K, Rb, Ba y [Nb/Ta]_{ORG-N} = 0,30 a 0,40, el enriquecimiento de 1,2 a 4,2 veces en Rb, Th, U y K con respecto a la corteza superior, y las relaciones La/Yb inferiores a 5,38 de los leucogranitos, son más compatibles con un origen a partir de fundidos caracterizados por una fuerte impronta de la corteza superior. Los contenidos de CaO, álcalis y de FeO, MgO y TiO₂, por otra parte, son semejantes a los obtenidos a partir de la fusión experimental de metapelitas félsicas (muscovíticas) y grauvacas (Patiño Douce 1999), con una tendencia por parte de los leucogranitos de La Escalerilla a vincularse más con protolitos grauváquicos (Fig. 14). Las abundancias de CaO, MgO, Y, Ba, Sr, Rb, U y Th, y las relaciones La/Yb y Rb/Sr son comparables con las que se encuentran en la mayoría de los monzogranitos peraluminosos de otras zonas de Sierras Pampeanas, en cuya génesis se ha determinado la participación de fundidos corticales metapelíticos en proporción variable (Rapela *et al.* 1996). Las leucogranodioritas sincinemáticas, por el contrario, serían composicionalmente compatibles con magmas peraluminosos de tipo S, más ricos en CaO y en componentes ferromagnesianos (Fig. 14), y no parecen provenir de la fusión de protolitos corticales ricos en muscovita como proponen Llambías *et al.* (1998), sino más bien de la interacción entre magmas máficos y rocas metasedimentarias corticales

Cuadro 4: Análisis químicos de rocas de la zona norte del plutón La Escalerilla. Los análisis de la serie *dioritas-tonalitas-granodioritas* corresponden al cuerpo Las Verbenas.

Muestra	SERIE DTG					SERIE M					DIQUES		ENCLAVES		
	LE-2A	LE-20	LE-6A	LE-11B	LE-19	LE-16	LE-17	LE-15	LE-13	LE-5	LE-11A	LE-12C	LE-6B	LE-12A	LE-12B
SiO ₂	59,05	61,19	63,22	71,57	71,59	71,80	72,92	73,63	73,81	73,94	72,16	75,62	53,03	70,67	70,83
TiO ₂	0,85	0,78	0,64	0,18	0,11	0,27	0,12	0,28	0,15	0,16	0,04	0,02	1,14	0,27	0,25
Al ₂ O ₃	16,93	15,66	15,38	15,38	15,81	14,08	14,94	13,93	14,24	14,33	16,72	13,57	15,93	15,67	14,61
Fe ₂ O ₃	3,55	2,83	3,03	0,81	0,65	1,23	0,65	0,84	0,86	1,01	0,35	0,03	6,17	1,05	1,34
FeO	3,46	3,77	2,80	0,80	0,54	1,13	0,45	0,96	0,57	0,32	0,39	0,29	4,44	0,91	0,88
MnO	0,15	0,13	0,12	0,06	0,03	0,08	0,05	0,06	0,06	0,05	0,08	0,10	0,20	0,06	0,07
MgO	4,29	4,29	3,35	0,55	0,70	0,87	0,39	0,81	0,50	0,44	0,28	0,19	5,11	0,78	0,83
CaO	5,23	4,79	4,47	0,99	1,17	1,23	0,60	0,92	0,88	0,63	0,34	0,56	6,37	1,08	1,46
Na ₂ O	2,01	2,3	2,51	3,51	2,96	3,06	3,55	2,94	3,68	2,73	3,11	3,99	1,83	3,45	3,21
K ₂ O	3,44	3,33	3,57	5,76	5,33	5,60	5,34	5,01	4,75	5,65	5,79	4,79	3,90	5,45	5,34
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,15	0,06	0,15	0,08	0,08	0,07	0,04	0,04	0,11	0,00	0,19	0,07	0,13
LOI	0,87	0,79	0,76	0,33	0,97	0,58	0,92	0,57	0,46	0,72	0,63	0,54	1,68	0,55	1,05
Zr	150	185	143	97	58	120	69	120	65	93	31	102	151	114	122
Y	44	23	25	49	14	62	33	45	43	47	19	123	36	38	77
Rb	141	125	142	454	132	391	451	356	402	437	455	358	177	420	412
Nb	14	9	12	18	15	18	19	17	21	15	24	31	14	17	19
Sr	200	158	186	32	74	49	34	39	17	25	10	13	199	33	48
Ba	490	331	392	140	286	206	122	145	47	128	30	35	337	152	244
Ce	58	45,4	77	37,50	20	114	28	42,20	24,20	26,90	3	6	77	31	76
La	30	18,5	44	6,50	15	57	26	20,20	13,40	8,20	6	5	27	5	37
Rb/Zr	0,94	0,67	0,99	4,68	2,27	3,26	6,54	2,97	6,18	4,70	14,68	2,53	1,17	3,68	3,78
Rb/Sr	0,70	0,79	0,76	14,19	1,78	7,98	13,26	9,13	23,65	17,50	45,50	27,54	0,89	12,73	8,58
K ₂ O/Na ₂ O	1,71	1,44	1,42	1,64	1,80	1,83	1,50	1,70	1,29	2,07	1,86	1,20	2,13	1,58	1,66
Th	10,4		26,5				25,5	20,5	22,6						
U	2,0		6,1				8,9	2,5	3,1						
W	6,0		5,0				7,0	6,0	12,0						
Pr	4,57		1,86				5,2	3,76	2,62						
Nd	18,1		7,9				20,8	16,4	11,5						
Sm	4,2		2,7				5,7	5,1	3,7						
Eu	1,01		0,29				0,44	0,21	0,24						
Gd	3,9		3,5				5,7	5,7	4,3						
Tb	0,7		1,0				1,1	1,1	1,1						
Dy	3,9		7,5				7,2	7,2	7,4						
Ho	0,8		1,6				1,5	1,5	1,6						
Er	2,4		5,3				5,0	5,2	5,4						
Tm	0,37		0,93				0,88	0,99	0,98						
Yb	2,4		6,4				5,9	7,5	7,1						
Lu	0,37		0,95				0,89	1,12	1,04						
Hf	4,8		3,5				4,0	2,8	3,6						
Ta	0,9		3,6				2,6	4,0	2,9						
V	116		9,0				13,0	0,0	16,0						
Cr	115		62,0				555	69,0	66,0						
Co	13		1,0				3,0	0,0	0,0						
Ni	0,0		0,0				702	0,0	0,0						
Cu	18		0,0				20,0	0,0	0,0						

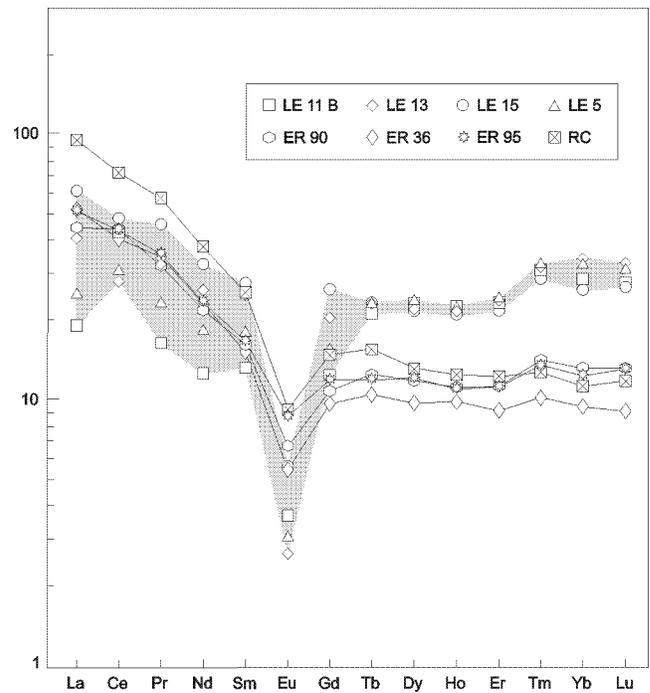


Figura 7: Diseño de las tierras raras normalizadas a condrito C1 (Nakamura 1974, Haskin *et al.* 1968, en Rollinson 1993) para rocas de la serie *monzogranítica*. LE: La Escalerilla (en sombreado) ER: El Realito RC: Río Claro.

por otra parte, que el desarrollo de grandes fallas o zonas de cizalla en una corteza engrosada, permite la concentración y canalización de fluidos que favorecen la fusión parcial de los materiales metasedimentarios, y explica así la variedad de granitoides peraluminosos coexistentes en esas zonas (Villaseca *et al.* 1998). En nuestro caso, con posterioridad a la colisión pampeana, y antes de que comenzara la subducción famatiniana, los terrenos metamorfizados y deformados del complejo basamento occidental habrían sido levantados y

(Patiño Douce 1999).

La generación de fundidos corticales peraluminosos a partir de la deshidratación de metasedimentos ricos en micas es un proceso común en orógenos colisionales intracorticales (Barbarin 1996, Villaseca *et al.* 1998), y ha sido relacionado con la descompresión adiabática rápida que se produce cuando las cadenas orogénicas engrosadas colapsan tectónicamente (Patiño Douce 1999). La corteza continental de la sierra de San Luis -considerada de origen pampeano por Sato *et al.* (2003)-, se encontraría engrosada ya en el Proterozoico tardío (von Gosen *et al.* 2002), es decir, antes de la instalación del arco famatiniano, y esto se manifiesta en las abundancias de las tierras raras y de la mayoría de los elementos traza (Rb, K, Ba, Th, U y Ta), tanto de las rocas de arco como de las colisionales. Sin embargo, las distribuciones de esos componentes según un diseño similar para ambas series, permitiría inferir la existencia de alguna relación parental entre los magmas, y una creciente participación cortical en los fundidos colisionales claramente evidenciada por el incremento abrupto de las anomalías Nb/Ta. Barbarin (1996) considera,

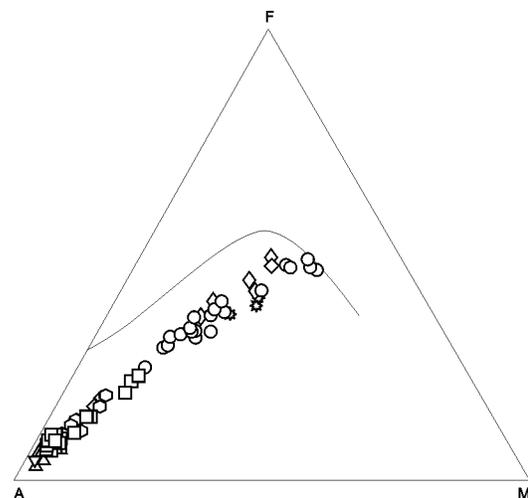


Figura 8: Diagrama AFM. Símbolos iguales a figura 3.

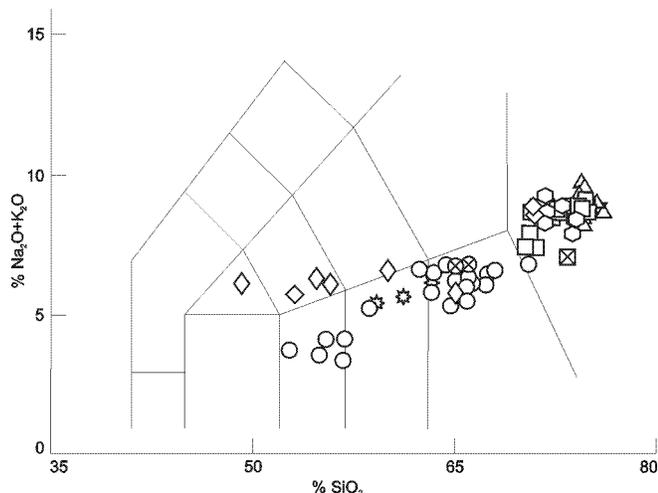


Figura 9: Clasificación TAS de las rocas del Cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla. Símbolos iguales a figuras 3 y 4.

fracturados, al igual que los correspondientes al complejo basamento oriental (von Gosen *et al.* 2002). Dichas fracturas controlaron, más tarde, el emplazamiento del magmatismo peraluminoso en el cordón de El Realito y en La Escalerilla, y pudieron haber desempeñado también algún rol en la generación de esos fundidos prioritariamente corticales, durante el desarrollo del arco famatiniano. Si se confirmara la semejanza geoquímica entre los magmas que originaron los leucogranitos del cordón de El Realito y los del Río Claro, y se demostrara su contemporaneidad, probablemente las peculiaridades geoquímicas de La Escalerilla reflejen diferencias composicionales en las zonas donde se generaron los fundidos.

La proveniencia de los magmas pre-deformacionales a partir

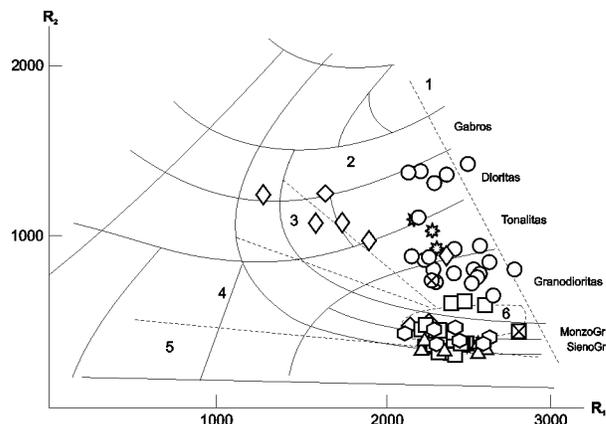


Figura 10: Diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.* 1980, Batchelor y Bowden 1985) para las rocas del cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla. 2: Granitoides pre-colisionales de bordes de placas convergentes 6: Leucogranitos anatócticos de dos micas, sincolisionales. Símbolos iguales a figuras 3 y 4.

de protolitos ligeramente diversos podría ser la causa, en principio, de que las relaciones La/Yb de los leucogranitos se mantengan dentro de los mismos valores (El Realito: 3,30 a 5,38, Río Claro: 8,35) o sean inferiores (La Escalerilla: 0,679 a 2,289) a los de la serie metaluminosa (La/Yb = 3,93 a 9,81). Se estima que el incremento de esta relación no es un parámetro suficiente para explicar la generación de los magmas famatinianos por el engrosamiento progresivo de la corteza (Llambías *et al.* 1998), sino que deberían tomarse en consideración simultáneamente otras variables, como diferencias composicionales en los protolitos, las condiciones de la anatexis, el grado de fusión parcial, o la posibilidad de alguna interacción con magmas de subducción. Los datos analíticos necesarios para demostrar la factibilidad y cuantificar la in-

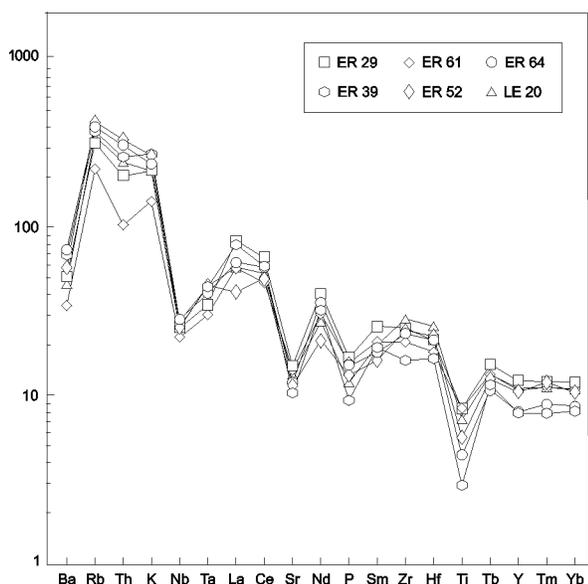


Figura 11: Diagrama multielemento normalizado a condrita (Thompson 1982) para rocas de la serie dioritas-tonalitas-granodioritas. ER: El Realito LE: zona La Escalerilla, cuerpo Las Verbenas.

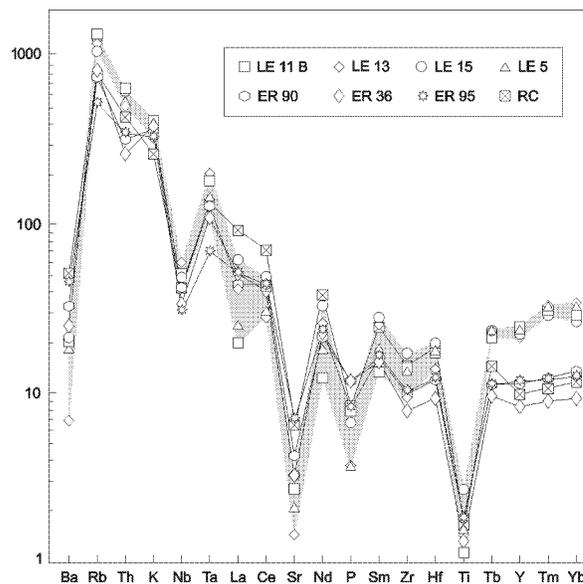


Figura 12: Diagrama multielemento normalizado a condrita (Thompson 1982) para rocas de la serie monzogranítica. LE: La Escalerilla (en sombreado) ER: El Realito RC: Río Claro.

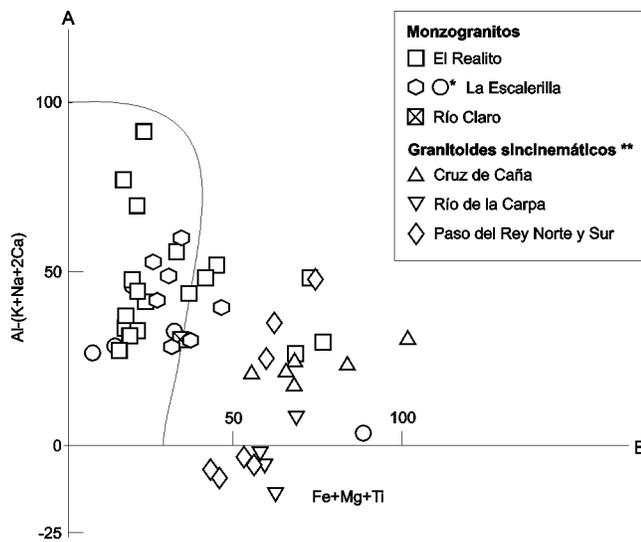


Figura 13: Diagrama A-B (Debon y Le Fort 1983) para los monzogranitos del cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla; campo de los granitoides peraluminosos fuertemente félsicos de Villaseca *et al.* (1998). Las tres muestras de El Realito que se apartan claramente de dicho campo corresponden a granodioritas del flanco occidental del cordón (véase Cuadro 3). (*) Calculados a partir de análisis de Sato *et al.* (1996); (**) Calculados a partir de análisis de Llambías *et al.* (1996).

cidencia de estos factores en la génesis de las rocas que nos ocupan aquí están, por el momento, fuera de las posibilidades de este trabajo.

Conclusiones

El magmatismo de arco pre-deformacional del cordón de El Realito y del plutón La Escalerilla se correlaciona con la subducción hacia el este del terreno Cuyania por debajo del terreno pampeano, y se manifiesta con tonalitas, granodioritas y dioritas metaluminosas, geoquímicamente comparables con la secuencia metaluminosa de las sierras de Chepes y Los Llanos (provincia de La Rioja), seguidas por leucogranitos peraluminosos con una fuerte impronta cortical. Ambas litologías se encuentran vinculadas geológicamente en las dos localidades, pero no parecen derivar de una misma fuente, sino que la generación de los fundidos leucograníticos, en la cual participaron sedimentos pelíticos y grauváquicos, se habría visto probablemente favorecida por la reactivación de las extensas fracturas NNE que sirvieron luego como canales de acceso y emplazamiento de las rocas. Las diferencias composicionales que se registran en La Escalerilla, entre ellas la mayor abundancia y diferente evolución de las tierras raras pesadas de los leucogranitos, se atribuyen a la prevalencia de protolitos grauváquicos sobre los pelíticos en la zona de origen de esos fundidos, y quizás también a diferente grado de fusión parcial. La carencia de estudios isotópicos no ha permitido cuantificar, en este trabajo, la participación cortical ni la posible interacción con magmas de subducción.

El metamorfismo regional y la deformación que afectó a la región una vez cesado el plutonismo, durante las postrimerías del ciclo orogénico famatiniano, introdujo cambios micro-

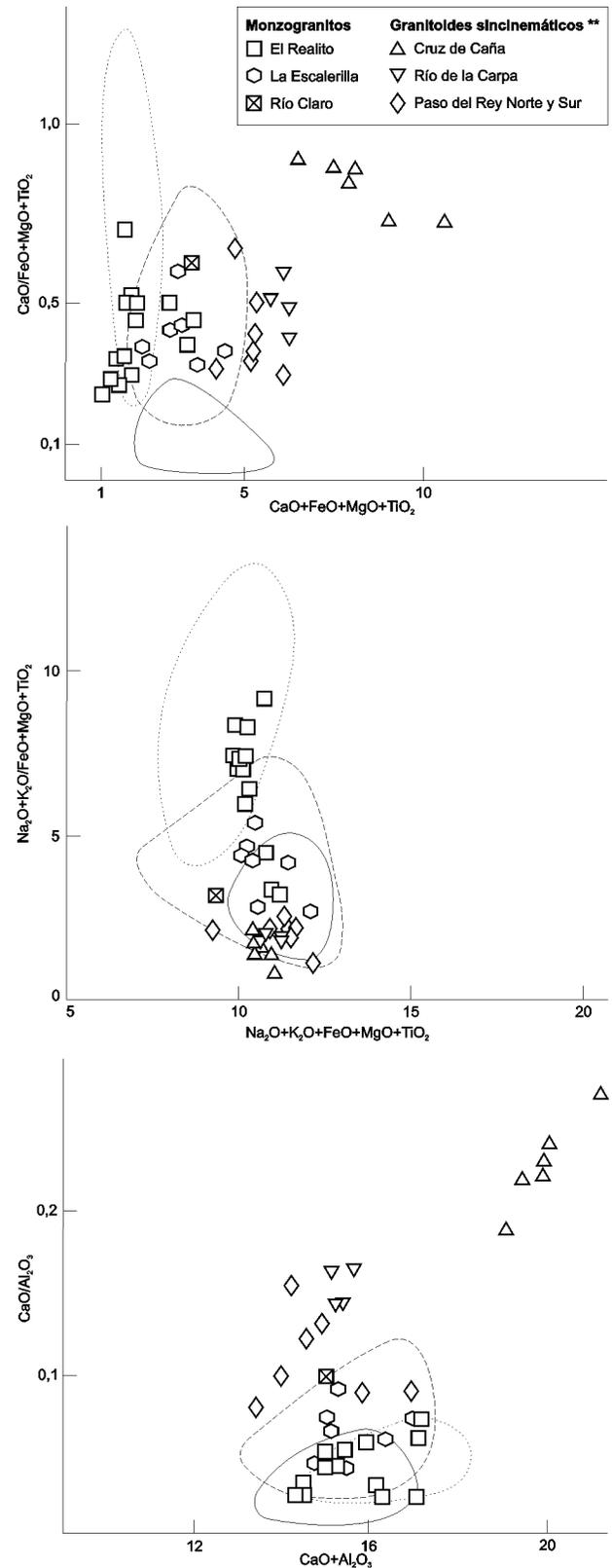


Figura 14: Composición de los leucogranitos de El Realito y La Escalerilla comparada con fundidos experimentales provenientes de metasedimentos. Trazo continuo: pelitas máficas; cortado: grauvacas; de puntos: pelitas félsicas (Patiño Douce 1999). ** Calculados a partir de análisis de Llambías *et al.* (1996).

estructurales notables en las rocas pertenecientes a la secuencia metaluminosa, y modificó la geoquímica de los elementos de mayor movilidad en los miembros más básicos de la serie, causando el incremento de la peraluminosidad, pero la tendencia evolutiva global del magmatismo no fue mayormente afectada.

Los fundidos corticales de El Realito y La Escalerilla no son vinculables con los que dieron origen a otros granitoides de la sierra, portadores de la misma asociación mineral. Estos últimos, aunque igualmente peraluminosos, parecen derivar de magmas híbridos de tipo S, formados por reacción entre magmas basálticos y rocas supracorticales.

Agradecimientos

Los trabajos de campo se subvencionaron en su mayor parte con fondos provenientes del PIB-CONICET 245-5001/89 y, en menor grado, mediante el PIA-CONICET. Res. P 705/2000, en tanto que los análisis de tierras raras fueron financiados a través del PIP-CONICET 2198/00. Se agradece muy especialmente al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) por facilitar el contador de puntos para la realización de las modas, al CETMIC (CIC-CONICET), donde se llevó a cabo la molienda, y al *Dipartimento di Scienze della Terra della Università degli Studi* de Florencia, Italia, por los análisis químicos de los elementos mayores y traza de las rocas. A C. Prozzi, F. Biffi, J. M. Reynaldi y E. Carol por su colaboración en diversas etapas de las tareas de campo. La revisión efectuada por W. von Gosen y E. Llambías, así como las sugerencias propuestas por dos árbitros de la revista, contribuyeron a mejorar diversos aspectos del manuscrito original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24 (4): 295-298.
- Batchelor, R. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 1994. Magmatismo pre y sincollisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 962-966, Concepción.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 318 p., Berlín.
- Camacho, A. e Ireland, T.R. 1997. SHRIMP U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, SEGEMAR, (inédito), 53 p., Buenos Aires.
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- 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.
- Flores, M.A. 1979. Cuenca de San Luis. En: 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 745-767, Córdoba.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16(1-2): 61-106.
- González, R. 1957. Descripción Geológica de la Hoja 22g Quines (San Luis). *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 87: 1-50.
- González Díaz, E., Fauqué, L., Costa, C., Giaccardi, A., de Palomera, P. y Pereyra, F. 1997. La avalancha de rocas del «Potrero de Leyes», Sierras Pampeanas australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30' lat.S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(1): 93-107.
- Halpern, M., Linares, E. y Latorre, C. 1970. Estudio preliminar por el método Estroncio-Rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3): 293-302.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. y Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M. P. y Reis, A. C. (eds.): *Collision tectonics*. Geological Society, London, Special Publication 19: 67-81.
- Kilmurray, J. y Villar, L. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En Yrigoyen, M. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54, San Luis.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lameyre, J. y Bowden, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 169-186.
- Linares, E. y Latorre, C. 1973. Nuevas edades radiméricas por el método Potasio-Argón de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 405-410, Carlos Paz.
- López de Luchi, M. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, provincia de San Luis. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J. 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 187-191, Viña del Mar.
- Llambías, E., Quenardelle, S., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496, Buenos Aires.
- Llambías, E., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 325-341.
- Nakamura, 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemical et Cosmochemical Acta* 38: 757-775.
- Ortiz Suárez, A. 1999. *Geología y Petrología del área San Francisco del Monte de Oro, San Luis*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, (inédita), 259 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C. M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 343-367.
- Pastore, F. y González, R. 1954. Descripción Geológica de la Hoja 34g San Francisco (San Luis). *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 80: 1-61.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. 1952. Descripción Geológica de la Hoja 24g Saladillo, Provincia de San Luis. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 78: 1-63.
- Patiño Douce, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? En: Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J.L. (eds.): *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological

- Society of London, Special Publication 168: 55-75.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, Part 4: 956-983.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, Abstract, 1 p., San Luis.
- Rapela, C., Saavedra, J., Toselli, A. y Pellitero, E. 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 337-353, Buenos Aires.
- Rinaldi, C. y Linares, E. 1973. Edades Potasio-Argón de pegmatitas de la provincia de San Luis. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 411-418, Carlos Paz.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data. Longman, 352 p., London.
- Sánchez, V., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, provincia de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 669-677, Buenos Aires.
- Sato, A.M. 1993. Deformación de la tonalita precinemática de Las Verbenas, sierras de San Luis, Argentina. Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, DINAMIGE-Facultad de Agronomía, 1: 25, Montevideo.
- Sato, A.M. y Llambías, E. 1994. Granitoides pre-cinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1200-1204, Concepción.
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E., Cavarozzi, C., Sánchez, V., Varela, R. y Prozzi, C. 1996. Los plutones pre-Oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:259-272, Buenos Aires.
- Sato, A.M., Varela, R. y Llambías, E. 1999. Rb-Sr whole-rock and mineral data from Bemberg and La Escalerilla plutons, Sierra de San Luis, Argentina. Latin American Symposium on Isotope Geology, Actas 2: 127-131, Carlos Paz.
- Sato, A.M., González, 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.P. y Skirrow, R.G. 1997. Report on 1:100.000 scale geological and metallogenic maps sheet 3366-21, province of San Luis. Proyecto de cooperación Argentino-Australiano, SEGEMAR, Boletín 221 (inédito), 57 p., Buenos Aires.
- Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G., Lyons, P. y Skirrow, R.G. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), Proyecto de cooperación Argentino-Australiano, SEGEMAR, Anales 28 (inédito), 148 p., Buenos Aires.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 259-281.
- Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- van der Plas, L. y Tobi, A. C. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science* 263: 87-90.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Herrerros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89: 113-119.
- von Gosen, W. 1998a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra 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 Sierra 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 y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 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 Publications 142: 235-258.
- von Gosen, W., Loske, W. y Prozzi, C. 2001. The southern part of the Pampean Terrane and its collision with the Cuyania (Precordillera) Terrane in western Argentina. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 14: 75, Hannover.
- von Gosen, W., Loske, 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.

Recibido: 26 de octubre, 2004

Aceptado: 24 de junio, 2005