

## GEOLOGIA DE LA PARTE SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS Y GRANITOIDES ASOCIADOS, ARGENTINA

A. O. Suárez \*, C. Prozzi \*, E. J. Llambías \*\*

### RESUMEN

El basamento cristalino de la parte sur de la Sierra de San Luis, de edad Paleozoico Inferior, está constituido por rocas metamórficas, granitoides y rocas ultramáficas. El grado de metamorfismo varía desde la parte baja de esquistos verdes hasta la parte alta de la facies anfibolita, siendo sus relaciones de aparente transicionalidad. Las rocas con menor grado metamórfico consisten en pizarras, metavolcanitas, metaconglomerados, cuarcitas y filitas. El grado metamórfico intermedio está representado por esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos con abundantes venas pegmatoides. El más alto grado metamórfico está representado por gneises, anfibolitas y migmatitas y al mismo están asociados los cuerpos máficos a ultramáficos. Se han reconocido tres fases de deformación, siendo la última (D3), ordovícica, la que imprime la estructura más marcada.

Los granitoides se han agrupado respecto de D3 en pre, sin y pos-cinemáticos. Los primeros se encuentran en las fajas de bajo grado metamórfico y están compuestos por tonalitas, granodioritas y monzogranitos, fuertemente deformados. Su edad se desconoce. Los cuerpos sin-cinemáticos son predominantemente leucogranodioritas con granate y muscovita. Muestran bajo contraste reológico y térmico con respecto a la caja. Su edad es de  $454 \pm 21$  m.a. Los granitoides pos-cinemáticos son comúnmente monzogranitos con megacrystales de feldespato potásico, ricos en titanita. Son discordantes, subcirculares y están asociados a una fase distensiva. Su edad está comprendida entre 423 y 320 m.a. y marca la finalización del ciclo Famatiniano.

**Palabras clave:** *Síntesis geológica, cronología relativa, plutonismo granítico, Sierra de San Luis.*

### ABSTRACT

The lower Paleozoic basement of the southern part of Sierra de San Luis, Argentina, is made up of metamorphic rocks, granitoids and ultramafic rocks. The metamorphic grade ranges from the lower limit of greenschist facies through the upper limit of amphibolite facies, in apparent transition. The lower grade metamorphic rocks include slates, metavolcanics, metaconglomerates, quartzites and phyllites. Rocks with intermediate metamorphism are biotite-quartz-oligoclase schists with abundant pegmatoid veins. The higher grade metamorphism is represented by gneisses, amphibolites and migmatites, to which mafic and ultramafic bodies are associated. Three deformation phases have been recognized, being the last one (D3), of ordovician age, responsible of the most marked structures.

The granitoids were grouped into pre-, syn- and post-kynematic bodies respect to D3. The pre-kynematic granitoids are located within the belt of lower grade metamorphic rocks and are composed of tonalites, granodiorites and monzogranites, strongly deformed. Their age is unknown. The syn-kynematic bodies are mainly garnet-muscovite-bearing leucogranodiorites. They show low thermal and rheological contrasts respect to the country rocks, and the age is  $454 \pm 21$  m.a. The post-kynematic granitoids are mainly monzogranites with K-feldspar megacrysts and abundant sphene. They are subcircular and discordant, and are associated with an extensional regime. Their age is comprised between 423 and 320 m.a., and corresponds to the end of the Famatinian cycle.

**Key words:** *Geological synthesis, relative chronology, granitic plutonism, Sierra de San Luis.*

\* Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, San Martín, 895, 5700 San Luis, Argentina.

\*\* CONICET, Centro de Investigaciones Geológicas, calle 1, n.º 644, 1900 La Plata, Argentina.

## Introducción

La Sierra de San Luis forma parte de las unidades más australes de las Sierras Pampeanas. Está constituida por un basamento ígneo metamórfico formado entre el Precámbrico Superior y el Paleozoico Inferior. Su morfología actual es consecuencia de la orogenia ándica, por los efectos de una subducción cuyo ángulo de inclinación es pequeño.

El grado metamórfico varía desde la facies anfibolita alta hasta secuencias sedimentarias con incipiente metamorfismo y en las cuales las estructuras sedimentarias se conservan bastante bien. Los granitoides son abundantes y presentan distintos tipos de relaciones con respecto al grado metamórfico y a la deformación. En este trabajo se intenta agruparlos de acuerdo a las relaciones entre intrusividad y deformación, tratando de establecer en cada grupo las profundidades del emplazamiento y así poder tener un parámetro de referencia para su comparación e interpretación.

Aún quedan numerosos puntos oscuros por aclarar respecto a la historia geológica de este basamento cristalino, como por ejemplo, la naturaleza de los contactos entre los distintos grados metamórficos. No obstante esto y a pesar de las incertidumbres se presenta aquí un esquema de evolución geológica, de carácter esencialmente preliminar, con la finalidad que pueda ser útil para el desarrollo de futuros estudios.

## Unidades metamórficas y submetamórficas

Las unidades metamórficas que componen el basamento pueden subdividirse en tres grandes grupos: 1) gneises y migmatitas, 2) esquistos y 3) metamorfitas de muy bajo grado a metasedimentitas, que fueron denominadas Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988).

Las relaciones temporales y espaciales entre estas tres unidades aún no están debidamente aclaradas, porque debe ser explicada la coexistencia de unidades que poseen diferentes características de presión y temperatura. Hasta el presente no se conoce con exactitud la naturaleza de los contactos entre las distintas unidades, discutiéndose si se trata de: 1) relaciones de discordancia entre la Formación San Luis y las unidades más metamórficas (Prozzi, 1990); 2) de diferente grado metamórfico progresivo de una única secuencia; o, 3) si las unidades están relacionadas por fracturas, conformando un ensamble de diferentes microterrenos. Las evidencias recogidas hasta el presente no son coincidentes. Así, en algunos casos se han comprobado contactos por fracturas, pero en otros se observa una transición gradual, aunque por la escasa magnitud de la transición, unos po-

cos centenares de metros, puede considerarse que es relativamente abrupta.

## Gneises y migmatitas

Es la unidad que mayor extensión posee, ocupando sus afloramientos una buena parte de la superficie de la Sierra de San Luis (fig. 1). Los tipos litológicos predominantes son gneises, en parte migmatíticos y anfibolitas. Los granitoides y pegmatitas asociados a esta unidad son muy numerosos y se formaron en más de una generación.

Los gneises se pueden subdividir sobre la base de su composición mineralógica en dos tipos principales: 1) gneises compuestos por sillimanita + granate + feldespatos potásico, además de cuarzo, plagioclasa (andesina) y biotita, encontrándose algunas variedades ricas en hornblenda. Sus afloramientos se encuentran a lo largo de una faja submeridiana en la zona central de la sierra; 2) gneises cuya composición es similar a la anterior, pero raramente contienen sillimanita. Su composición más frecuente es cuarzo + biotita + plagioclasa (oligoclasa a andesina) + muscovita + granate. En las variedades migmatíticas los leucosomas son de composición monzogranítica a leucogranodiorítica. Los afloramientos de estos gneises se distribuyen al este de los esquistos y hacia el oeste de la faja de gneises con sillimanita. Las anfibolitas se presentan en cuerpos de variadas dimensiones, que van desde unos pocos metros hasta algunos kilómetros de longitud. Su composición predominante es hornblenda + plagioclasa (andesina a labradorita) + cuarzo + biotita + granate. En algunos casos es posible reconocer texturas ígneas relicticas o características geoquímicas que permiten inferir un protolito ígneo (Merodio *et al.*, 1976).

El grado metamórfico alcanzado por los gneises y anfibolitas corresponde a la facies anfibolita, encontrándose en los afloramientos de la faja central las máximas condiciones, pertenecientes a las subfacies más altas.

La estructura observada es compleja y se ha comprobado la existencia de por lo menos tres fases de deformación. Como consecuencia de la deformación de mayor intensidad se ha preservado una bien definida foliación de rumbo NNE-SSW, inclinándose con ángulos altos predominantemente hacia el este.

Los gneises pasan tradicionalmente hacia los esquistos, aunque esto sucede en forma relativamente abrupta, en una distancia de 200 a 300 m.

## Esquistos

Los esquistos comúnmente se encuentran gradando por un lado hacia las filitas de la Formación San

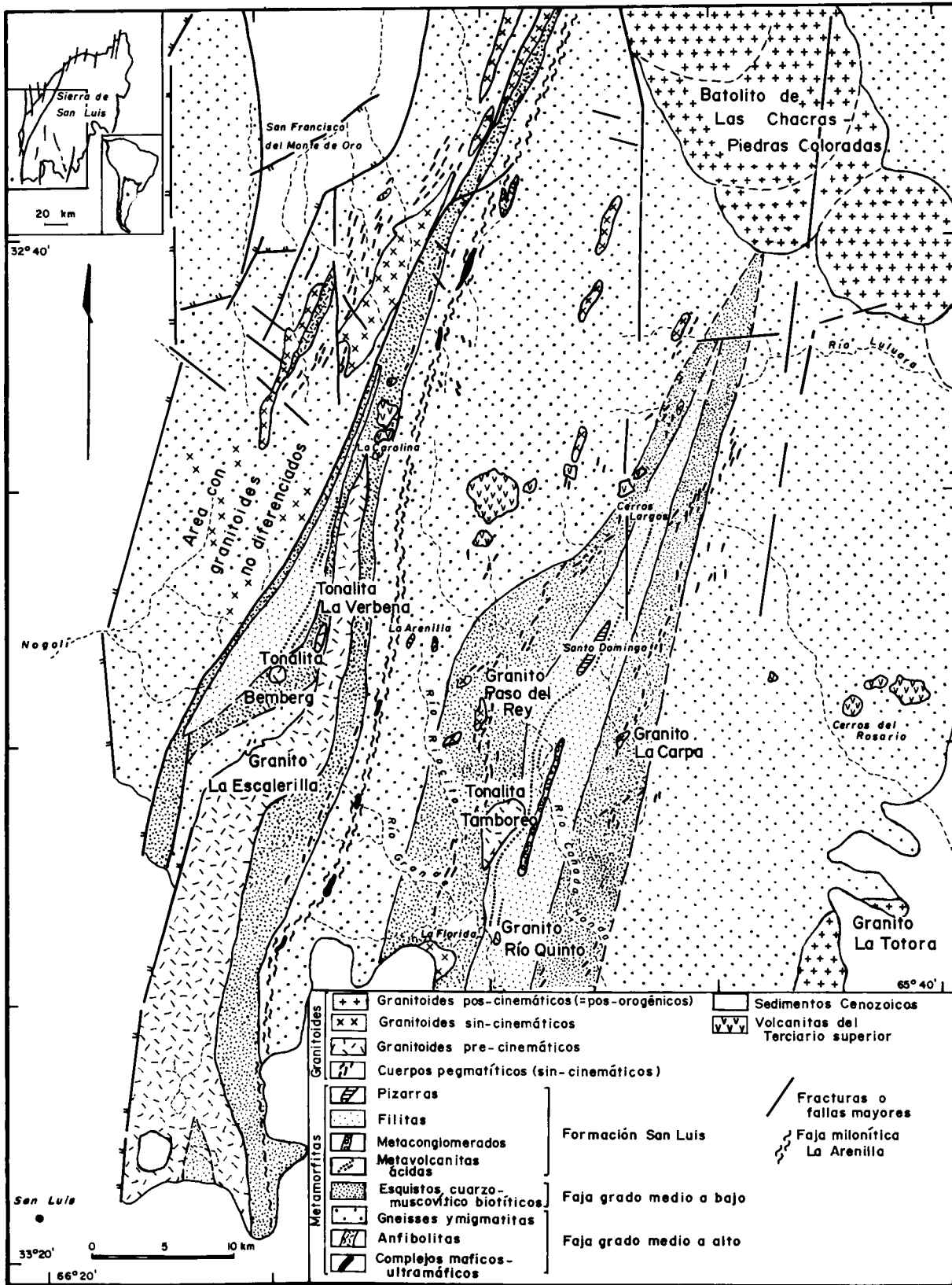


Fig. 1.—Mapa litológico de la parte Sur de la Sierra de San Luis.

Luis y por el otro hacia los gneises, constituyendo fajas de no más de 5 km de ancho, de orientación NNE-SSW, situadas entre ambas unidades.

Las rocas predominantes son esquistos cuarzo micáceos, con intercalaciones de bancos de cuarcitas. La composición de los primeros es cuarzo + muscovita + biotita + (plagioclasa) + (granate). Localmente se encuentra andalucita, estaurolita y más raramente cordierita y sillimanita, especialmente en los esquistos que constituyen la caja de los intrusivos graníticos sin-cinemáticos (Fuentes, 1976).

Las condiciones metamórficas alcanzadas por estas rocas corresponden a las de la subfacies más alta de la facies Esquistos Verdes y a las más bajas de la facies Anfibolita, comúnmente con condiciones de baja presión.

La estructura observada en los esquistos y cuarcitas es un apretado plegamiento que origina una equistosidad de plano axial de rumbo NNE-SSW, que localmente se curva hacia el NE-SW a modo de flexura para luego retomar su rumbo predominante. También es posible reconocer otra esquistosidad, menos marcada, de orientación variable.

Estructuras de interferencia hectométricas del tipo 2 y 3 de Ramsay (1967) se encuentran tanto en los esquistos, como por ejemplo entre los ríos de La Carpa y Luluara, al este de Cerros Largos, como en los gneises.

Los contactos con las filitas son generalmente transicionales, y están acompañados por una disminución progresiva del grado metamórfico como así también, en algunos casos, por la desaparición de algunas superficies metamórficas diferentes, con la excepción de la más penetrativa (NNE-SSW).

### Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988)

Los afloramientos de la Formación San Luis se extienden en dos fajas de rumbo NNE-SSW, que es coincidente con el de la estructura regional, terminando hacia el norte por adelgazamiento. El ancho de cada faja tiene un máximo de 4 km; el largo de la oriental es de 50 km y el de la occidental de 40 km.

La Formación San Luis está compuesta predominantemente por filitas con distintos porcentajes cuarcíticos e intercalaciones de litologías que en algunos casos se pueden diferenciar como miembros. La relación temporal entre ellos no se ha resuelto aún. Las unidades o miembros diferenciados más importantes son:

2. *Pizarras Santo Domingo*: Un afloramiento de 1 km<sup>2</sup> aparece en el núcleo de un braquisinclinal en el paraje homónimo. Poseen tonalidades oscuras, con hasta 1,2 % de carbono orgánico (Prozzi y Rosso, 1990), pirita en cristales de hasta 5 mm, con som-

bras de presión, y ocasionalmente como concreciones de pocos centímetros de largo y no más de 1 cm de espesor. El clivaje generalmente es paralelo a la estratificación como consecuencia de un plegamiento isoclinal apretado. Son las rocas de menor grado metamórfico en el área estudiada y pasan gradualmente a filitas por cambios de color (gris verdoso en superficie), aumento de brillo, y cambio mineralógico: sericita pasa a clorita-muscovita-biotita.

2. *Metaconglomerado Cañada Honda*: Aflora en la faja oriental a lo largo de unos 10 km con rumbo NNE y un espesor de 200 m. Se acuña hacia el norte y hacia el sur desaparece con unos 400 m de potencia bajo la cubierta moderna.

Los clastos están estirados según el clivaje en cuyo plano ( $x'y'$ ) se los observa entre subredondeados o subangulosos; sus ejes mayores rara vez pasan de 20 cm pero se han encontrado algunos de hasta 40 cm. En el plano perpendicular al clivaje ( $z'y'$ ) no suelen pasar de 4 cm.

La composición de los clastos es, según su abundancia decreciente: filitas, cuarcitas, cuarzo y escasísimas metavolcanitas. Con frecuencia presentan planos de estratificación y a veces de clivaje relictico, con distinta orientación con respecto al clivaje y estratificación de la matriz. Esta es filítica y algo menos abundante que los clastos. Cada algunas decenas de metros aparecen bancos más o menos cuarcíticos, de pocos decímetros de espesor, con estratificación y gradación visibles, que parecen indicar que el techo del conglomerado se halla hacia el este.

En la faja occidental, al noroeste de La Carolina, recientemente uno de los autores (AOS) ha encontrado un banco de conglomerado de unos 100 m de ancho, con clastos de menor tamaño y mayor proporción de matriz que el de la faja oriental. Se extiende por unos 2 km siguiendo el rumbo de la estructura regional.

3. *Metavolcanitas*: La presencia de unidades volcánicas en el basamento de la Sierra de San Luis fue descrita por Brodkorb *et al.* (1984) y posteriormente Hack (1987) realizó detallados estudios geoquímicos. Aparecen en las dos fajas, siendo más abundantes en la oriental, pero con mayor espesor en la occidental. En esta última, en el Cerro Blanco, pasan los 30 m de potencia. En general tienen pocos metros de espesor, son concordantes con la estructura regional, sobresalen en el relieve y afloran por algunos kilómetros en forma continua y aproximadamente recta. Se estima que pueden constituir una proporción del 1 % de la formación San Luis. Son de tonalidades claras, de composición predominante entre riolita y dacita. La matriz suele ser de grano fino, compuesta por cuarzo, plagioclasa y escaso microclino. Algunos bancos representan flujos derramados sobre la superficie, otros corresponden a tobas con variada propor-

ción de elementos clásticos, y en unos pocos casos parecen ser diques. Están estrechamente relacionados espacialmente a los granitos que hemos descrito como de Río Quinto.

4. *Metapsamitas*: Se encuentran intercaladas en diversos niveles de la formación San Luis. Comúnmente se presentan en varios bancos agrupados que no suelen pasar los 2 m de espesor, separados por bancos decimétricos de pelitas. Algunos bancos aislados presentan hasta 10 m de espesor. La composición varía entre grauvacas y arenitas líticas, que en algunos casos alcanzan el tamaño de sabulitas. La estratificación es frecuentemente gradada.

5. *Metapelitas y filitas*: En la faja oriental, entre el río Quinto y el río La Carpa, por unos 30 km se extiende una franja de filitas de pocas decenas de metros de espesor. Tienen tonalidades oscuras, con piritita y carbono orgánico. El clivaje es marcado, sin planos de estratificación reconocibles, lo cual permite emplearlas en la industria como lajas. La falta de intercalaciones psamíticas indica condiciones especiales de circulación restringida en la cuenca.

En las filitas la estructura predominante mesoscópica es relativamente sencilla. En diversos lugares la estratificación es fácilmente visible, con frecuencia de tipo gradada, lo cual permite determinar que las capas se encuentran en posición normal.

En las localidades donde las filitas contienen intercalaciones de cuarcitas, pegmatitas, o metavolcanitas, es decir bancos de diferente competencia, se pueden observar braquiestructuras de pocos kilómetros de diámetro. En donde sólo se encuentran filitas y metapelitas, dichas estructuras y otro tipo de pliegues no son visibles, porque el clivaje transpone la estratificación. Este primer clivaje de plano axial ( $S_1$ ) es constante en toda la secuencia, con rumbo NNE y fuertes inclinaciones en ambas direcciones. Hay un segundo clivaje de crenulación poco visible.

En general el rumbo predominante de las estructuras más importantes de la formación San Luis, como ser el contacto entre diferentes litologías, los ejes de los pliegues, la elongación de los cuerpos ígneos, y el clivaje predominante ( $S_1$ ) es NNE-SSW oscilando en algunas áreas entre NE y NS. Esta orientación es similar a la de las estructuras principales de los esquistos y de los gneises y migmatitas, lo cual presupone una deformación sincrónica para todas las unidades.

La formación San Luis ha sido interpretada como de origen turbidítico (Prozzi, 1990), siendo el conglomerado una facies de canal. Por la litología y ambiente de depositación la formación San Luis es comparable con la formación Puncoviscana del noroeste de Argentina, no descartándose la posibilidad que sean sincrónicas (Prozzi, 1990).

## Unidades magmáticas

Dentro del basamento se encuentran un conjunto de rocas magmáticas de variada composición, distinguiéndose por un lado un complejo máfico a ultramáfico y por el otro diversos tipos de granitoides con relaciones que van desde pre-cinemáticos hasta pos-cinemáticos, estos últimos de carácter típicamente pos-orogénico.

### Complejo máfico a ultramáfico

Las asociaciones máficas a ultramáficas se encuentran en una delgada faja de afloramientos discontinuos de 80 km de longitud que tiene solamente 2 km de ancho. Se encuentran asociadas a los gneises y migmatitas de más alto grado metamórfico y a milonitas.

En el extremo sur de la faja se encuentra el cuerpo de Las Águilas, que está compuesto por piroxenitas y melanoritas, con cantidades menores de leuconoritas, gabronoritas y peridotitas, estando afectados por una deformación de alta temperatura (Brogioni, en prensa).

No existen datos sobre la edad de estas rocas; sin embargo, han sido ubicadas por distintos autores entre el Precámbrico Superior y el Devónico (González Bonorino, 1961; Sabalúa *et al.*, 1981; Kilmurray y Villar, 1981).

### Granitoides pre-cinemáticos

Los granitoides que se describen como pre-cinemáticos tienen estructuras foliadas, que continúan también en sus aureolas metamórficas, coincidiendo la orientación de la foliación con la estructura regional NNE-SSW. A su vez, comúnmente los cuerpos son alargados en este sentido, como por ejemplo el granito de La Escalerilla, que tiene 52 km de largo y 2-6 km de ancho, con una relación largo/ancho de 10,7 (fig. 1), que podría indicar contemporaneidad del emplazamiento con una deformación, por lo cual no pueden descartarse ciertos atributos sin-cinemáticos. Otros cuerpos, como la tonalita de Tamboreo, tienen forma piriforme (Zardini, 1966) siendo sus contactos en parte concordantes con la foliación, y en parte son atravesados por ella. Además, en su extremo norte la foliación atraviesa el borde enfriado y la aureola metamórfica. El granito Río Quinto, emplazado enteramente en la formación San Luis, tiene marcada foliación y es parcialmente cataclástico a milonítico.

En general el contacto de los granitoides con la caja es neto, con un borde externo de grano fino, y con desarrollo de aureolas metamórficas. Esto está

indicando un fuerte contraste térmico que sugiere, junto con el bajo a muy bajo grado metamórfico de la caja, un nivel de intrusión superficial.

Los granitoides pre-cinemáticos se encuentran en la formación San Luis y en las fajas de esquistos a lo largo del contacto con esta formación, que es donde los esquistos son de grano fino y no están inyectados por pegmatoides. La composición varía de tonalitas (tonalitas Bemberg, La Verbena y Tamboreo) a monzogranitos (granitos La Escalerilla, Río Quinto). Sus edades no se han podido determinar debido principalmente a las dificultades en su datación por los métodos Rb/Sr y K/Ar empleados. No obstante podrían ser comparables con las unidades magmáticas silíceas epicorticales de la Sierra norte de Córdoba, cuya edad es de  $494 \pm 11$  m.a. (Rapela *et al.*, 1991).

Las tonalitas se caracterizan por poseer coloraciones grises oscuras, contener abundante biotita junto a plagioclasa, escaso feldespato potásico (microclino), muscovita y epidoto. Estos tres últimos minerales, junto con el cuarzo y parte de la biotita tienen claras evidencias de haber recrystalizado. Los restantes componentes, en especial la plagioclasa y la biotita presentan deformación plástica. Contienen, además, abundantes enclaves microgranulares máficos. La tonalita Bemberg no posee foliación evidente, pero ha sido incorporada dentro de esta unidad por su similitud con la tonalita Tamboreo, si bien algo más básica y con anfíbol, y por interpretarse que está en un lugar donde las estructuras regionales presentan una inflexión y en consecuencia los esfuerzos no fueron suficientes para producir la foliación.

Los granitos, como por ejemplo los del Río Quinto, están compuestos por oligoclasa, feldespato potásico peritítico (en parte microclino), cuarzo, muscovita y granate. El cuarzo y una parte de la muscovita presentan claras evidencias de recrystalización.

La presencia en los plutones de composiciones intermedias de abundantes enclaves microgranulares máficos, permite incluir a estas rocas entre los granitoides calcoalcalinos (Didier, 1973) y especialmente en los de tipo cordillerano desarrollados sobre una zona de subducción (Barbarín, 1991). Esta interpretación es consistente con la dada por Hack (1987) sobre la base de estudios geoquímicos.

### Granitoides sin-cinemáticos

Los granitoides que se describen como sin-cinemáticos son totalmente concordantes respecto a la estructura NNE-SSW de la caja. Poseen una foliación interna débil, sólo marcada por la orientación de agregados de biotita y constituyen numerosos cuerpos pequeños, del orden de unos pocos metros cuadrados hasta  $2 \text{ km}^2$ , que tanto en conjunto como in-

dividualmente son alargados en el sentido de la estructura regional NNE-SSW. Los de mayores dimensiones contienen numerosos tabiques internos de roca de caja que siguen fielmente el plegamiento de la caja (Llambías *et al.*, 1991). Carecen de borde de grano fino y de aureolas metamórficas, y la textura varía muy poco con la variación del tamaño de cada cuerpo, características que indican muy bajo contraste térmico.

Los granitoides sin-cinemáticos se distribuyen exclusivamente en las fajas de esquistos que están profusamente inyectados por pegmatoides, también sin-cinemáticos. Resulta así una relación muy estrecha entre ambos grupos de rocas, no descartándose un origen común.

Modalmente poseen una composición predominantemente granodiorítica, que por su bajo porcentaje de minerales ferromagnésicos (1 a 10 %, promedio 5,3 %) y, además, por la permanente presencia de muscovita (2 a 8 %, promedio 3,9 %), indican un carácter leucocrático que permite denominar a estas rocas como leucogranodioritas. En algunos cuerpos su parte externa es más biotítica y menos rica en feldespato potásico, con composiciones tonalíticas. También, en los cuerpos de mayor tamaño, son comunes los diferenciados graníticos y pegmatíticos.

Están compuestos por plagioclasa sódica (oligoclasa), feldespato potásico (en parte microclino), cuarzo, biotita, muscovita, granate, circón y apatita. Localmente tienen fibrolita asociada a muscovita.

La isócrona Rb/Sr sobre roca total en cuerpos relacionados a un mismo proceso de formación es  $454 \pm 21$  m.a. con una  $R_i = 0,7118$  (Llambías *et al.*, 1991). Esta edad está en el rango del máximo estadístico obtenido para Sierras Pampeanas (Rapela *et al.*, 1990) el cual sugiere para este período una fuerte inestabilidad tectónica y térmica de origen orogénico. A partir del mismo comienza un proceso de rigidificación y ascenso cortical y es durante esta etapa la época que se intruyeron los granitos con características pos-cinemáticas.

Las características químicas, como ser peraluminosidad y alta  $R_i$  sugieren un origen cortical para estos magmas, favorecido por el probable engrosamiento de la corteza producido durante el período orogénico.

### Granitoides pos-cinemáticos

Los granitoides que se describen como pos-cinemáticos son cuerpos que en general tienen secciones circulares y su distribución no está relacionada a la estructura de las metamorfitas. Se correlacionan los granitos G3 de Rapela *et al.* (1990). Típicos ejemplos de estos granitoides son el batolito de Las Cha-

cras-Piedras Coloradas (Brogioni, 1987 y 1991) y los plutones graníticos de La Totorá y los de El Morro (Llambías y Malvicini, 1982) y de Renca, este último considerado por López de Luchi (1987) como tardío orogénico. Los últimos dos plutones mencionados no están incluidos en la figura 1. Las evidencias más destacables que los identifican como pos-cinemáticos son su acentuada discordancia con la estructura regional y la incorporación de roof pendants de metamorfitas previamente deformadas. La forma circular de sus plutones, un atributo de los granitos anorogénicos (Vigneresse, 1988), y la parcial y localizada concordancia de sus contactos con la estructura de la caja, fueron interpretadas por Brogioni (1991) como consecuencia de su emplazamiento diapírico.

Los granitoides pos-cinemáticos descritos pueden ser, además, considerados como pos-orogénicos, debido a que no fueron deformados con posterioridad a su emplazamiento y a la predominancia de un régimen extensional durante su intrusión (Brogioni, 1987). Este régimen sería consecuencia de la relajación mecánica que sucedió a la fuerte compresión, y posterior ascenso, que predominó durante la formación de los granitoides sin-cinemáticos.

Las dataciones radimétricas dan edades más jóvenes que la de los granitos sin-cinemáticos, confirmando las relaciones estructurales observadas. La edad K/Ar del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas es de 320-335 m.a. (Brogioni, 1987), la del granito de El Morro es de 390-380 m.a. según K/Ar (Lema, 1980) y de  $423 \pm 5$  m.a. según isócrona Rb/Sr sobre roca total (datos en elaboración).

En su composición predominan los monzogranitos, localmente con desarrollo de megacristales de feldespato potásico, comúnmente con biotita y en algunos casos con anfíbol. Como accesorios contienen apatita y circón y en particular abundante titanita en cristales de hasta 2 mm de longitud. Localmente poseen desarrollos hidrotermales con mineralizaciones ricas en tierras raras y torio. Los granitos están asociados a rocas máficas, los cuales en el Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas han sido interpretadas por Brogioni (1991) como provenientes de un magma básico infracortical.

### Lamprófidos

Se encuentran como diques de no más de 5 m de potencia y longitudes de hasta 3 km, cortando distintas rocas metamórficas. Se trata de lamprófidos calcoalcalinos de tipo kersantita y minette. No existen estudios detallados sobre los mismos, pero de acuerdo con las observaciones efectuadas podrían estar relacionados a los granitoides pos-cinemáticos.

### Unidades miloníticas

En la Sierra de San Luis hay numerosas rocas caclásticas y miloníticas aún no descritas exhaustivamente. Las más estudiadas (González Bonorino, 1961; Cucchi, 1964; Llano *et al.*, 1987; Gardini *et al.*, 1992) son las que componen una faja de varios centenares de metros de ancho y de unos 80 km de longitud, que está asociada a la distribución de los cuerpos máficos y ultramáficos. En esta faja, que será denominada faja milonítica La Arenilla, se han comprobado de acuerdo con los estudios de Brogioni (en prensa) deformaciones plásticas superiores a los 550° C de temperatura que luego continuaron en un dominio menos dúctil al descender la temperatura.

### Discusión

La presencia en la Sierra de San Luis de fajas de tan diverso grado metamórfico en una pequeña extensión suscita numerosos interrogantes para su interpretación. Los posibles modelos que expliquen esta situación van desde una única secuencia con muy apretadas isogradas hasta el ensamble de diferentes microterrenos, incluyendo la posibilidad de la yuxtaposición de niveles profundos con superficiales de una única secuencia. Otra alternativa, que se suma a las anteriores, es que la Formación San Luis esté en discordancia sobre un basamento metamórfico (Prozzi, 1990) y que ambas unidades hayan estado sometidas a la deformación producida durante el período 480-450 m.a., que es la que imprimió la estructura predominante de las Sierras de San Luis. Los estudios realizados hasta el presente no son suficientes para postular un modelo debidamente fundado, faltando aclarar todavía la naturaleza de los contactos entre las diferentes fajas metamórficas.

En favor de la hipótesis de una sucesión de progresivas isogradas se cuentan los contactos transicionales entre ellas (Ortiz Suárez y Ramos, 1990). Sin embargo, su abrupta transición, del orden de unos pocos centenares de metros, y la interrupción, también abrupta, en sentido lateral de la inyección de los pegmatoides sugieren la interpretación de un control tectónico, el cual, sin embargo, aún no ha sido reconocido en el campo. Tampoco se descarta la posibilidad que ambos tipos de contactos se encuentren representados según los casos. En la Sierra de San Luis algunas de las fajas metamórficas corresponden a diferentes profundidades de la corteza, como ocurre por ejemplo entre las fajas gnésicas y migmatíticas y las de bajo grado metamórfico. Esto también da lugar a una interpretación tectónica que facilite la yuxtaposición de los diferentes niveles corticales.

La intensa deformación y magmatismo producido durante el período de 480 a 450 m.a. ha sido interpretada en Sierras Pampeanas como consecuencia de una colisión (Dalla Salda *et al.*, 1992) o como una faja de tipo Cordillera Interior (Rapela *et al.*, 1990). Los rasgos corticales del magmatismo sin-cinemático y la contemporánea deformación, de escala regional, sugieren una tectónica compresiva, con acortamiento lateral y engrosamiento de la corteza, el cual, sin duda, estuvo relacionado al desarrollo de un orógeno.

Las tonalitas pre-cinemáticas están relacionadas a las unidades que corresponden a los niveles corticales superficiales y tienen claras características calcoalcalinas, indicando la presencia de un arco magmático, probablemente de tipo cordillerano. Como no se conoce su edad, las especulaciones sobre su marco tectónico carecen de sustento.

Los atributos corticales de los granitoides sin-cinemáticos confirman el engrosamiento cortical producido durante el período 480-450 m.a. La asociación de estos granitoides con un metamorfismo de baja presión podría deberse al calentamiento ocasionado por sus numerosas intrusiones.

El magmatismo pos-cinemático está relacionado a fracturas de extensión (Brogioni, 1987), resultantes de la relajación mecánica que sucedió a la fuerte compresión mencionada. Parte del mismo ha evolucionado con deficiencia de agua, por lo cual se diferencia de los magmas calcoalcalinos. Este grupo de granitoides puede ser homologado con los granitoides relacionados a la etapa de ascenso y distensión, que es transicional entre los regímenes orogénicos y anorogénicos descritos por Bonin (1990), marcando así la finalización del ciclo Famatiniano.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido posible gracias a los elementos utilizados de la Universidad Nacional de San Luis y a los fondos provistos por CONICET a E. Llambías (PID 99/88) y C. Prozzi. Se agradece también al Dr. Roberto Caminos por la discusión de muchas ideas y la corrección del manuscrito.

#### Referencias

- Barbarin, B. (1991). Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. In: J. Didier y B. Barbarin (eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Development in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 135-153.
- Bonin, B. (1990). From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25, 261-270.
- Brodtkorb, M., Pezzutti, N. y Dalla Salda, L. (1984). Presencia de vulcanismo ácido en el precámbrico de la provincia de San Luis. *IX Congreso Geológico Argentino*, 2, 181-190.
- Brogioni, N. (1987). El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. *Geología y edad. X Congreso Geológico Argentino*, 4, 115-118.
- Brogioni, N. (1991). Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. *VI Congreso Geológico Chileno*, Resúmenes Expandidos, 766-770.
- Brogioni, N. (en prensa). El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas, provincia de San Luis. *Mineralogía de los silicatos. Primera Reunión de Mineralogía*.
- Cucchi, R. (1964). Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19, 135-150.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. (1992). Early Paleozoic orogenic belt in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20, 617-620.
- Didier, J. (1973). *Granites and their enclaves: The bearing of the enclaves of the origin of granites*. Development in Petrology, 3, Elsevier, Amsterdam, 393 págs.
- Fuentes, J. C. (1976). *Petrología del complejo metamórfico de Santo Domingo y alrededores, provincia de San Luis*. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Buenos Aires, 100 págs.
- Gardini, C., Ortiz Suárez, A., Costa, C. y Ramos, G. (1992). Indicadores cinemáticos de falla dúctil en El Volcán, Sierra de San Luis. *VII Reunión de Microtectónica*, 117-123.
- González Bonorino, F. (1961). Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 16, 61-106.
- Hack, M. (1987). Geologisch-geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframlagerstätten in der Pampa del Tamboreo, Provinz San Luis, Argentinien. *Müncher Geowiss, Abhandlung*, B1, 108 págs.
- Kilmurray, J. y Villar, L. (1981). El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. *VIII Congreso Geológico Argentino*, Relatorio, 33-54.
- Lema, H. (1980). Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, sierra de Yulto, provincia de San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 35, 147-150.
- Lira, R. y Ripley, E. (1989). Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 663-671.
- López de Luchi, M. G. (1987). Caracterización geológica y geoquímica del Plutón La Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. *X Congreso Geológico Argentino*, 4, 84-87.
- Llambías, E. J. y Malvicini, L. (1982). Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las sierras del Morro, los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37, 100-143.
- Llambías, E. J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J. (1991). Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, Argentina. *VI Congreso Geológico Chileno*, Resúmenes expandidos, 1987-191.
- Llano, J., Castro de Machuca, B., Rossa, N. y Vacca, A. (1987). Las rocas cataclásticas en el perfil Valle de Pancanta, Paso del Rey, Sierra de San Luis, República Argentina. *X Congreso Geológico Argentino*, 3, 31-34.
- Merodio, J., Dalla Salda, L. y Rapela, C. W. (1978). Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo bá-



- sico de la región de San Francisco del Monte de Oro, provincia de San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 33, 122-138.
- Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. (1990). Estructura del perfil Santo Domingo-La Arenilla, provincia de San Luis, República Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, 2, 387-390.
- Prozzi, C. R. (1990). Consideraciones acerca del basamento de San Luis, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, 1, 452-455.
- Prozzi, C. R. y Ramos, G. (1988). La Formación San Luis. *I Jornadas de trabajo de Sierras Pampeanas*, San Luis.
- Prozzi, C. R. y Rosso, M. (1990). Pizarras carbonosas en el basamento de San Luis, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, 1, 202-205.
- Ramsay, R. (1967). *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, Madrid, 568 págs.
- Rapela, C. W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J. (1990). Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner Cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. In S. M. Kay y C. W. Rapela (eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper n.º 241, 77-90.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J. y Bonalumi, A. A. (1991). Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncan, sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *VI Congreso Geológico Chileno*, Resúmenes ampliados, 19-22.
- Sabalúa, J., Chabert, M. y Santamaría, G. (1981). Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Águilas, provincia de San Luis. *VIII Congreso Geológico Argentino*, 4, 497-507.
- Vignerresse, J. L. (1988). Forme et volume des plutons granitiques. *Bull. Soc. Géol. France* (8), IV, 6, 897-906.
- Zardini, R. A. (1966). Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. *Acta Geológica Lilloana*, 8, 49-73.

Recibido el 30 de junio de 1992  
Aceptado el 12 de enero de 1993