

## METAMORFISMO DE BAJA PRESION, SU RELACION CON EL DESARROLLO DE LA CUENCA PUNCOVISCANA, PLUTONISMO Y REGIMEN TECTONICO. ARGENTINA

J. N. Rossi \*, A. J. Toselli \* y F. R. Durand \*

### RESUMEN

En la Cordillera Oriental Argentina (22 y 26° S), se desarrolló la cuenca de la Formación Puncoviscana, en la que predominó un régimen tectónico de extensión cortical, que se habría mantenido desde el Precámbrico Superior hasta el Ordovícico Medio, sugerido por el escaso engrosamiento cortical, el insignificante ascenso después de la deformación y las capas de lavas básicas alcalinas intercaladas. El desarrollo de un metamorfismo de baja presión y alta temperatura culmina en migmatitas anatécicas, que no pueden explicarse por la sola acción del calor magmático derivado de los pequeños diapiros trondhjemíticos y granodioríticos, intruidos durante el Ordovícico Medio.

**Palabras clave:** *Cordillera Oriental Argentina, extensión cortical, lavas básicas alcalinas, metamorfismo de baja presión y alta temperatura.*

### ABSTRACT

In the Cordillera Oriental Argentina (22 and 26° S), the Puncoviscana Formation Basin was developed, in which an extensional tectonic setting would had been supported from Upper Precambrian to Middle Ordovician. That is suggested by the limited crustal thickening, the insignificant uplift after deformation, the sedimentary-synchronous basic-alkalic lavas and the growth of a low-pressure high-temperature metamorphism that culminates in anatectic migmatites, which have no explanation by the only magmatic heat derived from the little trondhjemite-granodiorite diapires intruded during the Middle Ordovician.

**Key words:** *Cordillera Oriental Argentina, crustal extension, basic-alkalic lavas, low-pressure/high temperature metamorphism.*

### Introducción

El metamorfismo regional de baja presión se encuentra muy difundido en los terrenos precámbricos y fanerozoicos de todo el mundo.

Distintos autores formularon varias propuestas para explicar los altos gradientes térmicos (mayores de 40 g/km) que se requieren para alcanzar y mantener las temperaturas de metamorfismo, por ejemplo: a) ambientes de arcos magmáticos con abundantes intrusivos graníticos relacionados con regímenes de subducción (Miyashiro, 1973; Zwart, 1969); b) regiones continentales con regímenes extensionales o de rift (Wickham y Oxburgh, 1987); c) cinturones

magmáticos en ambiente de colisión continental o rápido ascenso asociado a este mismo ambiente (England y Thompson, 1984).

En el ámbito de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, Caminos (1973), ya había comparado el metamorfismo de baja presión dominante, como constituyendo una amplia aureola térmica semejante a las desarrolladas en los cinturones orogénicos del Hercínico de Europa. Este autor atribuye a los intrusivos graníticos la causa del metamorfismo de baja presión en vastas áreas del paleozoico inferior de nuestras sierras.

Recientemente, Toselli y Rossi de Toselli (1990) hicieron una revisión de las áreas de metamorfismo

---

\* Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo, 205. 4000 Tucumán, Argentina.

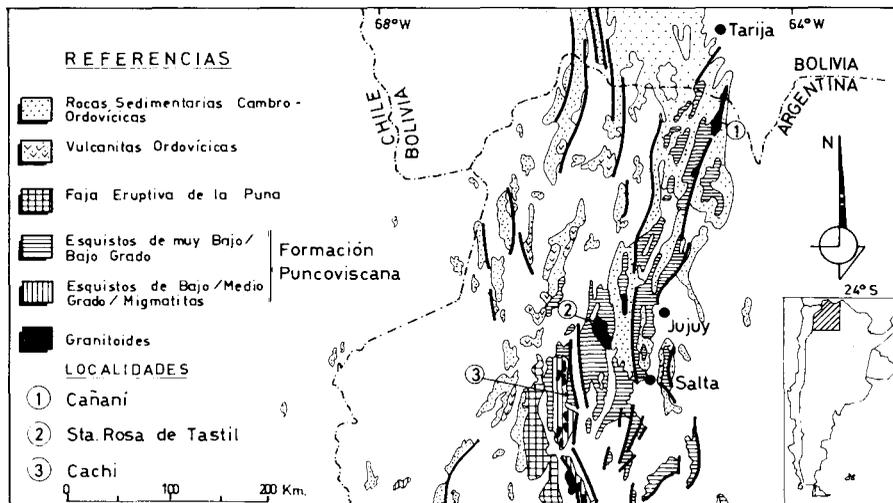


Fig. 1.—Esquema de ubicación de la Formación Puncoviscana en la Cordillera Oriental Argentina.

de baja presión y su relación con la frecuencia y profundidad del magmatismo granítico en los ámbitos de la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas Noroccidentales.

En este trabajo, en el ámbito más restringido de la Cordillera Oriental, se hará un intento para establecer las relaciones entre el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, deformación, metamorfismo de baja presión e intrusión de magmas graníticos en el área comprendida entre los paralelos 22 y 26° de latitud Sur.

#### Marco geológico regional de la cuenca Puncoviscana y antecedentes

El nombre de Formación Puncoviscana fue dado por Turner (1960) a la secuencia de metarenitas y metapelitas de muy bajo a bajo grado de metamorfismo regional con espesores superiores a los 2.000 m que afloran en la Cordillera Oriental Argentina (fig. 1).

Actualmente y en sentido amplio, esta unidad involucra a todos aquellos afloramientos que constituyen el basamento de escaso metamorfismo, y en los cuales es posible reconocer estructuras sedimentarias primarias. Así se han reconocido unidades equivalentes en el noroeste argentino hasta los 29°21' de latitud Sur (Durand y Aceñolaza, 1990).

Willner (1990), consideró que las rocas con mayor grado de metamorfismo que afloran en el ámbito de las Sierras Pampeanas Noroccidentales son la prolongación de la misma cuenca de sedimentación en niveles más profundos y reconoció una secuencia de zonaciones tectonometamórficas.

Según Dalmayrac *et al.* (1980) debajo de la cuenca puncoviscana subyace corteza continental antigua, quedando limitada al oeste por el macizo precámbrico de Arequipa y al este por el Escudo Brasileño.

En territorio argentino, la sucesión supera los 2.000 m de espesor, no tiene base visible y corresponde esencialmente a turbiditas cuarzosas acumuladas en conos submarinos de alta energía de transporte o en el talud continental (Durand y Spalletti, 1986).

Jezek (1990), en base al análisis de paleocorrientes, concluyó que el área de procedencia de los sedimentos de la cuenca fue el Cratón Brasileño de 650 ma (Almeida *et al.*, 1976) y mientras duró la sedimentación, el carácter tectónico fue de margen continental pasivo.

En varias regiones de la cuenca y en distintos períodos (Precámbrico superior-Cámbrico inferior y Ordovícico inferior) fueron registradas capas y mantos de diverso espesor de vulcanitas básicas sinsedimentarias (Coira *et al.*, 1990), que fueron relacionados por estos últimos autores con un régimen de extensión cortical o rifting.

Al finalizar la sedimentación, tuvo lugar una deformación penetrativa en la que son bien reconocibles las estructuras de un solo plegamiento F1 (Willner, 1990; Galliski, 1983). Según estos autores, se caracterizó por fuerte plegamiento isoclinal F1 de tipo chevron periódico, con planos axiales subverticales, que contribuyeron al acortamiento y engrosamiento de la corteza. La magnitud de este engrosamiento, sin embargo, no fue significativa y los afloramientos presentes muestran niveles epizonales de bajo a muy bajo grado de metamorfismo regional, de modo que

el monto del ascenso y exhumación serían seguramente inferiores a 10 km, finalizando en el Cámbrico medio. Las medidas de cristalinidad de illita indican que el metamorfismo regional queda comprendido en la anquizona a profundidades no mayores que 6 km (Toselli, 1990). Las texturas de solución por presión del cuarzo y recristalización incipientes demuestran según Voll (1980) que este proceso ocurre a 4-6 km de profundidad. Postectónicamente, se intruyeron los plutones graníticos de Cañaní, Tipayoc, Fundición y Santa Rosa de Tastil, todos emplazados en el ámbito de la Cordillera Oriental y relacionados con la fase diastrófica Tilcárica del Cámbrico Inferior y medio (Omarini *et al.*, 1987).

La sedimentación se reanudó en el Ordovícico Inferior, durante el cual se registraron nuevos episodios de magmatismo básico sinsedimentario (Manca *et al.*, 1987) y pulsos intrusivos que dieron lugar al emplazamiento de las trondhjemitas y granitos en el área de la Sierra de Cachi.

#### Edad de la sedimentación, el metamorfismo y el magmatismo

Los depósitos de plataforma del Grupo Mesón yacen en discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana. Su edad queda comprendida entre la parte alta del Cámbrico Medio y el Cámbrico Superior, por la presencia del género *Asaphiscus* (trilobita, Aceñolaza y Bordonaro, 1989) y teniendo en cuenta los límites propuestos por Cowie y Bassett (1989), el Grupo Mesón debe situarse de manera aproximada entre los 525 y 510 m.a.

Los hallazgos y estudios de trazas fósiles e impresiones de cuerpos blandos, han dado los mejores argumentos para datar la sedimentación de la Formación Puncoviscana entre el neoproterozoico y el cámbrico más bajo (Durand y Aceñolaza, 1990).

Esta asignación es coherente con las relaciones de campo y con los datos aportados por la geocronología para el metamorfismo y el magmatismo. Las edades K/Ar obtenidas por Adams *et al.* (1990) indican que el metamorfismo ocurrió entre 535-540 m.a. para la región al norte de Cafayate. Cordani *et al.* (1990), obtuvieron 520-538 m.a. por Rb/Sr, para las pelitas no afectadas por el metamorfismo de contacto con el intrusivo de Santa Rosa de Tastil.

Las dataciones por U-Pb para la sedimentación efectuadas sobre circones detríticos idiomorfos en las zonas de Rancagua y La Paya de 560-530 m.a. (Lork *et al.*, 1990) serían indicativas, según estos autores, de la edad máxima de la sedimentación para esas regiones.

Las edades para los intrusivos graníticos de Cañaní y Santa Rosa de Tastil, de 534 y 536 m.a. por U-Pb

en zircones, obtenidas por Bachmann *et al.* (1987), son las que más se ajustan al control bioestratigráfico.

En resumen, la edad mínima para la sedimentación de la Formación Puncoviscana, de 550 m.a. perteneciente al Cámbrico Inferior pre-trilobítico (Tomotiano), y la del Grupo Mesón que yace sobre ella en discordancia erosiva, de 525-520 m.a., están indicando un importante hiatus en la sedimentación entre los 550 y 525 m.a. durante el cual tuvieron lugar los procesos de deformación, metamorfismo e intrusión de los plutones graníticos relacionados con la fase diastrófica Tilcárica.

Después de reanudarse el registro sedimentario en la cuenca, ocurrieron nuevos episodios de vulcanismo ultramáfico, máfico a mesosilíceo en forma de mantos y diques durante el Ordovícico Inferior (Arenigiano), quedando bien documentada la edad por la rica fauna fósil existente (Manca *et al.*, 1987).

El último episodio magmático intrusivo fue el emplazamiento de los granitoides de Cachi, datado por U-Pb en monacitas con edades entre 481 y 462 m.a. (Lork *et al.*, 1989, 1991): ver cuadro geocronológico (fig. 2).

#### Desarrollo del metamorfismo de baja presión

El batolito de Santa Rosa de Tastil es uno de los mayores plutones graníticos, cuyo emplazamiento es muy somero en la epizona. La aureola de contacto que se extiende hasta 4 km fue estudiada en detalle por Kilmurray *et al.* (1974), quienes estimaron temperaturas máximas entre 500 y 550° C para las corneanas con porfiroblastos de cordierita, y presiones entre 0,5 a 1 kb.

En el sur de la Cordillera Oriental, en la sierra de Cachi (fig. 3), se encuentra una cadena de afloramientos de stocks diapíricos tonalítico-trondhjemiticos, ricos en apófisis porfíricas y pegmatitas estrechamente relacionadas, asociados con menores proporciones de stocks granodiorítico-graníticos y que están situados en el eje de la sierra homónima. Algunos afloran más hacia el sur de la Sierra de Cachi, como el de La Angostura (Cisterna, 1991). Las edades de estas intrusiones parecen estar confirmadas en el ordovícico inferior y medio (Lork *et al.*, 1989, 1991) por U-Pb en monacitas.

Esta región constituye un domo térmico longitudinal de un metamorfismo progresivo de baja presión que culmina en gneises migmatíticos, en asociación de campo con los intrusivos tonalítico-trondhjemiticos. La secuencia de las isogradas cubre una extensión de 5 a 8 km hasta el contacto con los granitoides y es posible observar en el campo los pasajes transicionales. Galliski (1983), reconoció las siguientes

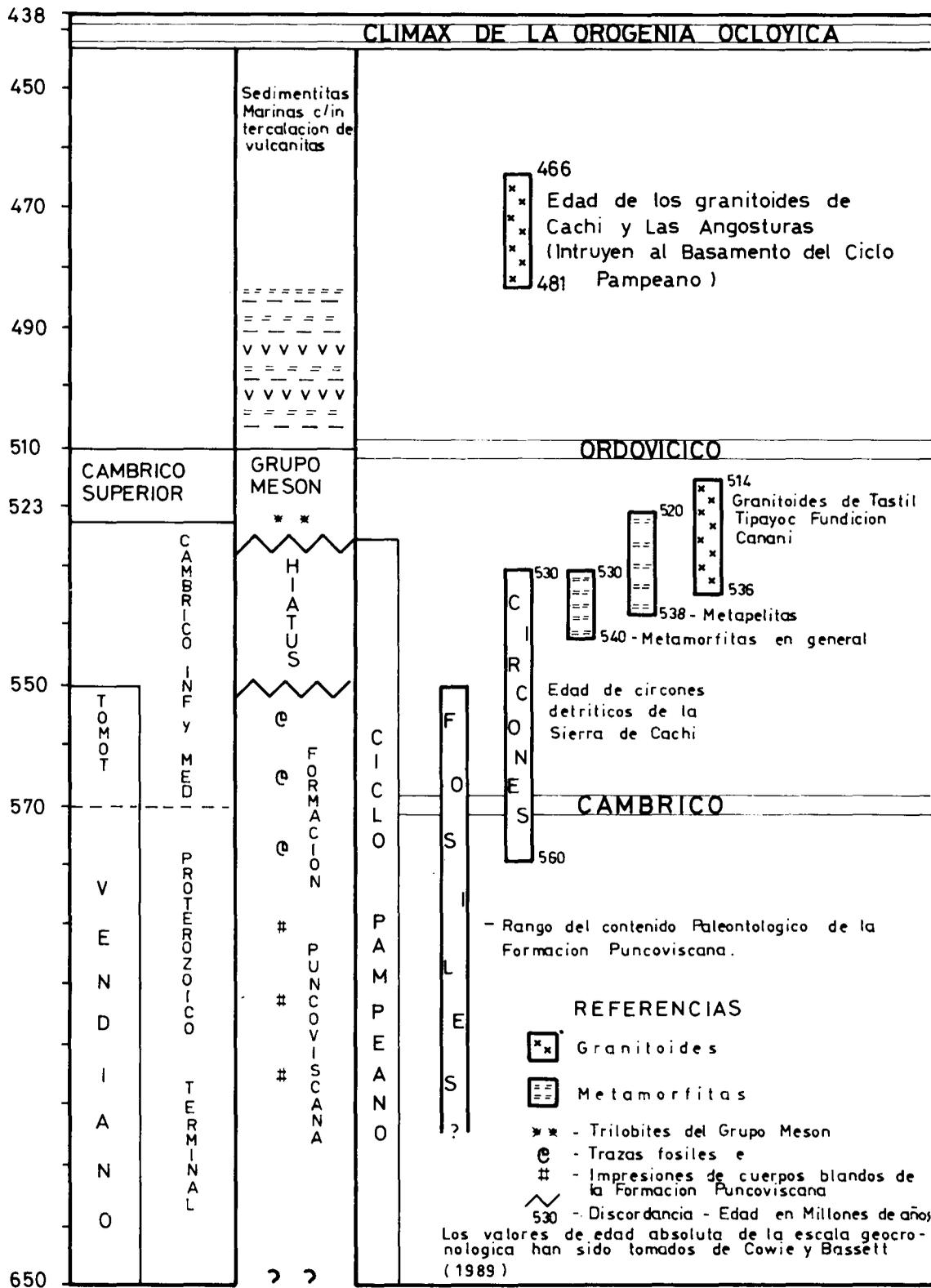


Fig. 2.—Geocronología de los principales eventos tectonometamórficos y magmáticos.

tes zonas metamórficas: 1) zona de clorita-biotita de amplia distribución areal que incluyen pelitas moteadas, filitas, esquistos y metacuarcitas en las que los minerales índice están representados por motas de clorita y biotita. 2) Zona de cordierita: presenta menos extensión areal que la anterior y forma aureolas alrededor de los intrusivos mayores y se caracteriza por esquistos moteados con porfiroblastos lenticoidales de cordierita, la andalucita es muy rara o ausente.

En el contacto inmediato con los intrusivos el grano aumenta de tamaño y pasa a fábrica gnéisica y aparecen inyectados con frecuencia. En los tabiques de techo o roof pendants, el aspecto es gnéisico y con estructuras migmatíticas, con desarrollo de la paragénesis cordierita – feldespato potásico – sillimanita  $\pm$  andalucita.

### Relaciones entre deformación, plutonismo y metamorfismo de baja presión

La causa directa del metamorfismo de baja presión, por las evidencias de campo, es la transferencia de calor magmático a la roca de caja, dado que siempre es evidente la relación espacial y temporal de intrusivos graníticos y aumento del grado metamórfico, mientras que las regiones de la cuenca no afectadas por intrusiones conservan uniformemente el metamorfismo regional de muy bajo grado.

Los granitoides de Santa Rosa de Tastil y Cañaní, son claramente posttectónicos a F1 e intruidos a muy alto nivel, significando que la deformación de la cuenca en esa región ya había cesado antes de la intrusión. El metamorfismo de contacto es sincrónico con el enfriamiento de los intrusivos y recientemente, Cordani *et al.* (1990) obtuvieron una isócrona de  $491 \pm 21$  m.a. en las corneanas cordieríticas con Sr87/Sr86 de 0,7172.

Las tonalitas-trondhjemitas de Cachi, granodioritas y granitos asociados son también claramente posttectónicos con respecto a la deformación F1 (Willner, 1990), pero su nivel de intrusión es algo más profundo con respecto a los granitos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní, pues los afloramientos del techo están representados por la concentración de pegmatitas y colgajos de techo y las aureolas considerablemente extendidas en relación al tamaño de los plutones indicarían que muchos de ellos aún no afloran. La edad de los intrusivos es más variable: mientras algunas trondhjemitas dan edades de 523 m.a. en el cámbrico superior (Galliski, 1983), nuevas dataciones U/Pb efectuadas por Lork *et al.* (1991) en monacitas sitúan las edades de cristalización entre 481 y 466 m.a., en el Ordovícico inferior y medio, mientras que para el granito La Angostura dichos autores obtuvieron 462 m.a.

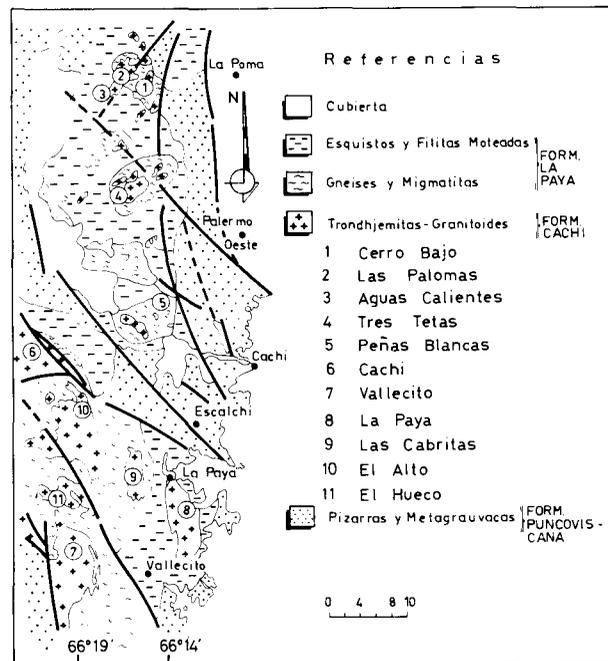


Fig. 3.—Esquema geológico de la región de Cachi.

Es de notar que después del evento térmico, se sobreimpuso una deformación penetrativa F2 que afectó tanto a las trondhjemitas como a sus aureolas térmicas, en forma de cizallamientos de intensidad variable. En los granitoides y gneises produjo fuerte cizallamiento y en las aureolas una marcada esquistosidad con rotación de los nódulos de cordierita (Willner, 1990), pero no se observaron efectos retrógrados importantes. Esta deformación parece haber sido más bien local, pues al norte del intrusivo trondhjémítico de Cachi no se la observa (Galliski, 1983). Sin embargo, nuevas observaciones realizadas por Schön y Miller (comunicación epistolar), indican que existen más de un episodio de actividad intrusiva relacionados con la deformación. Según estos autores, un primer episodio representado por pequeños diapiros trondhjémíticos sería pre-tectónico con respecto a F2 y un segundo evento con intrusiones de mayor volumen se habría producido a lo largo de zonas de cizallas dextrales de rumbo NNO-SSE, y de tipo de tectónica «pull apart» transpresivas. Esto estaría indicando que la historia del metamorfismo de contacto fue pre y sindeformacional y que F2 comenzó en el ordovícico y localizado en el área de influencia de los intrusivos trondhjémíticos y sus aureolas. Observaciones realizadas por nosotros en las fábricas internas de las aureolas esquistosas, especialmente en los porfiroblastos de cordierita confirman su desarrollo pre y sincinemático.

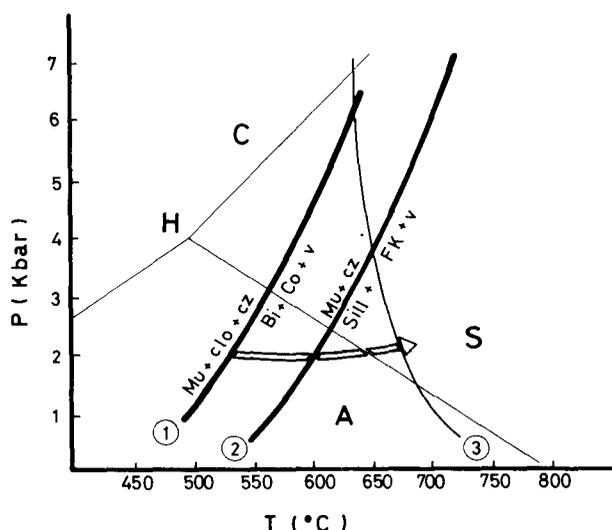


Fig. 4.—Diagrama P-T y trayectoria isobárica para el metamorfismo de baja presión y alta temperatura de la región de Cachi (flecha). Curva (1): Seifert (1970); curva (2): Kerrick (1972); H: Holdaway (1971) y curva (3): Tuttle y Bowen (1958).

Las estimaciones de presiones y temperaturas para el metamorfismo de baja presión se hicieron en base al punto triple de Holdaway (1971), para una densidad de la roca encajante de 2,75 a 2,8 g/cm<sup>3</sup>.

La temperatura alcanzada para la transición andalucita-sillimanita se estima en 600° C a presiones de alrededor de 2 Kbar, y en la zona de las migmatitas (feldespato potásico-sillimanita-cordierita) 700° C, a una profundidad alrededor de 7 km, que correspondería a un gradiente termo-metamórfico de 100° C/km, en el que el trayecto de presión-temperatura-tiempo fue esencialmente isobárico (fig. 4).

La intrusión episódica de diapiros trondhjemiticos y granitoides puede explicar bien las extendidas aureolas de contacto coalescentes, debido al efecto térmico acumulativo de los intrusivos individuales (Barton y Hanson, 1989), pero no serían suficientes para producir anatexis. En efecto, los modelos térmicos elaborados por De Yoreo *et al.* (1991) demostraron que a la temperatura de cristalización de un magma granítico (700° C) y una roca de caja a 300° C, asumiendo una mezcla homogénea de 50 % de fundido granítico con roca de caja resulta una temperatura de 600° C, suficiente para la transición andalucita-sillimanita. Pero para que la roca de caja eleve su temperatura a 700° C (temperatura de anatexis) el magma intrusivo debería estar a 1.000° C y solamente un intrusivo básico tendría esa temperatura de cristalización.

Para la formación de migmatitas a menos de 10 km de profundidad es necesario que la roca encajante

haya mantenido un gradiente térmico desusadamente alto, recibiendo calor adicional de otra fuente, por ejemplo de intrusión de magma básico a alta temperatura en la corteza inferior. Esta posibilidad debe ser considerada, dado que para evoluciones similares del metamorfismo de baja presión y alta temperatura, fue repetidamente propuesta en otros terrenos del mundo (Wickham y Oxburgh, 1987; Morand, 1990; Loosveld y Etheridge, 1990).

Esto hace necesario encarar críticamente las ideas sustentadas acerca del régimen tectónico que dominó durante el magmatismo en el margen occidental de la cuenca Puncoviscana.

### Régimen tectónico

Con este fin, revisaremos los datos geoquímicos e isotópicos obtenidos de las rocas graníticas.

La granodiorita-granito de Santa Rosa de Tastil (Omarini *et al.*, 1987) es calcoalcalina peraluminosa; pero la concentración de elementos trazas indican que los elementos LIL están empobrecidos en 500-100 veces, los elementos HFS enriquecidos en 10 veces con respecto a los valores terrestres promedio, hay fuerte empobrecimiento en U y valores de Cr, Ni, Co e Y mayores que para las rocas graníticas promedio.

Las curvas normalizadas de REE muestran patrones regulares para las rocas graníticas, pero la suma total de los REE es significativamente más baja que para los granitos promedio; las relaciones iniciales Sr87/Sr86 de 0,705 han sugerido a Omarini *et al.* (1987) que el magma granítico «derivó de una corteza primitiva, de composición granulítica, en parte posiblemente híbrida. Las trondhjemitas de Cachi (Galliski, 1983; Galliski *et al.*, 1990; Galliski y Miller, 1989; Schön y Miller, 1990) son químicamente calcoalcalinas, altas en Na, pobres en K y con corindón normativo, pero con diferencias en el contenido de alúmina: un grupo es altamente aluminoso Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> más de 15 % (Galliski *et al.*, 1990) y el otro es bajo en alúmina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) menos de 15 % (Schön y Miller, 1990).

Esta diferencia es importante, ya que señalaría su origen de protolitos diferentes. En el primer caso, las trondhjemitas se formaron por fusión parcial de anfíbolitas con un residuo rico en hornblenda y menores cantidades de plagioclasa, y en el segundo caso, por fusión parcial de un protolito de arco volcánico, presumiblemente un cumulado compuesto por plagioclasa y piroxeno.

Los perfiles de los REE muestran claramente estas diferencias (Galliski y Miller, 1989; Schön y Miller, 1990). En ambos casos los distintos autores pro-

pusieron un régimen de subducción para el origen de las trondhjemitas.

Galliski y Miller (1989) asumen que la fusión parcial de anfibolita tiene lugar bajo un régimen pre-colisional, durante la iniciación de la subducción, cuyo plano buzará hacia el oeste. Schön y Miller (comunicación epistolar) proponen un régimen de subducción hacia el este, pasando en transición a un régimen sincolisional.

Sin poner aquí en duda que las trondhjemitas se originan comúnmente por fusión parcial de corteza oceánica subductada, metamorfozada en anfibolita, anfibolita granatífera o eclogita (Drummond y Defant, 1990) la dificultad en aplicarla en la región de Cachi está en que un régimen de subducción es incompatible con los datos geológicos de la región.

Así, por ejemplo, una subducción hacia el oeste se contrapone con un margen continental protopacífico; una subducción hacia el este no concuerda con los depósitos de plataforma que desde el Cámbrico Superior al Devónico constituyeron las Sierras Subandinas, sin signos de actividad magmática en ellos.

La alternativa que proponemos a un régimen de subducción es la de extensión cortical, ya haya sido la cuenca, en origen, de retroarco o de margen continental pasivo durante el cual la corteza se mantuvo fuertemente atenuada, muy probablemente con incorporación de material básico a la corteza continental.

Esta hipótesis no es nueva, ya que fue propuesta por Ramos (1988) en sus modelos de desarrollo del Ciclo orogénico Brasileño (equivalente al Ciclo Pampeano en nuestro noroeste), y por Coira *et al.* (1990).

### Hipótesis de evolución y conclusiones

En base a todos los datos geológicos disponibles y ajustándonos a ellos hemos elaborado el siguiente cuadro de evolución:

Durante el largo tiempo que duró la sedimentación en la cuenca entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior, se habría mantenido un régimen extensional con fuerte adelgazamiento de la corteza, con manifestaciones volcánicas básicas, en capas y mantos sinsedimentarios. El gradiente geotérmico fue de larga duración y bastante mayor que el normal, estimándose entre 45 y 55° C/km. Esta estimación está basada en Thompson (1989) para una atenuación de la corteza en un 40 %.

Inmediatamente después del cese de la sedimentación, en el lapso de los 20 millones de años del hiatus sedimentario, se produjo un episodio deformativo penetrativo F1 y un metamorfismo de muy bajo a bajo grado M1 en los niveles someros y, en

la corteza inferior, la fusión parcial de protolito granulítico con formación de magmas graníticos que ascendieron y emplazaron a niveles muy someros. Las aureolas de contacto de máxima temperatura desarrollaron facies de corneanas hornbléndicas (Santa Rosa de Tastil).

Al reanudarse la sedimentación en el Cámbrico Superior, se instaló un nuevo régimen de extensión cortical, con renovados episodios magmáticos básicos sinsedimentarios en el Ordovícico Inferior.

Se desarrolló un fuerte gradiente térmico transitorio, originado por la intrusión de magma básico a alta temperatura en la corteza inferior, lo que permitió la fusión parcial de protolitos anfibolíticos y granulíticos, cuyos fundidos, en, relativamente, rápidos y seguidos episodios de ascenso y emplazamiento, se produjeron a lo largo de cizallas dextrales, de tipo de tectónica «pull apart» transpresivas.

El efecto térmico acumulativo de los intrusivos tonalítico - trodhjemíticos pudo causar las amplias aureolas térmicas, mientras que las máximas temperaturas que provocaron anatexis en el área de las migmatitas fueron sostenidas por el fuerte gradiente térmico transitorio.

Esta hipótesis tectotérmica bosquejada nos permitiría además una estimación de la naturaleza y espesor de la corteza continental atenuada, compuesta en su parte inferior por granulita y anfibolita.

La estimación del espesor mínimo, en base a los datos experimentales de fusión parcial de basalto de 5-8 kb de presión (Holloway y Burnham, 1972; Helz, 1976) sería de unos 20 km.

### Referencias

- Aceñolaza, F. G. y Bordonaro, O. (1989). Presencia de *Asaphiscus* (*Asaphiscidae*-Trilobita) en la Formación Lizoite, Potrerillos, Salta y su significado geológico. *Correlación Geológica*, 5, 21-28.
- Adams, Ch., Miller, H. y Toselli, A. J. (1990). Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. *Correlación Geológica*, 4, 209-219.
- Almeida, F. F. M. de; Hasui, I. y Brito Neves, B. B. (1976). The Upper Precambrian of South America. Universidad de São Paulo, *Boletín Instituto de Geociências*, 7, 45-80.
- Bachmann, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H. (1987). El magmatismo del Cámbrico medio-Cámbrico Superior en el basamento del noroeste argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. *X Congreso Geológico Argentino*, 4, 125-127.
- Barton, M. D. y Hanson, R. B. (1989). Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 1051-1065.

- Caminos, R. (1973). Some granites, Gneisses and Metamorphites of Argentina. Special Publication *Geological Society South Africa*, 3, 333-338.
- Cisterna, C. E. (1991). Características geológicas y geoquímicas de los granitoides de La Angostura, Valle Calchaquí, Salta, Argentina. *Sexto Congreso Geológico Chileno*, 1, 217-220.
- Coira, B., Manca, N. y Chayle, W. (1990). Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. *Correlación Geológica*, 4, 53-60.
- Cordani, U. C., Omarini, R. H., Vancini, K. R. B. y Petronihlo, L. (1990). Geocronología Rb/Sr y K/Ar del complejo granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, 2, 239-242.
- Cowie, J. W. y Basset, M. G. (1989). Global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration (ICS: IUGS), *Episodes* 12, suplemento.
- Dalmayrac, B., Lambacher, G., Marocco, R., Martínez, C. y Tomasi, B. (1980). La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud. Structure ed evolution d'orogene intracratonique. *Geol. Rund.*, 69, 1-21.
- De Yoreo, J. J., Lux, D. R. y Guidotti, C. W. (1991). Thermal modelling in low-pressure/high temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188, 209-238.
- Drummond, M. S. y Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, 21503-21521.
- Durand, F. R. y Spalletti, L. A. (1986). Las facies turbidíticas del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior en la zona de Corralito, prov. de Salta. *Ira. Reunión Argentina de Sedimentología*. Resúmenes Expandidos, 113-116.
- Durand, F. R. y Aceñolaza, F. G. (1990). Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. *Correlación Geológica*, 4, 71-112.
- England, P. C. y Thompson, A. B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental crust. *J. Geol.* 25, 894-928.
- Galliski, M. A. (1983). Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I. El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 38, 209-224.
- Galliski, M. A. y Miller, C. F. (1989). Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de Tierras Raras e implicancias tectónicas. Actas Reunión Geotranssectas de América del Sur. Departamento Apoyo Pedagógico Facultad de Agronomía. Montevideo, Uruguay, 58-62.
- Galliski, M. A., Toselli, A. J. y Saavedra, J. (1990). Petrology and Geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. In: S. M. Kay y C. W. Rapela (eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geol. Soc. Amer. Sp. Pap., 241, 91-100.
- Helz, R. T. (1976). Phase relations of basalts in their melting ranges at  $P_{H_2O} = 5$  kb. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.*, 17, 139-193.
- Holdaway, M. S. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, 97-131.
- Holloway, J. R. y Burnham, C. W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1-29.
- Jezek, P. (1990). Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. *Correlación Geológica*, 4, 9-36.
- Kerrick, D. M. (1972). Experimental determination of muscovite-quartz stability with  $P_{H_2O}$  minor than P total. *Amer. J. Sci.*, 272, 946-958.
- Kilmurray, J. O. e Igarzábal, A. P. (1971). Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa Rosa de Tastil, provincia de Salta, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 26, 417-438.
- Kilmurray, J. O., Merodio, J. C. y Rapela, C. W. (1974). Las metamorfitas cordieríticas del área Estación Incahuasi, provincia de Salta. Rasgos petrológicos y geoquímicos. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 29, 128-134.
- Loosveld, R. J. H., y Etheridge, M. A. (1990). A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening. *J. Metamorph. Geol.*, 8, 257-267.
- Lork, A., Miller, H. y Kramm, U. (1989). U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura Granite and the orogenic history of the norwest Argentine basement. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2, 147-153.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y Grauert, B. (1990). Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la Sierra de Cachi (Provincia de Salta, Argentina). *Correlación Geológica*, 4, 199-208.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y Grauert, B. (1991). U-Pb investigations of monazite and polyphase zircon: implications for age and petrogenesis of trondhjemites of the southern Cordillera Oriental, NW-Argentina. *Sexto Congreso Geológico Chileno*, 1, 398-901.
- Manca, N., Coira, B., Barber, E. y Pérez, A. (1987). Episodios magmáticos de los Ciclos Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy. *X Congreso Geológico Argentino*, 4, 299-301.
- Miyashiro, A. (1973). *Metamorphism and metamorphic belts*. John Wiley & Sons, Nueva York, 492 págs.
- Morand, V. J. (1990). Low-pressure regional metamorphism in the Omeo Metamorphic Complex, Victoria, Australia. *J. Metamorph. Geol.*, 8, 1-12.
- Omarini, R. H., Aparicio Yagüe, A., Pichowiak, S., Viramonte, J. G., Damm, K. W. y García L. (1987). Santa Rosa de Tastil granitic complex, Salta, Argentina. An unusual «S» type granite. *X Congreso Geológico Argentino*, 4, 119-121.
- Ramos, V. A. (1988). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A Collisional History. *Episodes*, 11, 168-175.
- Schön, C., y Miller, H. (1990). The evolution of the lower Paleozoic trondhjemite-granite suites SW of Cachi, NW-Argentina. *Symposium International Geodinamique Andine. Colloques et Séminaires*, Grenoble, France, 363-366.
- Seifert, F. (1970). Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *J. Petrol.*, 11, 73-99.
- Thompson, P. H. (1989). Moderate overthickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P-high-T terranes. *Geology*, 17, 520-523.
- Toselli, A. J. (1990). Metamorfismo del Ciclo Pampeano. *Correlación Geológica*, 4, 181-197.
- Toselli, A. J. y Rossi de Toselli, J. N. (1990). Metamor-

- fismo de baja presión en las Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental en el NO de Argentina: Relaciones con el plutonismo granítico. *XI Congreso Geológico Argentino*, 1, 174-177.
- Turner, J. C. (1960). Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 41, 163-196.
- Tuttle, O. F. y Bowen, N. L. (1958). *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74, 153 págs.
- Voll, G. (1980). Deformation, crystallization and recrystallization. *Abstracts International Conference on the effects of deformation of rocks*. Goettingen, Appendix 1-9.
- Wickham, S. M. y Oxburgh, E. R. (1987). Low pressure regional metamorphism and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy Soc. London, Ser. A*, 321, 219-242.
- Willner, A. P. (1990). División tectonometamórfica del basamento del Noroeste argentino. *Correlación Geológica*, 4, 113-159.
- Zwart, H. J. (1969). Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.* 5, 7-16.

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