

#### 4) PROTEROZOICO Y PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

*Luis Dalla Salda<sup>1</sup>, Alejandro Toselli<sup>2</sup>, Roberto Caminos† y Carlos Gardini<sup>3</sup>*

### INTRODUCCIÓN

Las Sierras Pampeanas constituyen la mayor unidad ígneo-metamórfica de la Argentina; las edades de sus metamorfitas y granitoides indican que evolucionaron entre el Neoproterozoico y el Paleozoico superior; desde este último a nuestros días han sido montañas de bloque de retroarco. Este complejo metamórfico desarrolló equivalentes restringidos en la Puna y el Macizo Nordpatagónico.

Una importante faja ubicada en la región oeste de las Sierras Pampeanas con características litológicas, patrones estructurales y evolución tectónica propia permitió su separación como Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos, 1979). Esta faja occidental está caracterizada por la presencia de abundantes derivados metamórficos de calizas, dolomías, rocas calcosilicáticas e ígneas básicas y ultrabásicas, así como por la escasez de granitoides.

Datos e interpretaciones geológicas regionales sobre las Sierras Pampeanas Occidentales aportados por González Bonorino (1950), Caminos (1973), Criado Roqué et al. (1981), Dalla Salda (1987), Dalla Salda et al. (1992 a y b, 1993), Toselli et al. (1992) muestran una larga y compleja evolución tectometamórfica e ígnea de este ambiente. Caminos (1979) lo describió en detalle, resumiendo su geología objetivamente.

### LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES: EL CINTURÓN METAMÓRFICO

Las Sierras Pampeanas Occidentales están integradas por dos unidades litoestratigráficas mayores de distinta edad. La primera y más antigua está representada por afloramientos alargados o *inliers* de rocas metamórficas de alto grado de edad Grenville (1.000-1.100 Ma; Varela y Dalla Salda, 1993; Mc Donough et al., 1993; Ramos et al., 1993). La segunda, supracortical respecto al Grenville, es un grupo de metamorfitas que comprenden dos conjuntos separables por sus protolitos: la primera derivó de sedimentos y la segunda de rocas ígneas básicas y ultrabásicas. Esta unidad está caracterizada por metamorfitas de bajo a mediano grado y muestra metapelitas aluminosas, con asociaciones de clorita-moscovita-biotita-almadino.

Las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por componer un cinturón metamórfico integrado de norte a sur por las sierras de San Buenaventura, Fiambalá, Toro Negro, Cuminchango, Umango-Maz, Pie de Palo - Barboza, Valdivia, La Huerta, Valle Fértil y El Gigante.

La sierra de San Buenaventura se caracteriza por las migmatitas y los esquistos de la *Formación Chango Real* (Turner, 1962), que aloja en contacto tectónico lentes de rocas ultrabásicas poco deformadas y diques de volcanitas basálticas, ultramáficas y alcalinas (Villar 1975 a y b)

En el sureste de la sierra de Fiambalá, Caminos (1979) describió la faja metamórfica como compuesta por migmatitas, ortogneises y anfibolitas, con granolitas y granoblastitas (Villar et al., 1979). El protolito se interpretó como una asociación de pelitas, grauvacas y rocas calcosilicáticas metamorizadas en dos eventos, uno de grado anfibolita y otro retrógrado (Page et al., 1992). Una faja básica-ultrabásica se desarrolla dentro del basamento granulítico controlada por un fracturamiento noroeste, que separa dos subzonas: una nordeste con hipersteno-plagioclasa y otra suroeste con clinopiroxeno-granate-cuarzo. Esta faja fue considerada de tipo alpina (Toselli et al., 1992); más recientemente Grissom et al. (1992) y Page et al. (1992) la interpretan como sintectónica, de edad ordovícica y parte de la raíz de un arco magmático protogondwánico, o como la expresión en las Sierras Pampeanas de la apertura de una cuenca ordovícica en la Puna. La presencia de granitoides cámbricos descritos por estos últimos autores, y la hipótesis presentada por Dalla Salda et al. (1992 a y b), parecería confirmar la primera posibilidad.

En la sierra de Toro Negro son comunes las rocas en facies de esquistos verdes y de anfibolitas en transición a facies de granulitas; estas últimas predominan en el cordón de Cuminchango, donde las rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas, de formas lenticulares, se presentan con dirección N-S, (Villar 1975 a y b; Caminos 1979; Villar, 1985).

En la sierra de Maz fueron reconocidas tres zonas de metamorfismo regional dinamo-térmico y dos eventos deformativos (Kilmurray y Dalla Salda 1971 a). El primer evento llegó a formar estauroлита, cianita y sillimanita (Grenvilliano?). El segundo, granate en facies de anfibolitas epidóticas, en una zona de esquistos (Famatiniiano?). En ambos episodios hubo migmatización; posteriormente se emplazaron cuerpos graníticos menores que desarrollaron un metamorfismo térmico local.

En la sierra de Pie de Palo se reconocieron dos zonas metamórficas (Dalla Salda y Varela, 1984). Una, constituida por rocas en facies de medio a alto grado con granitización local (*Esquistos del Centro*), sufrió condiciones de presión media y alta temperatura; esta unidad fue datada como Grenvilliana, ca. 1.000 Ma, por Varela y Dalla Salda (1993) y Mc Donough et al. (1993). Su evolución polimetamórfica se inicia con facies de esquistos verdes, luego de anfibolitas y finalmente un episodio (con deformación) retrógrado de grado clorita. La otra zona fue caracterizada como de menor grado metamórfico y se denominó *Metamorfitas Cauçete*. Estas rocas derivaron de sedimentos químicos y clásticos, ricos en materia orgánica, acompañados por rocas ígneas básicas. Esta unidad fue asignada al Paleozoico inferior y comparada con la Caliza San Juan de la Precordillera (Linares et al., 1982).

En el cerro Valdivia dos eventos metamórficos en facies de esquistos verdes y anfibolitas, desarrollaron granate, biotita,

1. CONICET-UNLP. Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N°644, 1900 La Plata.

2. CONICET-UN Tucumán. Instituto Miguel Lillo. Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.

3. Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco y Pedernera, 5700. San Luis.

clorita y hornblenda; el primer evento fue el más significativo (Kilmurray y Dalla Salda, 1971 b; Dalla Salda y Rapela, 1972). Recientes investigaciones en el área, demostraron la presencia de rocas cuarcíticas con granate rico en manganeso, típicas de fondo oceánico (Dalla Salda et al., en preparación).

La sierra del Valle Fértil se caracteriza por rocas que alcanzaron facies de anfibolitas de alto grado, con ortosa, sillimanita y almandino, y facies de granulitas con gneises cordieríticos, asociados a rocas ultrabásicas. Ellas indican en general, presión baja para el principal evento metamórfico (Mirré, 1971). Asimismo han sido reconocidas facies de anfibolitas y granulitas, tanto en esta sierra como en la de La Huerta (Llano y Castro de Machuca, 1984). Vujovich (1992) interpretó una extensa zona de metabasitas como un arco islándico acretado durante el Precámbrico superior, en la sierra de La Huerta.

La sierra del Gigante está compuesta por un basamento cristalino integrado por dos bloques tectoestratigráficos con características litológicas y estructurales distintas: El Gigante, que constituye el cuerpo mayor de la sierra, y El Tala ubicado en el extremo norte. Las metamorfitas del bloque El Gigante se denominaron **Complejo Metamórfico El Gigante**, integrado por los **Esquistos Los Morteritos**, que forman bancos potentes de composiciones y fábricas variadas: micáceos, grafiticos y bandeados. Los micáceos son los más comunes (Gardini, 1992).

El **Mármol El Gigante** aflora en bancos de poca potencia, bandeados o macizos; son calcíticos con escasa moscovita, plagioclasa sódica, epidoto, biotita y grafito. Se reconocieron rocas con alta proporción de talco y tremolita, interpretadas como metadolomitas silíceas. La **Anfibolita La Vinchuca** se presenta en cuerpos lentiformes concordantes con la esquistosidad regional. Se distinguen variedades macizas y foliadas, compuestas por hornblenda y tremolita-actinolita, andesina-oligoclasa, biotita, clorita y cuarzo. El **Gneis Quebrada Grande** (cuarzo feldespático y calcosilicático) ocupa el tercio austral y el núcleo de la estructura central de la sierra. Los gneises calcosilicáticos se asocian a mármoles, esquistos y anfibolitas; presentan porfiroblastos de microclino y granate, además de cuarzo, oligoclasa, biotita, moscovita, epidoto y calcita. La **Cuarcita Loma Cortada**, repetida tectónicamente ya sea por fallas o por plegamiento, es granoblástica y está constituida por cuarzo, escaso feldespato y micas.

El bloque El Tala se halla en contacto tectónico con el bloque El Gigante mediante una zona de cizalla sinistral y se caracteriza por contener a la **Embrechita El Tala** (Gardini 1992). Es de composición granítica, con porfiroblastos de microclino de formas ocelares acompañado por cuarzo, oligoclasa, biotita, moscovita, epidoto, calcita, apatita y titanita.

El metamorfismo principal M2, desarrolló facies de esquistos verdes, grado biotita y granate; localmente alcanzó facies de anfibolitas. El protolito de las metamorfitas se interpretó como parte de una secuencia sedimentaria marina, poco profunda, en la que se emplazaron rocas ígneas básicas.

## LA ESTRUCTURACIÓN REGIONAL Y ALGUNAS RELACIONES METAMÓRFICAS

Trabajos de detalle (Dalla Salda y Varela, 1982; Kilmurray y Dalla Salda, 1971 a y b; Criado Roqué et al., 1981; Gardini, 1992), muestran tres lineaciones regionales nominadas como dominios estructurales (D), definidas por la dirección regional de pliegues y de estructuras planares.

Fueron ordenados cronológicamente (Dalla Salda, 1987) para las Sierras Pampeanas de San Juan, San Luis, La Rioja y Córdoba como: D1= N70° -80° ; D2= N330° -340° y D3= N5° -20°.

El dominio relíctico D1, que está caracterizado por estructuras con bajo significado estadístico, se manifiesta a través de pliegues de gran amplitud y baja longitud, con planos axiales de inclinación oeste y escasas estructuras lineares y planares.

En la sierra de Pie de Palo y en el cerrito Barbosa este episodio está caracterizado por un 67% de pliegues con aplanamiento y un 3% de tipo cilíndricos abiertos, Dalla Salda y Varela (1982) denominaron a este episodio fase rifeana, puntualizando que su actividad tuvo lugar durante el Neoproterozoico (Grenville). El dominio tectónico principal D2 es el más conspicuo. En el cinturón occidental la orientación nornoroeste corresponde a pliegues volcados el 72% y sólo el 28% son pliegues abiertos, y los pliegues *kink* son escasos (Dalla Salda y Varela, 1982). Esta fase está regionalmente caracterizada por pliegues volcados hacia el oeste con plano axial y esquistosidad buzando al este y frecuentemente están asociados con fallas de bajo ángulo, paralelas a los planos axiales de los pliegues.

El dominio principal de la sierra de Valle Fértil, nornoroeste inclinando al este (Mirré, 1971), también fue identificado en la sierra de Pie de Palo por Dalla Salda y Varela (1982) y en la sierra de Maz (Kilmurray y Dalla Salda 1971b). Allí fue considerada como una fase de removilización cortical con plegamiento y sobre corrimientos de bajo ángulo.

El dominio estructural D3 está caracterizado por un 15% de pliegues por aplanamiento o flujo, la mayoría están representados por pliegues *kink*, clivaje de deslizamiento y fracturas, revelando su condición frágil durante la deformación de las rocas. En la sierra de Maz se caracteriza por pliegues con plano axial buzante hacia el oeste, a menudo asociados con fracturas que en las últimas fases llegan a predominar sobre el plegamiento (Kilmurray y Dalla Salda, 1971 a). En la sierra de Pie de Palo esta fase dio origen a pliegues abiertos y fallas, cuyo principal efecto metamórfico fue dinámico.

La estructura dominante de la sierra El Gigante se caracteriza por pliegues disarmónicos apretados isoclinales, asimétricos a volcados, con una vergencia al sur y ejes hundidos al oriente. Las metamorfitas presentan una foliación este - oeste con buzamientos al norte y sur en los sectores septentrionales y austral respectivamente; el cambio se produce en el área central, intensamente deformada. Se definieron cinco eventos tectónicos, algunos de los cuales se hallan asociados a los eventos metamórficos. Los dos primeros D1 y D2 poseen direcciones variables, son de carácter relíctico y se encuentran representados por pliegues intrafoliares contenidos en la foliación (S1), que a su vez es plegada isoclinamente, generando la foliación S2 y una lineación L2. El dominio D3, con una dirección promedio de N 75°, origina el estilo de plegamiento que caracteriza a la sierra y es el responsable de las figuras de interferencia más importantes, así como de una fuerte milonitización en la zona austral. La dirección D4=N 340° genera pliegues abiertos con leve vergencia al suroeste y es la causante del plegamiento antiforme del centro de la sierra y de la generación de figuras de interferencia macroscópicas. Consecuentemente se genera una foliación no penetrativa de igual dirección (S4), subparalela a los planos axiales. Durante este último evento la deformación evolucionó en una zona de

transición frágil - dúctil, originándose un incipiente clivaje de crenulación (S5), que evidencia una etapa póstuma de deformación.

## EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

En esta faja occidental, la escasez de granitoides, así como la presencia de intrusivos básicos y ultrabásicos, llevó a la interpretación de un ambiente caracterizado por estrechas zonas de corteza adelgazada por rift, mecanismo que se asimiló a un basculamiento o a una migración orogénica, relacionando las fajas ultrabásicas a zonas de sutura de tipo alpino (Villar, 1985). Las asociaciones minerales de la zona más oriental de la faja, las paragénesis cianita-esturoлита y cianita-sillimanita (Caminos, 1973), las cuales pueden ser asignadas a las series de presión media. El pico de presión y temperatura ha sido observado en la sierra de Fiambalá, donde Villar et al. (1979) describieron granolitas con hipersteno, plagioclasa, clinopiroxeno, granate y cuarzo.

Criado Roqué et al. (1981) y Dalla Salda (1987), considerando una actividad tectono- térmica generalizada en el Paleozoico inferior, relacionaron más el origen de la deformación y el metamorfismo a un régimen endógeno de removilización y acreción vertical de la corteza siálica, que a una extensiva interacción de placas rígidas.

El ensamble Sudamérica - Laurentia en un supercontinente del Precámbrico superior, teniendo un basamento grenvilliano en común, es avalado por datos paleomagnéticos y radimétricos (Dalla Salda et al., 1992 b y 1993; Dalziel et al., 1994). Recientes aportes (e.g. Ramos et al., 1993) concuerdan y consolidan esta propuesta. Por su parte, Mc Donough et al. (1993) proponen que la región de la sierra de Pie de Palo se habría formado por la acreción de arcos islándicos, con subsecuente metamorfismo y deformación que llevaron a engrosar la corteza y continentalizaron el margen occidental del terreno Pampia durante las postrimerías del Precámbrico medio (1, 1-1, 06

Ga). Omarini y Sureda (1993) consideran probable la aloctonía del Precámbrico al oeste del orógeno famatiniano, así como una ruptura del supercontinente neoproterozoico y la generación del océano Iapetus del Sur. Los mismos autores asignan el terreno Occidentalia (Dalla Salda et al., 1992 a y b) al bloque Arequipa-Belem-Antofalla, por un proceso de amalgamación acontecido entre el Cámbrico inferior y medio (colisión oclóyica-tacónica), previo a la formación de cuencas cambro - ordovícicas.

Dos eventos colisionales entre Laurentia oriental y Gondwana occidental, referidos a las orogenias tacónica y acádica, podrían ser la causa y origen del orógeno famatiniano, vinculado a la ruptura eocámbrica que generó el océano Iapetus del Sur (Dalla Salda et al., 1992, 1994). El terreno Occidentalia, que se extiende a lo largo de los Andes desde Arica (Perú) a Patagonia, está parcialmente cubierto por la plataforma carbonática - ordovícica de Precordillera y es parte del borde occidental de las Sierras Pampeanas.

En esta hipótesis la colisión tacónica fue precedida por un rifting neoproterozoico a eocámbrico que evolucionó en la ruptura de Laurentia - Gondwana y la apertura del océano de Iapetus del Sur. Posteriormente a esta ruptura se inicia un acercamiento de Laurentia y Gondwana; en él se visualizó el oeste de Gondwana como un margen activo (Ciclo Pampeano). Durante el Ordovícico (Ciclo Famatiniano = Tacónico= Oclóyico, clímax ca. 440-480 Ma) progresó la colisión afectando la corteza y el manto superior, desarrollándose un metamorfismo de media presión y alta temperatura con migmatización y emplazamiento de granitoides sintectónicos. Laurentia, durante una rotación en sentido horario alrededor de Gondwana, produjo la tectónica acádica.

La colisión tacónica se consideró responsable de la formación de la corteza continental ígneo - metamórfica de las Sierras Pampeanas y de la Patagonia. Ello es compatible con recientes investigaciones paleogeográficas (e.g. Dalziel et al., 1994) y con la interpretación de Braccacini (1960), quien presentó la región denominada orógeno colisional famatiniano (Dalla Salda et al., 1992 a y b, 1993) como el cratógeno central argentino.

Recibido: octubre 1996; revisado mayo 1999