

# Estructuras primarias, secundarias y evolución estructural de las corneanas de La Clemira, sierra de Ambargasta, Santiago del Estero

Roberto D. MARTINO y Alina B. GUERESCHI

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA). Córdoba.  
E-mail: rdmartino@efn.uncor.edu, aguereschi@efn.uncor.edu.

**RESUMEN.** Las corneanas de La Clemira se habrían generado por el efecto térmico de los granitoides de Ambargasta sobre rocas sedimentarias, en el Cámbrico medio, conservándose como colgajos kilométricos. Están compuestas por una secuencia alternada de metapelitas y metapsamitas, con el plano de estratificación original todavía reconocible ( $S_0$ ), dispuesto verticalmente con el techo hacia el este. Las corneanas se destacan por preservar estructuras primarias mesoscópicas de origen sedimentario (estratificación cruzada, estructuras de carga y plegamiento convoluto), únicas por sus características dentro de las metamorfitas de las Sierras Pampeanas Orientales. También se han identificado estructuras secundarias mesoscópicas, principalmente pliegues, debidas a deformación posterior al metamorfismo de contacto. A escala microscópica, se observan microestructuras de disolución por presión en motas de cordierita y orientación de la biotita de la matriz. Estas evidencias estructurales permiten establecer tres etapas evolutivas postmetamórficas: (1) acortamiento en el Cámbrico superior, paralelo a las capas, con generación de pliegues simétricos rectos, pliegues en caja asociados a niveles de despegue y pliegues por propagación de fallas; (2) alargamiento en el límite cambro-ordovícico, con formación de pliegues monoclinales que gradan a fallas directas; y (3) diaclasado tardío. La deformación postmetamórfica se habría desarrollado en el nivel estructural superior, por encima del frente de esquistosidad, según se deduce de las estructuras encontradas y de las condiciones de emplazamiento de los granitoides de Ambargasta ( $P < 0,3$  GPa). Las estructuras reconocidas, a escala decimétrica, son análogas a las de las fajas corridas y plegadas en las coberteras sedimentarias.

**Palabras claves:** *Corneanas, Estructura, Evolución estructural postmetamórfica, Sierra de Ambargasta.*

**ABSTRACT.** *Primary and secondary structures, and structural evolution of La Clemira hornfels from Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero.* The hornfelses of La Clemira were generated by the thermal effect of the Ambargasta granitoids on sedimentary rocks during the Middle Cambrian, and are preserved as kilometre-size roof pendants in the granitoids. A vertical and alternating sequence of metapelites and metapsammites, conserving the original bedding ( $S_0$ ), with top to the east, preserves relics of cross-bedding, load structures and convolute folds. These mesoscopic primary structures are unique in metamorphic rocks of the Eastern Pampean Ranges. Other post-metamorphic, mesoscopic secondary structures, mainly folds, were also recognized. Microscopically the hornfelses show some deformation, picked out by cordierite porphyroblasts with pressure solutions seams and by weakly oriented biotite in the matrix. This structural evidence allows the establishment of three post-metamorphic deformational stages: (1) Upper Cambrian shortening parallel to beds, producing upright symmetrical folds, box folds and fault-propagation folds; (2) Cambrian-Ordovician boundary elongation, developing monoclinical folds grading to normal faults on short limbs; and (3) late jointing in granitoids, hypabyssal bodies and hornfelses. By comparison with described structures, very similar to those encountered in fold and thrust belts, and granitoid emplacement conditions ( $P < 0.3$  GPa), it is possible to deduce that the post-metamorphic deformation was produced in an upper structural level, above the schistosity front.

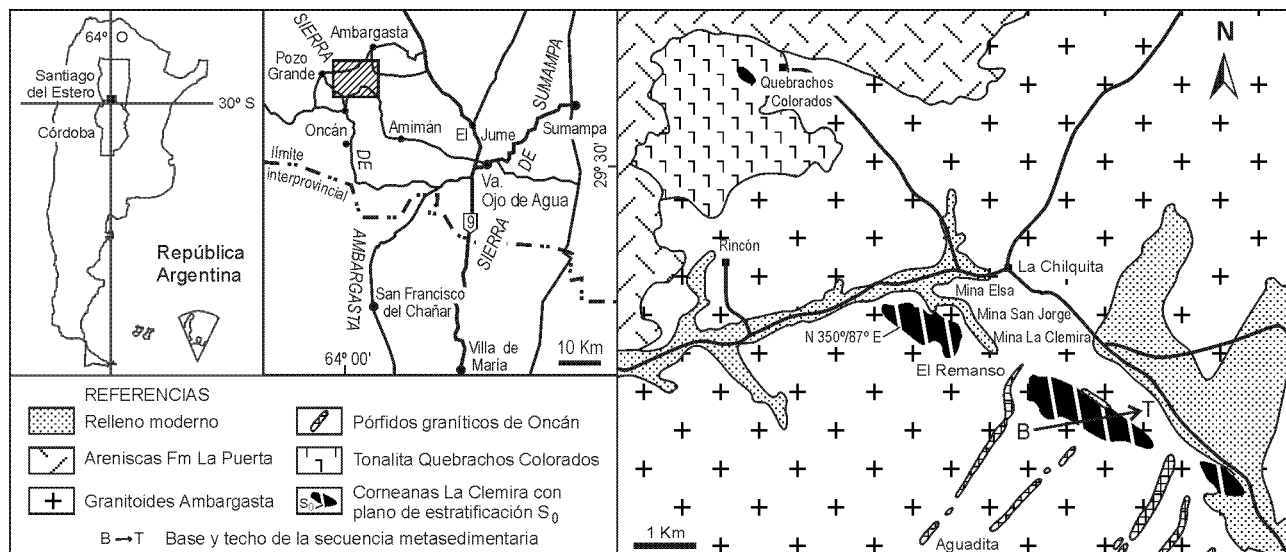
**Key words:** *Hornfels, Structure, Postmetamorphic structural evolution, Sierra de Ambargasta, Argentina.*

## Introducción

La sierra de Ambargasta, junto a la sierra de Sumampa y su prolongación hacia el sur en la sierra Norte, forman parte de los afloramientos más orientales de la provincia geológica argentina de Sierras Pampeanas, situándose éstos en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Fig. 1).

Estas sierras están constituidas por intrusiones granitoides calcoalcalinas de tipo I, formadas en un arco magmático cuya edad sería paleozoica inferior (González *et al.* 1985, Rapela *et*

*al.* 1991, Lira *et al.* 1996, Koukharsky *et al.* 1999), y que se denominan conjuntamente como batolito de la sierra Norte. A manera de colgajos, de tamaños variables, se encuentran rocas metamórficas paraderivadas de grado bajo (pizarras, filitas y esquistos) a medio (anfíbolitas, mármoles y gneises), de probable edad proterozoica superior. A los granitoides, se asocian mineralizaciones de sulfuros de cobre y molibdeno, vetas de Mn, y mineralizaciones de Fe, Mn y Ba, estas últimas están ligadas a estructuras anulares relacionadas con una caldera colapsada y emplazamiento subvolcánico de magma félsico (Millone *et al.* 1994). Una enorme faja de deformación



**Figura 1:** Mapa geológico y ubicación geográfica del sector donde afloran las corneanas de La Clemira (modificado de Castellote 1982 y Candiani *et al.*, en prensa).

dúctil de naturaleza transcurrente dextral afecta a la parte central de la sierra Norte (Martino *et al.* 1999). El conjunto de plutonitas y metamorfitas se comporta como basamento de sedimentos clásticos neopaleozoicos y de un complejo sedimentario-volcánico mesozoico. Se reconocen, además, depósitos rojos de edad cenozoica que rellenan cuencas locales, cubiertos a su vez por depósitos continentales detríticos de edad cuaternaria que ocupan también valles intermontanos y extensiones extraserranas que rodean las áreas montañosas.

La sierra de Ambargasta, en particular, está compuesta predominantemente por granitoides rosados pobres en biotita (Fig. 1). Entre las rocas metamórficas, se destacan pequeños afloramientos de rocas metamórficas de contacto (corneanas La Clemira) y regionales (metamorfitas Pozo del Macho del Proterozoico superior, véase discusión en Martino y Guereschi 2004), a manera de colgajos. En discordancia sobre este basamento, se apoyan rocas sedimentarias sin metamorfismo (Formaciones El Escondido y La Puerta). Se encuentran, además, intrusiones de tonalitas (Quebrachos Colorados), pórfidos graníticos en diques (Oncán) y vetas con manganeso (Lucero Michaut 1979, Castellote 1985, Bonalumi 1988, Quartino y Quartino 1996).

Las corneanas de La Clemira del Cámbrico medio, de escasa distribución areal, fueron producidas por efecto térmico de las intrusiones plutónicas sobre rocas sedimentarias pre-existentes, las que deben haber cubierto áreas más extensas y han quedado reducidas a colgajos o relictos en el techo del batolito (Castellote 1982). Estas corneanas tienen la particularidad de conservar estructuras primarias y secundarias mesoscópicas, únicas por sus características dentro de las Sierras Pampeanas Orientales y que hasta ahora no habían sido estudiadas. La descripción de la yacencia general, de las estructuras primarias y secundarias, la discusión sobre el protolito y la evolución estructural postmetamórfica de las corneanas de La Clemira serán objetivos de este estudio.

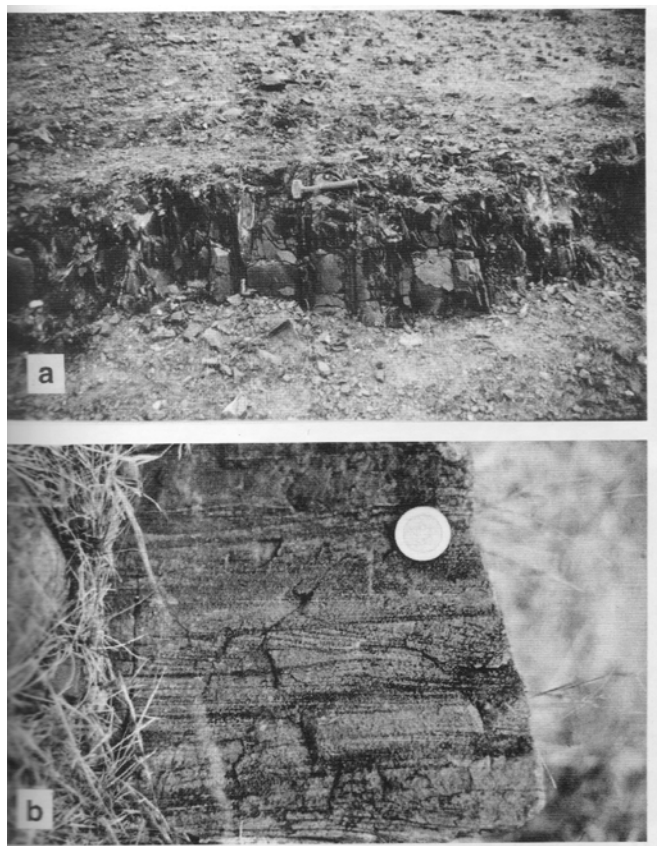
Cabe mencionar que en las sierras de Córdoba, inmediata-

mente al sudoeste de las sierras de Ambargasta, Sumampa y Norte, se han reconocido corneanas del Devónico inferior, de gran distribución areal, producidas por el emplazamiento del batolito de Achala ( $368 \pm 2$  Ma, Dorais *et al.* 1997) en gneises de grado metamórfico medio pertenecientes al orógeno Pampeano (530 Ma, Stuart-Smith *et al.* 1996, Fantini *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998). Estas corneanas han sido generadas a una temperatura de  $485^\circ C$  y 0,22 GPa de presión (Baldo 1992). Otros plutones menores relacionados con Achala produjeron rocas similares (plutón Capilla del Monte, Murra y Baldo 1996). Una característica de estas rocas es la obliteración total de las estructuras tanto primarias como secundarias.

### Corneanas La Clemira

Las corneanas de La Clemira afloran en cuerpos lenticulares menores de 2 km de largo, alineados en dirección noroeste en la quebrada de El Remanso (Fig. 1). Fueron descritos por primera vez en 1968, en un informe inédito de Minera Tea, donde se les asignó el nombre de Formación La Clemira. Castellote (1982) realizó una descripción general de las rocas del área y dataciones de las corneanas y de los granitoides de Ambargasta. La edad más probable tanto para la intrusión granítica como para el metamorfismo de contacto sería Cámbrica media (véase discusión más adelante).

Las corneanas de La Clemira (Guereschi y Martino 2002) están compuestas por una secuencia alternada de pelitas y areniscas afectadas por metamorfismo de contacto. Aún conservan el plano de estratificación original de los sedimentos ( $S_0$ ), dispuesto actualmente en posición casi vertical (Fig. 2a). En los niveles topográficos más bajos, cercanos al contacto con el granito, las rocas han sido totalmente transformadas en corneanas pelíticas y psamíticas, con pátinas de alteración que resaltan la presencia de motas en muestras de mano. Ha-



**Figura 2:** Estructuras primarias reconocidas en las corneanas de La Clemira. **a**, Afloramiento de corneanas que conservan la estratificación original  $S_0$ , mostrando la alternancia de areniscas (capas gruesas) y de pelitas (capas delgadas). Notar la disposición vertical del plano  $S_0$ . **b**, Estratificación cruzada (techo hacia la parte superior de la fotografía) conservada en capas psamíticas metamorizadas por contacto. Diámetro de la moneda: 2,2 cm.

cia el techo de la secuencia (Fig. 1), aparecen metagrauvascas biotíticas, mientras que en las rocas metapelíticas, las texturas metamórficas de contacto sólo son visibles a escala microscópica. En estas últimas rocas, aún pueden reconocerse estructuras sedimentarias de distinta naturaleza (Fig. 2), además de estructuras de deformación (Fig. 3).

Las corneanas pelíticas moteadas son rocas de color negro a pardo oscuro, con reflejos castaños y pequeñas motas negras. Son de grano muy fino, afáníticas, muy tenaces, compactas y con fractura concoidea. Tienen pátinas de alteración de color ocre, donde las motas toman tonos ocre, rojizo, negro o quedan como huecos. La textura es porfiroblástica moteada (Fig. 3d), con porfiroblastos como motas esféricas a elipsoidales de cordierita poiquilítica ( $< 1,5$  mm), en una matriz muy fina ( $< 0,1$  mm) compuesta por biotita, escaso cuarzo, en ocasiones andalucita, minerales opacos, apatita, circón, rutilo y turmalina.

Las corneanas psamíticas son rocas de color gris, de grano muy fino, con pátinas de color pardo a rosado. Tienen textura blastopsamítica, con clastos subangulosos ( $< 0,5$  mm) de cuarzo y plagioclasa en una matriz fina de biotita, con escasos blastos de cordierita poiquilítica, minerales opacos, apatita, circón y turmalina.

Las metagrauvascas biotíticas son rocas de grano fino, de color gris pardusco oscuro con reflejos castaños, brillo sacaroide y pátinas de color pardo claro. También tienen textura blastopsamítica, con clastos subangulosos ( $< 1$  mm) de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y fragmentos líticos en una matriz muy fina compuesta esencialmente por biotita, con escaso cuarzo, feldespatos, apatita, circón y minerales opacos.

De acuerdo con las evidencias texturales y la paragénesis principal desarrollada por las metapelitas:  $Qtz + Bt + Crd \pm And$  (símbolos minerales según Kretz 1983), las corneanas de La Clemira experimentaron un metamorfismo de contacto en la facies de hornfels hornbléndico (Guereschi y Martino 2002).

## Estructura

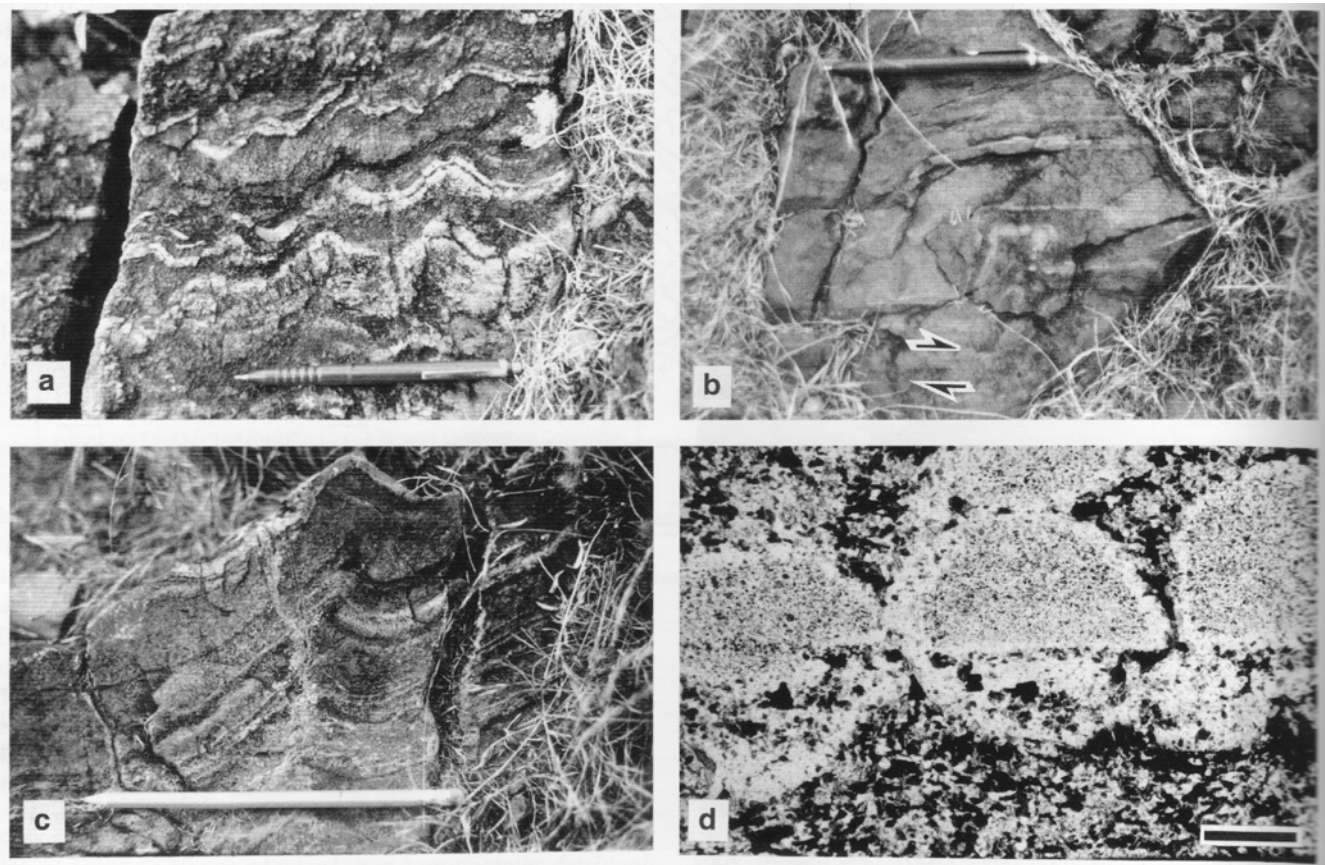
En los afloramientos de las corneanas La Clemira, se han identificado dos tipos de estructuras que afectan a la secuencia de metapelitas y metapsamitas: estructuras primarias de origen sedimentario y estructuras secundarias debidas a deformación posterior al metamorfismo de contacto (Figs. 2 y 3, Martino y Guerreschi 2002). Estas estructuras no son muy comunes, se presentan esporádicamente a lo largo de toda la secuencia, pero son muy variadas en tipos geométricos distintivos. La mala calidad de los afloramientos y la escasez de estructuras impiden hacer un tratamiento estadístico deseable de los valores de orientación que se muestran en la Fig. 4.

### Estructuras primarias

En todas las rocas del área, se reconoce un plano de estratificación  $S_0$  en posición casi vertical (buzamiento  $87^\circ$  E) y con orientación general  $N 350^\circ$  (Figs. 1, 2a y 4). Está marcado fundamentalmente por una variación composicional representada por la alternancia, a escala del afloramiento, de areniscas y pelitas metamorizadas, en capas con espesores entre 10 y 100 cm. El contacto entre capas es neto, bien visible, salvo en algunos lugares como la cantera El Remanso, donde el efecto del metamorfismo obliteró totalmente los contactos, generando corneanas típicas. Aquí también se observa que las capas de areniscas quedan a modo de bochas decimétricas rodeadas por la matriz pelítica, lo que se puede asimilar a una estructura sedimentaria de seudonódulos (*ball and pillow structure*) muy obliterada.

Microscópicamente, en las capas pelíticas se reconoce un bandeo milimétrico paralelo a  $S_0$ , marcado por cambios texturales y mineralógicos que se expresan por variaciones en la proporción motas/matriz y en el contenido de minerales opacos, no apreciable en muestra de mano. En las capas psamíticas, el plano de estratificación  $S_0$  está formado por un bandeo alternado granodecreciente hacia el techo (véase más adelante), de 2 a 15 mm de espesor. Algunos clastos son alargados ( $< 1$  mm) y se orientan con su eje mayor paralelamente entre sí, definiendo el plano  $S_0$ .

En los afloramientos hacia el sudeste del área, aparecen niveles decimétricos que muestran estructuras sedimentarias (Allen 1984), entre las que se reconocen tres tipos: estratificación cruzada, estructuras de carga y plegamiento convoluto



**Figura 3:** Estructuras secundarias postmetamórficas reconocidas en las corneanas de La Clemira. Notar que las capas más psamíticas son más claras o resaltan más que las pelíticas en las fotografías de afloramientos. Comparar con esquemas dibujados en la Fig. 6. **a,** Plegamiento simétrico recto. **b,** Plegamiento en caja, las flechas indican el nivel de despegue. **c,** Plegamiento por propagación de fallas, notar que la falla se enraiza en el lugar donde está la punta del lápiz que sirve de escala. **d,** Fotomicrografía de las motas de cordierita poiquilítica deformadas (nicoles paralelos), mostrando disolución por presión postmetamórfica, materializada por la pérdida de material de la mota (discontinuidad-desencaje) y la concentración residual de inclusiones (biotita + minerales opacos) en la costura de disolución. La matriz de las motas es rica en biotita (manchas oscuras). Barra de escala: 0,2 mm. La fotomicrografía corresponde a las corneanas pelíticas moteadas.

(Figs. 2 y 5).

La estratificación cruzada, en un corte aproximadamente perpendicular a la dirección de flujo, está formada por capas psamíticas tabulares a curvadas con cierto grado de inclinación. Internamente estas capas presentan una laminación inclinada que muestra truncamiento hacia el techo y es recta hacia la base. También se reconocen capas con laminación inclinada curvada hacia la base de la capa, y recta y truncada hacia el techo, las que permitieron determinar la polaridad de la secuencia. Conjuntamente puede describirse como una estratificación cruzada planar, con algunas capas con estratificación cruzada tangencial típica como la que se muestra en las Figs. 2b y 5a.

Las estructuras de carga (*load marks*) están representadas por capas psamíticas lobuladas, convexas hacia la base de la capa, bastante irregulares, que aparecen en lóbulos continuos a aislados, estos últimos parecidos a seudonódulos (Fig. 5b). Los lóbulos se encuentran normalmente en una matriz pelítica.

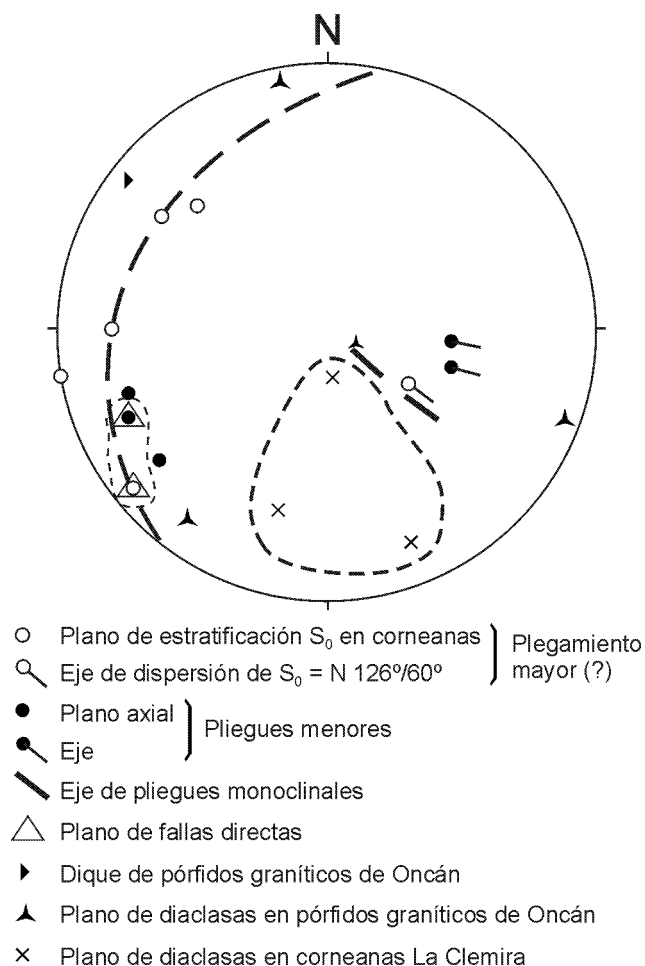
El plegamiento convoluto está conformado por pliegues isoclinales desenraizados de charnelas puntiagudas, pliegues replegados y pliegues en vaina (Fig. 5c). Los pliegues

isoclinales son los predominantes y, en una sección perpendicular a la dirección de flujo, adquieren un aspecto general de tipo flamiforme. Los pliegues replegados asemejan estructuras de interferencia del tipo 3 (Ramsay 1977) y los en vaina son del tipo «a», con secciones en forma de letra O aplastada. Estos pliegues están marcados por las capas más psamíticas y están contenidos en una matriz esencialmente pelítica.

Utilizando la estratificación cruzada y las estructuras de carga como criterios de polaridad, es posible determinar que el techo de la secuencia sedimentaria estaría hacia el este, yendo secuencia arriba en una dirección N 80° (flecha en el mapa geológico de la Fig. 1). Actualmente, ésta se encuentra desmembrada en varios cuerpos de tamaño kilométrico, en posición casi vertical y discordante con respecto al plano irregular del contacto intrusivo del granitoide de Ambargasta (Fig. 1).

#### *Estructuras secundarias*

El plegamiento que afecta a las capas de areniscas-pelitas se presenta con tres geometrías: pliegues simétricos rectos, pliegues en caja y pliegues por propagación de fallas (Suppe



**Figura 4:** Diagrama de datos estructurales (hemisferio inferior, red de Schmidt). Los polos representados son valores medios de no más de 10 datos.

1985), todos ellos con amplitudes ( $A$ ) y longitudes de onda ( $\lambda$ ) decimétricas (Fig. 3).

Los pliegues simétricos rectos están marcados por las capas más psamíticas. En las zonas de charnela presentan formas redondeadas, mientras que en la zona del núcleo de la misma capa la charnela se hace puntiaguda, indicando una disminución del radio de curvatura hacia el núcleo, donde las capas más pelíticas son pinzadas (Figs. 3a y 6). Este tipo de plegamiento se ha desarrollado en aquellos lugares donde hay capas psamíticas gruesas en comparación con el espesor más reducido de las capas pelíticas. En algunos afloramientos, se observa un cambio en el estilo de deformación, cuando el espesor de las capas psamíticas decrece hacia el techo, quedando tanto las charnelas como los núcleos de los pliegues con el mismo radio de curvatura. Las geometrías descritas sugieren un mecanismo de *buckling* en la formación de estos pliegues (Hudleston 1986).

Los pliegues en caja (*box folds*) se reconocen esporádicamente en algunos niveles donde predominan las capas pelíticas de espesores decimétricos sobre las psamíticas de espesores milimétricos. Presentan una forma grosera de letra omega abierta que muestra un par sinforme-antiforme de un

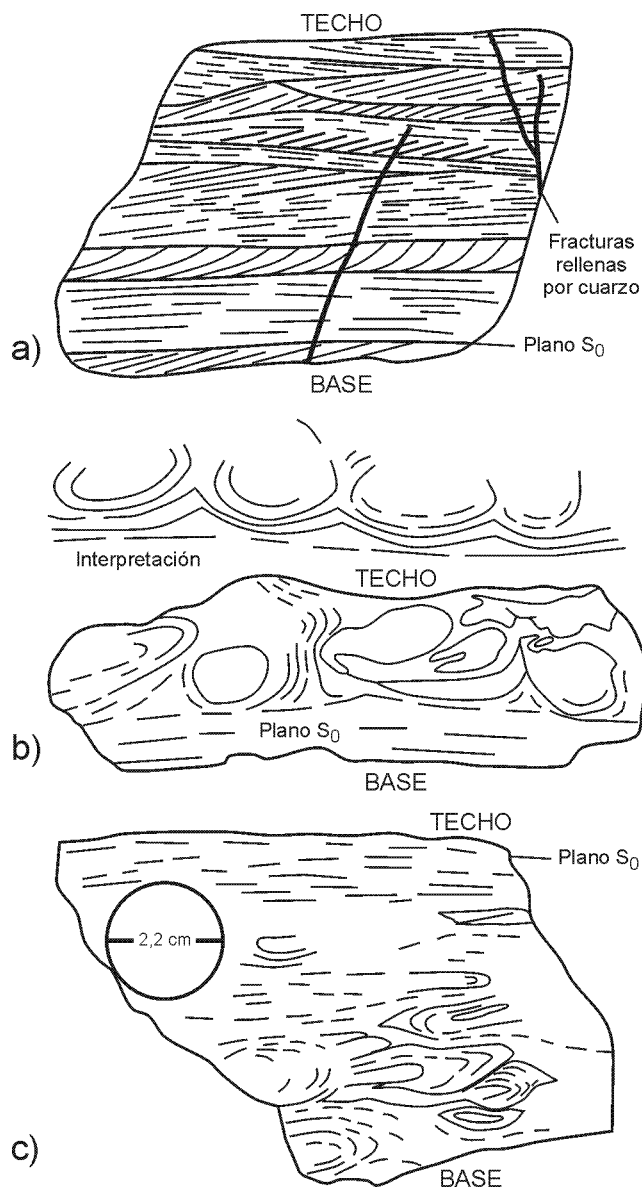
lado y antiforme-sinforme del otro, con planos axiales curvados que buzan hacia el núcleo del pliegue hasta coalescer en una superficie axial única, también curvada hacia el núcleo, formado éstos en conjunto una letra Y de brazos curvados. Asociados a estos pliegues, se encuentran niveles de despegue de espesor milimétrico, nucleados dentro de las capas pelíticas (Fig. 3b y 6), si bien son difíciles de reconocer en gran extensión debido a la mala conservación de los afloramientos.

Los pliegues por propagación de fallas son asimétricos, volcados, y se encuentran en aquellos lugares de la secuencia con una relación litológica invertida respecto a la descrita para los pliegues en caja: aquí las capas psamíticas son de mayor espesor que las capas pelíticas. En los afloramientos estudiados, se ha podido observar que la falla se hace paralela a las capas pelíticas, cortando hacia el techo a las capas psamíticas (Figs. 3c y 6). Sin embargo, en un caso, se ha observado que la falla corta con bajo ángulo tanto las capas pelíticas como las psamíticas, resolviéndose también en un pliegue de la misma naturaleza cuando termina la falla.

A su vez, los afloramientos hallados serían parte de pliegues mayores, a escalas deca-hectométricas, cuyo eje general deducido de la dispersión de  $S_0$  es  $N 126^\circ/60^\circ$  (Fig. 4). Este eje general coincide con los ejes de los pliegues menores: pliegues simétricos rectos, pliegues en caja y pliegues por propagación de fallas. Sin embargo, no se descarta que la dispersión mencionada se deba a desacomodos producidos por el desmembramiento de la unidad sedimentaria por efecto de la intrusión de los granitoides de Ambargasta.

La geometría y el estilo de los pliegues reconocidos difieren de Ichazo (1978) y Castellote (1982), quienes sólo mencionan que las corneanas de La Clemira están intensamente plegadas en plegamientos intrincados y disarmónicos. Esto último sería válido para los niveles de espesor decimétrico, en los que se reconoce el plegamiento convoluto, pero no para toda la secuencia.

Además de las estructuras mesoscópicas descritas, a escala microscópica se observan microestructuras de disolución por presión (Nicolas 1987, Knipe 1989) en las motas de cordierita (Fig. 3d). Estas motas, producto del metamorfismo de contacto, normalmente son de forma esférica, pero en las corneanas pelíticas de La Clemira se han encontrado niveles donde las motas adoptan formas elipsoidales por deformación. La disolución por presión, la cual sería postmetamórfica, está materializada por la pérdida de material de la mota, la que muestra discontinuidad y desencaje, además de la concentración residual de inclusiones marcada por biotita y minerales opacos en la costura de disolución (Fig. 3d). Otros rasgos de deformación microscópica son la orientación de la cara (001) en biotita de la matriz, que define una foliación  $S_1$  poco desarrollada. Basándose en estos rasgos microscópicos, se postula que estas rocas habrían sido acortadas posteriormente al metamorfismo de contacto. Esta deformación de grado bajo, que no desarrolla clivaje penetrativo salvo las microestructuras descritas, habría producido los pliegues simétricos rectos, el plegamiento en caja con despegue intercapas y la formación de fallas inversas que inducen pliegues por propagación de fallas. Dado que la intrusión del granito de Ambargasta y el metamorfismo de contacto tendrían



**Figura 5:** Estructuras sedimentarias primarias en las corneanas La Clemira. **a**, estratificación cruzada. **b**, estructuras de carga y **c**, plegamiento convoluto. Esquemas a partir de fotografías de muestras de mano. Diámetro de la moneda de escala: 2,2 cm (válido para los tres esquemas).

una edad cámbrica media, se estima que esta deformación sería cámbrica superior, edad que a su vez se encontraría acotada por las estructuras descriptas a continuación.

Se reconocen también una serie de pliegues monoclinales que afectan a  $S_0$ , de la misma escala que el plegamiento menor, formados por un flanco largo y un flanco corto, produciendo deflexiones de las capas, particularmente de las psamíticas, que simulan una especie de escalonamiento a lo largo de una misma capa (Fig. 6). Los ejes de estos pliegues están orientados  $N 135^\circ$ , con inmersiones entre  $54^\circ$  y  $80^\circ$  en la misma dirección. A lo largo de la falla, el flanco corto de estos pliegues monoclinales se afina progresivamente hasta discontinuarse en fallas directas orientadas  $N 330^\circ/75^\circ$  NE, mientras que el flanco largo se curva formando pliegues de arrastre coheren-

tes con la cinemática directa. Estas fallas directas, aparentemente, guardarían una relación de conjugación con las estructuras que alojan los pórfidos graníticos de Oncán (Fig. 1), dispuestos  $N 35^\circ/80^\circ$  SE ( $494 \pm 11$  Ma, Rapela *et al.* 1991;  $483 \pm 14$  Ma, Correa 2003) y emplazados en un ambiente extensional frágil. Esto sugiere una conexión genética entre ambos eventos, los que estarían así ligados al mismo fenómeno extensional del final del Cámbrico-principio del Ordovícico, que coincide con la orogenia irúyica en el comienzo del ciclo famatiniano.

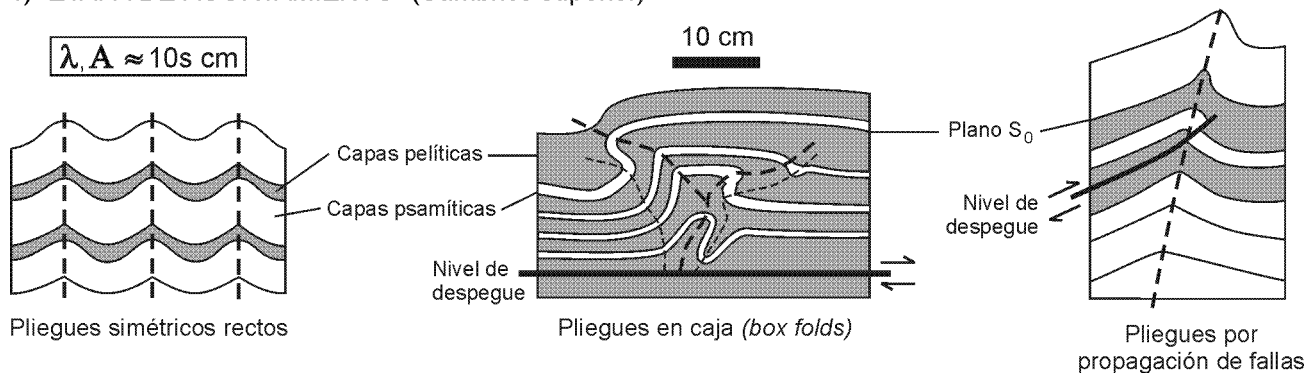
Por último, las corneanas están intensamente diaclasadas en tres juegos (Fig. 4), con espaciado centimétrico:  $N285^\circ/60^\circ$ N,  $N70^\circ/76^\circ$ N y  $N80^\circ/15^\circ$ N (esta última es subhorizontal). A los dos primeros, se asocian venillas de cuarzo de pocos milímetros de espesor.

### Consideraciones sobre el protolito de las corneanas La Clemira

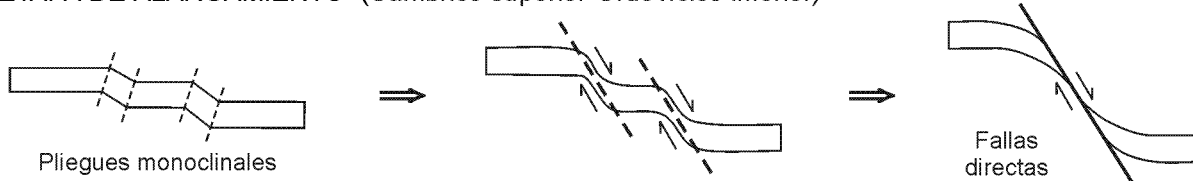
A pesar del metamorfismo de contacto, del desmembramiento de los cuerpos de corneanas y, en algunos casos, de la baja preservación de los afloramientos, podría interpretarse el conjunto pelítico-psamítico de La Clemira como una secuencia sedimentaria de tipo *flysch*. La carencia de fósiles dificulta la correlación regional de estas rocas. Tomando en cuenta las características litológicas y la restricción de ser sedimentitas metamorizadas durante el Cámbrico medio, se deduce que el protolito sería más viejo que éste, posiblemente correspondería a depósitos del Cámbrico inferior o Proterozoico superior. Se reconocen rocas sedimentarias del Paleozoico inferior hacia el este-noreste argentino, en el subsuelo de la llanura Chacopampeana; sin embargo, estas rocas difieren de manera contrastada con las de La Clemira, ya que se trata de cuarcitas y rocas calcáreas (Russo *et al.* 1979). En la sierra Norte de Córdoba, al sur del área estudiada, afloran conglomerados, areniscas y limolitas intercaladas con mantos de ignimbritas, estas últimas datadas recientemente en  $584 \pm 22/-14$  Ma (Llambías *et al.* 2003), que registran un metamorfismo regional de muy bajo grado (Formación La Lidia-Símbol Huasi, Lucero Michaut 1979). Además, en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y en el Noroeste argentino, hacia el oeste y norte de la región estudiada, se encuentran rocas metamorizadas regionalmente en bajo grado, derivadas de secuencias sedimentarias de tipo *flysch*, denominadas colectivamente como Formación Puncoviscana (*sensu lato*) cuyo protolito es Proterozoico superior-Cámbrico inferior (Buatois y Mángano 2003, y bibliografía citada allí). Las rocas de La Clemira no presentan metamorfismo regional, lo que impediría una correlación directa tanto con la Formación La Lidia-Símbol Huasi como con la Formación Puncoviscana.

Así, de acuerdo con lo que se conoce hasta el momento, las rocas de La Clemira serían los únicos relictos de rocas de origen sedimentario del Cámbrico inferior o Proterozoico superior en las Sierras Pampeanas que no han sufrido metamorfismo regional, aunque sí experimentaron metamorfismo de contacto por efecto de los granitoides de Ambargasta, preservando estructuras sedimentarias primarias. Las rocas de La Clemira podrían correlacionarse con ro-

## 1) ETAPA DE ACORTAMIENTO (Cámbrico superior)



## 2) ETAPA DE ALARGAMIENTO (Cámbrico superior-Ordovícico inferior)



## 3) ETAPA TARDÍA: Diaclasado

**Figura 6:** Evolución estructural posterior al metamorfismo de contacto (ver explicación en el texto). Esquemas a partir de las fotografías de la Fig. 3. Amplitud de onda (A), longitud de onda (l) de los pliegues y escala válidas para todas las estructuras.

cas sedimentarias análogas que afloran en los parajes El Resbaladero y Nispo, actualmente en estudio, ubicadas al sudoeste y fuera del área de la Fig. 1, sobre el margen occidental de la sierra de Ambargasta.

## Edad del metamorfismo de contacto

Castellote (1982) establece por el método K-Ar edades de  $517 \pm 15 \text{ Ma}$  para las corneanas de La Clemira y de  $500-517 \pm 15 \text{ Ma}$  (Cámbrico medio) para los granitoides de Ambargasta. Koukharsky *et al.* (1999) indicarían edades aún más viejas para los granitoides ( $567 \pm 16 \text{ Ma}$ , K/Ar en roca total), basados en la datación de las corneanas. Otras rocas metamórficas de contacto estudiadas por estos últimos autores, al oeste de San Francisco del Chañar (sierra Norte de Córdoba, fuera del área de la Fig. 1), dan valores de  $500 \pm 14 \text{ Ma}$ . Candiani *et al.* (en prensa) integran los granitoides de sierra Norte en el complejo homónimo y obtienen valores de  $515 \pm 4 \text{ Ma}$  mediante el método U/Pb en circón. Las edades más consistentes, tanto para las corneanas como para los granitoides y logradas por métodos distintos, serían las de Castellote (1982) y Candiani *et al.* (en prensa), por lo que se puede establecer una edad cámbrica media tanto para la intrusión como para el metamorfismo de contacto. Esta última edad también es cercana al cierre del magmatismo, fechado en  $494 \pm 11 \text{ Ma}$  (Rapela *et al.* 1991) y que podría extenderse hasta los  $483 \pm 14 \text{ Ma}$  (Correa 2003).

El metamorfismo de contacto se habría producido en facies de hornfels hornbléndico, en condiciones de presión por debajo de los 0,3 GPa y con temperaturas entre 530-670°C (Guereschi y Martino 2002), de acuerdo con la paragénesis principal desarrollada por las corneanas pelíticas ( $Qtz + Bt +$

$Crd \pm And$ ). Posteriormente a este metamorfismo, se habrían generado las estructuras de deformación descriptas.

## Evolución estructural posterior al metamorfismo de contacto

Basándose en las evidencias estructurales reconocidas, se establecen tres etapas evolutivas, posteriores al metamorfismo de contacto, para las corneanas de La Clemira (Fig. 6): (1) Acortamiento en el Cámbrico superior, paralelo a las capas, con generación de pliegues simétricos rectos, pliegues en caja asociados a niveles de despegue y pliegues por propagación de fallas. (2) Alargamiento en el límite cambro-ordovícico, con formación de fallamiento directo, con probable relación de conjugación con estructuras de fracturación frágil rellenas por los pórfidos de Oncán que marcan el final del magmatismo. (3) Etapa tardía: si bien no se ha podido establecer la relación del diaclasado con la deformación por acortamiento o alargamiento hallada, tomando en cuenta las venas que cortan toda la secuencia y que están asociadas a dos direcciones principales del diaclasado, tentativamente se asigna el diaclasado a esta etapa.

El régimen general de deformación postmetamórfica se habría desarrollado en el nivel estructural superior, por encima del frente de esquistosidad, tal como puede deducirse de las estructuras encontradas y de las condiciones de emplazamiento de los granitoides de Ambargasta a menos de 0,3 GPa de presión. Las estructuras reconocidas se corresponden con aquellas típicas encontradas en las fajas corridas y plegadas en las coberturas sedimentarias, aunque a otra escala dado que no sobrepasan la decena de centímetros.

A escala regional, estas etapas de deformación local, tanto

de acortamiento como de alargamiento, coincidirían con el período deformacional contraccional del Cámbrico superior-Ordovícico inferior, relacionado con las etapas póstumas de la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana, mientras que más al oeste, fuera del ámbito pampeano, estaría produciéndose el acercamiento del terreno Cuyania al margen gondwánico (Thomas y Astini 2003, Steenken *et al.* 2004).

## Agradecimientos

Se agradece a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica el aporte de los fondos para realizar estos estudios. Esta es una contribución al Proyecto BID 802/OC-AR / PICT 07-03581.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J. R. L., 1984. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Elsevier Science Publishers. Second revised edition. 30 (A, B): 593, 662 p., Amsterdam.
- Baldo, E., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito) 305 p.
- Bonalumi, A. A., 1988. Características geológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el Norte de la provincia de Córdoba y Sur de Santiago del Estero, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 2: 47-61. Santiago de Chile.
- Buatois, L. A. y Mángano, M. G., 2003. La icnofauna de la Formación Puncoviscana en el noroeste argentino: la colonización de fondos oceánicos y reconstrucción de paleoambientes y paleoecosistemas de la transición precámbrica-cámbrica. *Ameghiniana* 40 (1): 103-117.
- Candiani, J. C., Gaido, M. F. y Miró, R. Hoja Geológica 3163-I Jesús María. (Memoria y Mapa Geológico). Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires (en prensa).
- Castellote, P., 1982. Formación La Clemira y edad de su metamorfismo (Sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero). *Acta Geológica Lilloana* 16 (1): 259-269.
- Castellote, P., 1985. Algunas observaciones geológicas de la Sierra de Ambargasta y Sumampa, provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana* 16 (2): 71-76.
- Correa, M. J., 2003. Petrología y edad K-Ar de diques relacionados a la Formación Oncán, Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 664-668.
- Dorais, M. J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Fantini, R., Gromet, P., Simpson, C. y Northrup, C. J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implications for Laurentia-Gondwana Interactions. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 388-392, Buenos Aires.
- González, R. R., Cabrera, M. A., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M. P., Omil, D. M., Moyano, R. O. y Ojeda, J. R., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematación geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana* 16 (2): 289-318.
- Guerreschi, A. B. y Martino, R. D., 2002. Evolución textural de las corneanas de La Clemira, sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 180-183, El Calafate.
- Hudleston, P. J., 1986. Extracting information from folds in rocks. *Journal of Geological Education* 34: 237-245.
- Ichazo, G. J., 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso en la Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (4): 345-354.
- Knipe, R. J., 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology* 11 (1-2): 127-146.
- Koukharsky, M., Munizaga, F., Leal, P., Correa, M. J. y Brodtkorb, M. K. de, 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte de Córdoba ranges, Argentina. Actas 2<sup>nd</sup> South American Symposium on Isotopic Geology: 76-77, Villa Carlos Paz.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum, A. M. y Moreno, R. S., 1996. Granitoides calcoalcalinos de arco magmático en la Sierra Norte de Córdoba. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 3: 497, Mendoza.
- Llambías, E. J., Gregori, D., Basei M. A., Varela R. y Prozzi, C., 2003. Ignimbritas riolíticas neoproterozoicas en la Sierra Norte de Córdoba: ¿evidencia de un arco magmático temprano en el ciclo Pampeano? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (40): 572-582.
- Lucero Michaut, H. N., 1979. Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, Sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 293-347. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2002. Yacencia, estructura interna y evolución estructural de las corneanas de La Clemira, sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 184-187, El Calafate.
- Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2004. Estructura de las Metamorfitas de Pozo del Macho, Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial: 131-136.
- Martino, R. D., Panceyra, R. A., Guerreschi, A. B. y Sfragulla, J. A., 1999. La Faja de Cizalla de Sauce Punco, Sierra Norte de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 436-440.
- Millone, H. A., Moreno, R. S., Lira, R. y Kirschbaum, A. M., 1994. An ancient collapse breccia and caldera-type structures spatially associated with Mn-Ba mineralization in the Sierra Norte Ranges, Córdoba Province, Argentina. 9<sup>th</sup> Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits, Abstracts 1: 249-252. Beijing.
- Murra, J. A. y Baldo, E. G. A., 1996. El Granito de Capilla del Monte y su encajonante ígneo - metamórfico, Sierras Pampeanas de Córdoba. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Explotación de Hidrocarburos 3: 499-505, Mendoza.
- Nicolas, A., 1987. Principles of Rock Deformation. D. Reidel Publishing Company, 208 p. Dordrecht.
- Quartino, B. J. y Quartino, G. P., 1996. Las Sierras Australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 1: 563-574, Mendoza.
- Ramsay, J. G., 1977. Plegamiento y Fracturación de Rocas. Ed. Blume, 590 p., Barcelona.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J. y Bonalumi, A. A., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno: 16-22, Viña del Mar.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications 142: 181-217.
- Russo, A., Ferrello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chacopampeana. 2°



- Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 139-183. Córdoba.
- Steenken, A., Wemmer, K., López de Luchi, M. G., Siegesmund, S. y Pawlig, S., 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (4): 1171-1195.
- Stuart-Smith, P., Miró, R., Pieters, P. E., Lyons, P., Sims, J. P. y Camacho, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Explotación de Hidrocarburos 2*: 147, Mendoza.
- Suppe, J., 1985. *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 537 p., New Jersey.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 77-79.

**Recibido:** 09/02/04

**Aceptado:** 30/05/05