

# LA FAJA DE CIZALLA DÚCTIL DOBLE-VERGENTE DEL NOROESTE DE LA SIERRA DE VELASCO: DEFORMACIÓN DE LA CORTEZA MEDIA DURANTE LA OROGENIA FAMATINIANA

Mariano A. LARROVERE<sup>1,2</sup>, Pablo H. ALASINO<sup>1,2</sup> y Edgardo G. BALDO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica La Rioja, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Anillaco.

<sup>2</sup> Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja, La Rioja.

<sup>3</sup> CICTERRA (CONICET-UNC), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba.

E-mail: marianlarro@gmail.com

## RESUMEN

Estudios de campo, petrográficos y estructurales sobre rocas miloníticas del norte de la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero, en la sierra de Velasco, revelan la existencia de fajas de cizalla conjugadas con cinemática inversa generadas en condiciones de grado medio a alto de metamorfismo como resultado del acortamiento orogénico. La faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero está compuesta por milonitas y protomilonitas de protolitos graníticos y representa a escala regional un elemento megaestructural de extensión areal con una distribución de la deformación interna relativamente uniforme. El rango térmico estimado para la deformación dúctil fue de 500 a 700 °C, con presiones en el campo de estabilidad de la sillimanita. La faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero muestra una doble vergencia en su estructura principal definida por superficies de cizalla C de rumbo N/NNO y buzamientos hacia el O y ENE. La cinemática es inversa, con movimientos en sentidos contrapuestos relacionados a una dirección general de acortamiento E/ENE. La estructura doble-vergente con desplazamientos inversos de los bloques en contrasentido es interpretada como una zona “raíz” de la corteza media donde se nuclea la deformación y desde la cual divergen hacia niveles superiores fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen, a escala cortical, un sistema conjugado de fajas de cizallamiento. Este evento de deformación dúctil se desarrolló en un régimen tectónico compresivo durante la orogénesis famatiniana en sus fases deformacionales sin- a post-climax orogénico.

**Palabras clave:** *Estructura, Cinemática, Metamorfismo, Faja de cizalla Señor de La Punta-El Cantadero, Sierras Pampeanas*

## ABSTRACT

*The double-vergent ductile shear zone of northwestern sierra de Velasco: Deformation of the middle crust during the Famatinian orogeny*

Field, petrographic and structural studies in mylonitic rocks from the northern part of the Señor de La Punta-El Cantadero ductile shear zone, sierra de Velasco, reveal the existence of conjugate ductile shear zones with reverse kinematics generated at medium- to high-grade metamorphic conditions in response to crustal shortening. The Señor de La Punta-El Cantadero ductile shear zone is composed of mylonites and protomylonites derived from granites. At regional scale, it represents a megastructural element of areal extension with a relatively uniform strain distribution. Estimated metamorphic conditions during ductile deformation range from 500 to 700 °C, at pressures consistent with the sillimanite stability field. The Señor de La Punta-El Cantadero ductile shear zone shows a main double-vergent structure defined by C planes that strike with N/NNW and dip toward the W and ENE. The kinematics is reverse, with displacements in opposite senses linked to an E/ENE regional principal shortening direction. This main structure is interpreted as a mid-crustal “root zone” where deformation is nucleated and from which, discrete ductile shear zones with opposite vergency, diverge towards upper crustal levels. These structural features define, at crustal scale, a conjugate system of shear zones. This ductile deformational event occurred during syn- to post-orogenic climax deformational phases of the famatinian orogeny in a contractional tectonic regime.

**Keywords:** *Structure, Kinematics, Metamorphism, Señor de La Punta-El Cantadero shear zone, Sierras Pampeanas*

## INTRODUCCIÓN

Las fajas de cizalla dúctil son zonas planas de alta deformación interna gene-

radas por deformación por cizalla simple dominante bajo condiciones de metamorfismo y representan un registro exhumado de una etapa deformacional discreta de

la corteza (Ramsay 1980, White *et al.* 1980, Trouw *et al.* 2010). En ellas se forman rocas miloníticas que se caracterizan por tener una marcada fábrica plano-lineal SL,

una matriz de grano fino con porfiroclastos, y elementos de la fábrica con cierta asimetría (Trouw *et al.* 2010). En el ámbito de las Sierras Pampeanas, existen importantes zonas de cizalla dúctil que han sido estudiadas y caracterizadas de manera diferencial (López 1992, López *et al.* 1992, 1996, 2007, López y Toselli 1993, Le Corre y Rossello 1994, Höckenreiner *et al.* 2003, Martino 2003, Martino *et al.* 2003, Simpson *et al.* 2003, Whitmeyer y Simpson 2003, Delpino *et al.* 2007, Castro de Machuca *et al.* 2008, Larrovere *et al.* 2008, Steenken *et al.* 2008, 2010, Mulcahy *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2014, Finch *et al.* 2015). Las mismas han sido relacionadas a la actividad tectónica compresiva-transpresiva del margen proto-Andino de Gondwana durante el Paleozoico (Willner *et al.* 1987, Le Corre y Rossello 1994, Mon y Hongn 1996, Ramos *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998a, Aceñolaza *et al.* 2002). Una de estas zonas de cizalla de distribución regional es la denominada Tinogasta-Pituil-Antinaco (TIPA; López y Toselli 1993), que se extiende en dirección NNO desde el sur de la sierra de Fiambalá en la provincia de Catamarca hasta el extremo sur de la sierra de Velasco en la provincia de La Rioja. Si bien las rocas miloníticas de la faja de cizalla TIPA abarcan volúmenes importantes del basamento ígneo-metamórfico de la sierra de Velasco, pocos estudios han avanzado en el conocimiento de las mismas (López *et al.* 1992, 1996, 2007, López y Toselli 1993, Le Corre y Rossello 1994, Rossi *et al.* 1999, 2005, López 2005, Toselli *et al.* 2005). Por lo tanto, su distribución, composición, estructura, cinemática, condiciones de formación, edad y sus relaciones de campo con otras unidades litológicas que componen el basamento ígneo-metamórfico de la sierra de Velasco permanecen aun pobremente caracterizadas. Debido a que, en su definición original, la extensión de la faja TIPA abarca varias fajas de deformación menores que afloran en diferentes bloques de basamento cristalino (sierras de Velasco, Fiambalá, Paimán, y Copacabana), Toselli *et al.* (2005) y López *et al.* (2007) han individualizado seis fajas de deformación dúctil sólo en la sierra de

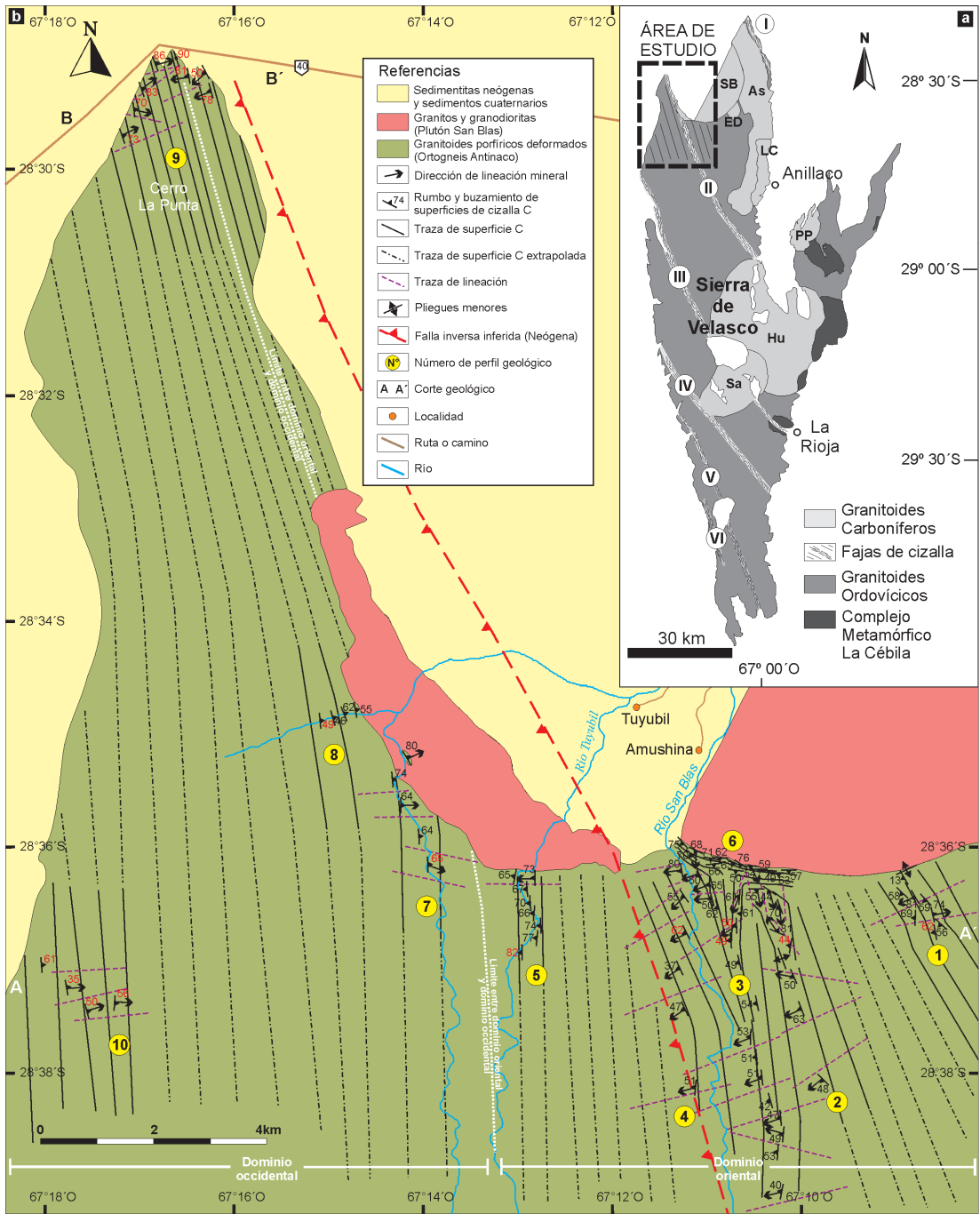
Velasco, entre ellas la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero (FCSP). En esta contribución concentramos nuestros estudios en el sector norte de dicha faja, región noroccidental de la sierra de Velasco. En primer lugar, caracterizamos en forma detallada la composición litológica y la estructura de la faja de cizalla. En segundo lugar, basados en esta nueva información y estudios previos, analizamos las condiciones de metamorfismo y la cinemática de la deformación dúctil en este sector. Por último, discutimos su significado tectónico y su relación con los eventos orogénicos paleozoicos que estructuraron la corteza continental del margen proto-Andino de Gondwana.

## MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Velasco está compuesta casi en su totalidad por rocas ígneas plutónicas y rocas metamórficas que evolucionaron durante dos episodios tectónicos principales delimitados claramente en el tiempo: la orogenia Famatiniana (Cámbrico superior - Silúrico inferior a medio) y el evento tectonomagmático carbonífero (Misisipiano Inferior - Medio). La orogenia Famatiniana está caracterizada por un metamorfismo regional y abundante magmatismo coetáneos (Pankhurst *et al.* 2000) desarrollados desde el Cámbrico tardío al Ordovícico Temprano-Medio, y por fajas de cizalla dúctil que habrían actuado hasta el Silúrico temprano-medio (López *et al.* 2000, Castro de Machuca *et al.* 2008, Wegmann *et al.* 2008, Steenken *et al.* 2010). En la sierra de Velasco el metamorfismo está representado por el complejo metamórfico La Cébila (CMLC). El mismo aflora en forma discontinua sobre el flanco oriental de la sierra (Fig. 1a) y está compuesto por metacuarcitas, filitas, esquistos, gneises y migmatitas relacionados a un metamorfismo regional progradante de baja presión (Espizúa y Caminos 1979, Verdecchia 2009). Las máximas condiciones del pico térmico alcanzado en las rocas de mayor grado metamórfico fueron  $T \approx 780$  °C y  $P \approx 5$  kbar, y la edad de la migmatización fue determinada en  $478 \pm 4$  Ma (U-Th-Pb en monaci-

ta mediante análisis de microsonda electrónica; de los Hoyos *et al.* 2011). La edad mínima de depositación de los protolitos del complejo metamórfico La Cébila está marcada por la preservación de braquiópodos del género *Ffynnonia* cuya edad relativa corresponde al Ordovícico Temprano a Medio (Verdecchia *et al.* 2007). Los patrones de edades herencia en circones detríticos indican fuentes de proveniencia pampeana (~520-540 Ma), brasiliana (~570-640 Ma), grenvilliana (~980-1150 Ma) y paleoproterozoica (~2050-2200 Ma) (U-Pb SHRIMP, Rapela *et al.* 2007; U-Pb LA-ICP-MS, Adams *et al.* 2011; U-Pb SHRIMP, Verdecchia *et al.* 2011). El magmatismo Famatiniano en esta sierra muestra una variación composicional representada por granitoides tipo S, tipo I, y transicionales I/S indicativa de mezcla en proporciones variables de fuentes corticales de origen metasedimentario y fuentes máficas provenientes de la corteza inferior/manto litosférico (Pankhurst *et al.* 2000, Grosse *et al.* 2011). Los diferentes tipos de magmatismo son sincrónicos con edades de cristalización acotadas entre los ~480 Ma y ~460 Ma (Pankhurst *et al.* 2000, Rapela *et al.* 2001, Báez *et al.* 2008, de los Hoyos *et al.* 2011). La superposición entre las edades de metamorfismo, magmatismo y depositación sedimentaria denota de manera amplia el carácter relativamente sincrónico de procesos geológicos mayores desarrollados a diferentes niveles corticales en el margen de subducción de Gondwana durante esta orogenia.

Las fajas de cizalla dúctil de la sierra de Velasco representan la parte meridional de una zona de cizalla de distribución regional desarrollada en dirección NNO denominada "faja milonítica TIPA" (López y Toselli 1993). Los protolitos de esta faja están representados mayormente por monzogranitos y granodioritas (López y Toselli 1993) de edad ordovícica (Pankhurst *et al.* 2000, Báez *et al.* 2008). Aquí, cinco fajas de cizalla fueron diferenciadas por Toselli *et al.* (2005): Asha, Señor de La Punta-Cantadero, Antinaco-Sanagasta, La Puerta y Paluqui; y otra reconocida por López *et al.* (2007) denominada La Horqueta (Fig. 1a). Todas ellas



**Figura 1:** a) Ubicación del área de estudio en la sierra de Velasco, modificado a partir de López *et al.* (2007) y Grosse *et al.* (2009). Fajas de cizalla dúctil: I- Asha, II- Señor de La Punta-El Cantadero, III- Antinaco-Sanagasta, IV- La Horqueta, V- La Puerta, VI- Paluqui; b) Mapa geológico del noroeste de la sierra de Velasco. Plutones carboníferos: As- Asha, ED- El Durazno, Hu- Huaco, LC- La Costa, PP- Piedra Pintada, Sa- Sanagasta, SB- San Blas.

están compuestas por milonitas y protomilonitas con rumbo NNO e inclinación alta hacia el ENE (López *et al.* 2007). Estudios cinemáticos sugieren para el sector norte de la faja Antinaco-Sanagasta movimientos compresivos con cabalgamiento de bloques hacia el O (López *et al.* 1992, 1996) en condiciones de facies de anfibolita (625-700 °C y 6,5-8 kbar) por la presencia del par mineral cianita-sillimanita (Rossi *et al.* 1999) y movimientos de carác-

ter extensional posteriores relacionados a la formación de cataclasitas (López 2005), mientras que para la parte norte de la faja La Horqueta, López *et al.* (2007) determinaron movimientos inversos con componentes sinistres para la cizalla dúctil. Hasta el momento, la edad de la deformación no coaxial que genera las fajas de cizalla de la sierra de Velasco no ha sido determinada, aunque pueden ser acotadas entre el Ordovícico Temprano (edad de

los protolitos granitoides) y el Carbonífero (Missisipiano) ya que son intruídas por granitoides no deformados de dicha edad (Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2009). En la sierra de Copacabana, parte norte de la “faja milonítica TIPA”, López *et al.* (2000) dataron muscovitas de un pegmatóide boudinado mediante el método K-Ar obteniendo una edad de  $436 \pm 10$  Ma, y en la sierra de Fiambalá Höckenreiner *et al.* (2003) determinaron edades de

402 ± 2 Ma en bordes de granates crecidos sintectónicamente mediante la metodología Sm-Nd. El evento deformacional evidenciado en la “faja milonítica TIPA” ha sido correlacionado con la colisión final entre el arco magmático Famatiniano y el antepaís Pampeano (Höckenreiner *et al.* 2003), o relacionado a los esfuerzos generados durante la fase orogénica Oclóyica perteneciente al orógeno Famatiniano (López 2005).

El evento tectonomagmático carbonífero, evidenciado en gran parte de las Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.* 2010), está representado en la sierra de Velasco por varios plutones (Huaco, Sanagasta, San Blas; Fig. 1a) de formas sub-elípticas y composiciones sieno- a monzograníticas (Báez y Basei 2005, Grosse *et al.* 2009). Los mismos no presentan deformación interna y cortan la foliación milonítica existente en las rocas que intruyen (Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2009). Mayormente los granitoides carboníferos muestran firmas geoquímicas de magmatismo tipo-A y su génesis ha sido relacionada a un ambiente geotectónico post-orogénico (Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2009), anorogénico (Dahlquist *et al.* 2010) o extensional de retro-arco relacionado a subducción (Alasino *et al.* 2012). Algunos cuerpos ígneos con firma geoquímica tipo-S también han sido reconocidos (Plutón La Costa, Alasino *et al.* 2006).

## LA FAJA DE CIZALLA DÚCTIL SEÑOR DE LA PUNTA-EL CANTADERO

### Relaciones de campo, litología y estructura

Las rocas miloníticas que componen la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero se extienden en dirección NNO por unos 60 km de largo y 25 km de ancho aproximadamente, abarcando la parte noroccidental de la sierra de Velasco (Fig. 1a) y son denominadas en este sector como ortogneis Antinaco (Rossi *et al.* 1999). La faja de deformación limita al oeste y noroeste con depósitos sedimentarios modernos suprayacentes, al nor-

te, noreste y este con los plutones carboníferos San Blas, Asha y La Costa que la intruyen, al igual que el plutón Huaco en su límite sureste. En su parte suroriental también es limitada tectónicamente por una falla inversa neógena buzante al oeste, que eleva y bascula el bloque de basamento. Si bien la esta faja ha sido representada en mapas actuales como un elemento megaestructural lineal y discreto elongado en la dirección de rumbo (Fig. 1a), su extensión también es considerable en la dirección de buzamiento y por lo tanto representa, a escala regional, un área más que un elemento lineal. En este trabajo concentramos nuestros estudios en el sector norte de la faja de cizalla, en un área de 20 km de longitud por 15 km de ancho (Fig. 1).

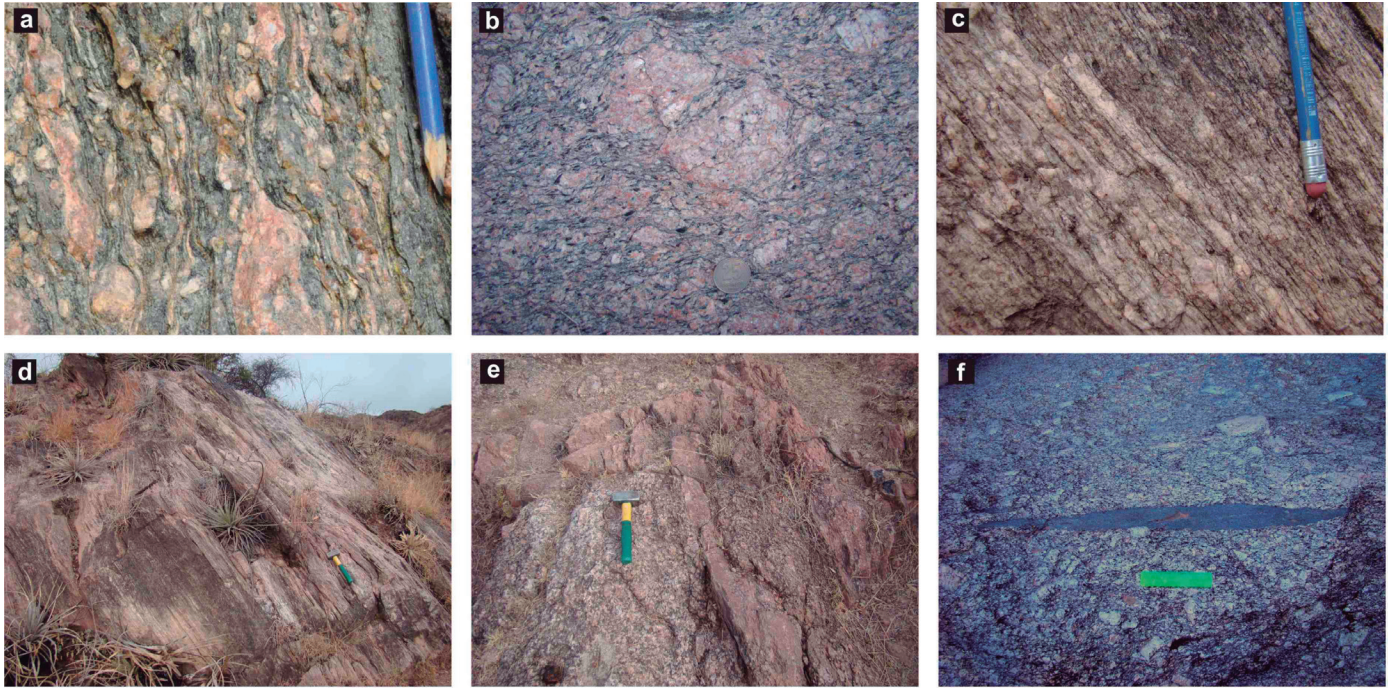
En el área de estudio la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero está compuesta principalmente por milonitas y protomilonitas, cuyos protolitos correspondieron mayormente a granitoides ordovícicos, biotítico-muscovíticos, porfíricos y de grano grueso. Las milonitas son predominantes, especialmente en el sector nor-occidental (Cerro La Punta; Fig. 1b), mientras que en el sector centro y sur muestran transiciones a protomilonitas, y en menor medida a granitoides poco deformados al sureste. Escasas fajas menores de ultramilonitas también fueron observadas, nunca superando los 30 cm de espesor.

Las milonitas y protomilonitas presentan porfiroclastos de feldespato potásico de hasta 20 cm de longitud rodeados por una matriz de grano fino a medio de mica, cuarzo y feldespato (Figs. 2a, b). En menor medida se observan porfiroclastos menores (~1 a 2 cm) de plagioclasa, biotita y granate. Si bien la mayoría de los protolitos de la faja de deformación corresponden a granitoides porfíricos biotítico-muscovíticos, se han observado también milonitas leucocráticas con muscovita y granate que se corresponderían con diques o cuerpos menores de leucogranitos equigranulares intruidos en los granitos porfíricos previamente a la deformación subsólida (Figs. 2c, d, e). En las rocas miloníticas de protolitos grani-

toides es común observar xenolitos meta-sedimentarios aplastados y reorientados por la deformación milonítica (esquistos y gneises de protolitos pelíticos y grauváquicos; Fig. 2f).

La estructura general de la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero está definida por una fábrica S/C. Las variaciones observadas en la orientación de las superficies de cizalla C permiten diferenciar dos dominios estructurales principales (Fig. 1b): 1- dominio oriental (sector suroriental y nororiental del área de estudio, perfiles 1, 2, 3, 4, 5 y parcialmente el 9); y 2- dominio occidental (sector occidental del área de estudio, perfiles 7, 8, 9 y 10). En el dominio oriental la superficie C posee rumbo predominante N y buzamientos de medio a alto ángulo hacia el O (orientación media N350°/60°O; Fig. 3). En este dominio la orientación de la superficie C varía de este a oeste, donde los buzamientos tienden a aumentar y el rumbo cambia gradualmente de NNO a N. Localmente, en el contacto sur con el plutón San Blas, la superficie C muestra un cambio en la orientación con rumbo predominante ONO y buzamiento SSO, y en menor medida rumbo E y buzamiento hacia el S (orientación media N104°/62°S), siguiendo la dirección del contacto intrusivo con el plutón San Blas (perfil 6, Fig. 1b). A diferencia del anterior, el dominio occidental está caracterizado por tener buzamientos hacia el ENE de alto a medio ángulo, mientras que el rumbo es similar, predominantemente NNO-SSE (orientación media N346°/66°E; Fig. 3). Los buzamientos se hacen menores hacia el oeste del dominio. En la parte norte del dominio occidental (sector Señor de La Punta; perfil 9, Fig. 1b) los buzamientos presentan muy alto ángulo hacia el ENE y gradualmente se invierten hacia el O y OSO (dominio oriental).

En las rocas miloníticas se reconocen lineaciones de objeto, tanto de minerales (biotita y muscovita) como de agregados minerales (cuarzo-feldespáticos, micáceos; Fig. 4a). Las mismas tienen direcciones predominantes ENE e inmersiones hacia el OSO en el dominio oriental (dirección media 242°/58°), y direcciones

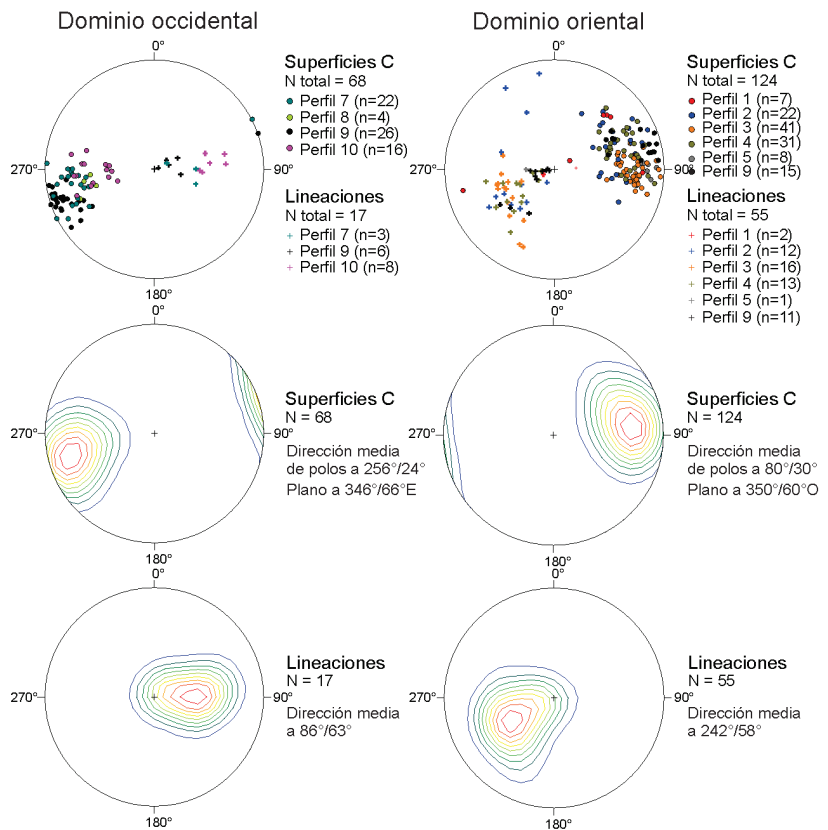


**Figura 2:** a) Milonita y b) protomilonita formadas a partir de protolitos de granitoides porfíricos biotítico-muscovíticos; c) y d) Milonitas formadas a partir de leucogranitos equigranulares; e) Protomilonitas formadas a partir de ambos protolitos. Notar que los diques de leucogranito intruyen al granitoide porfírico y que ambos fueron afectados por la deformación dúctil. El rumbo de la superficie C está orientado siguiendo la dirección marcada por el mango del martillo; f) Xenolito metasedimentario deformado dúctilmente en protomilonita.

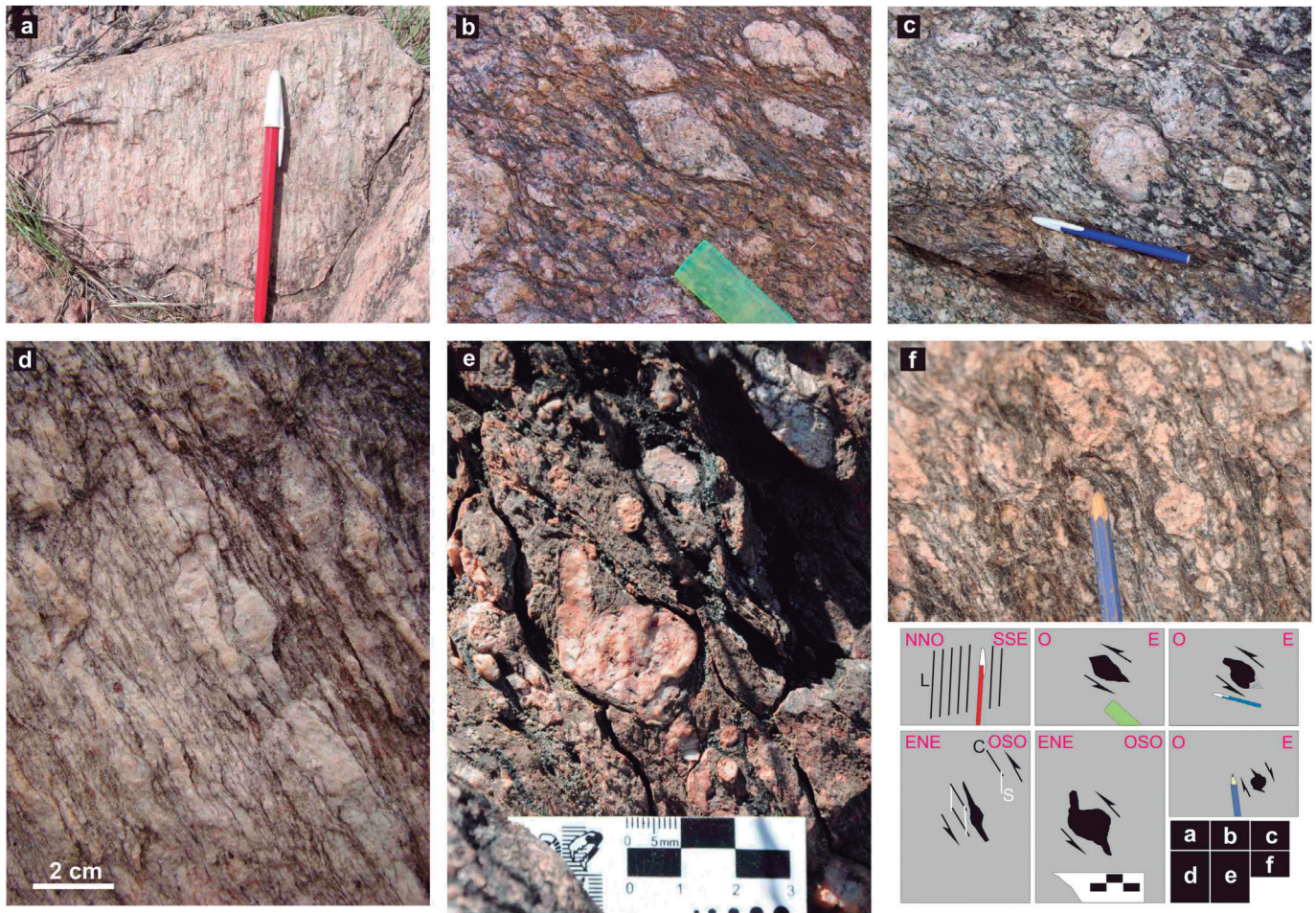
E e inmersiones hacia el E en el dominio occidental (dirección media 86°/63°; Fig. 3). Paralelos a la lineación de estiramiento y normales al plano de foliación se observan a escala mesoscópica porfiroclastos tipo-σ, tipo-δ, tipo-φ y con formas tipo “fish” (Figs. 4b-f), principalmente desarrollados a partir de los fenocristales de feldespato potásico del granitoide porfírico.

**Petrografía**

*Textura general y composición mineral:* Las milonitas formadas a partir de granitoides porfíricos biotítico-muscovíticos presentan foliación anastomosada definida por agregados elongados compuestos por biotita y muscovita que rodean a los porfiroclastos de feldespato, y la presencia de bandas y lentes ricos en cuarzo. Sillimanita, granate, y cianita se observan en milonitas del dominio estructural occidental. Dos generaciones de biotita, muscovita, microclino, y plagioclasa pueden diferenciarse, no así en el cuarzo. La generación-1 de cada mineral se caracteriza por ser de mayor tamaño, con forma lenticular, y presentar evidencias de deformación interna, mientras que la genera-



**Figura 3:** Proyecciones equiareales sobre el hemisferio inferior de polos de superficies C y de lineaciones minerales de los dos dominios estructurales diferenciados en la zona de estudio. También son exhibidos los diagramas de densidad de polos.



**Figura 4:** a) Líneación de objeto representada por agregados minerales cuarzo-feldespáticos y muscovita en milonita de protolito leucogranítico. La lineación es subvertical, siguiendo la dirección marcada por la orientación de la lapicera. b) a f) Indicadores cinemáticos desarrollados principalmente a partir de fenocristales de feldespato potásico: b) Feldespato “fish”; c) Porfiroclasto tipo- $\sigma$ , con sólo una cola bien desarrollada; d) Porfiroclasto tipo- $\sigma$  y fábrica S-C; e) y f) Porfiroclastos tipo- $\delta$ . b) a e) muestran cinemática inversa con desplazamientos del techo hacia el O y ENE, mientras que en f) la cinemática es directa.

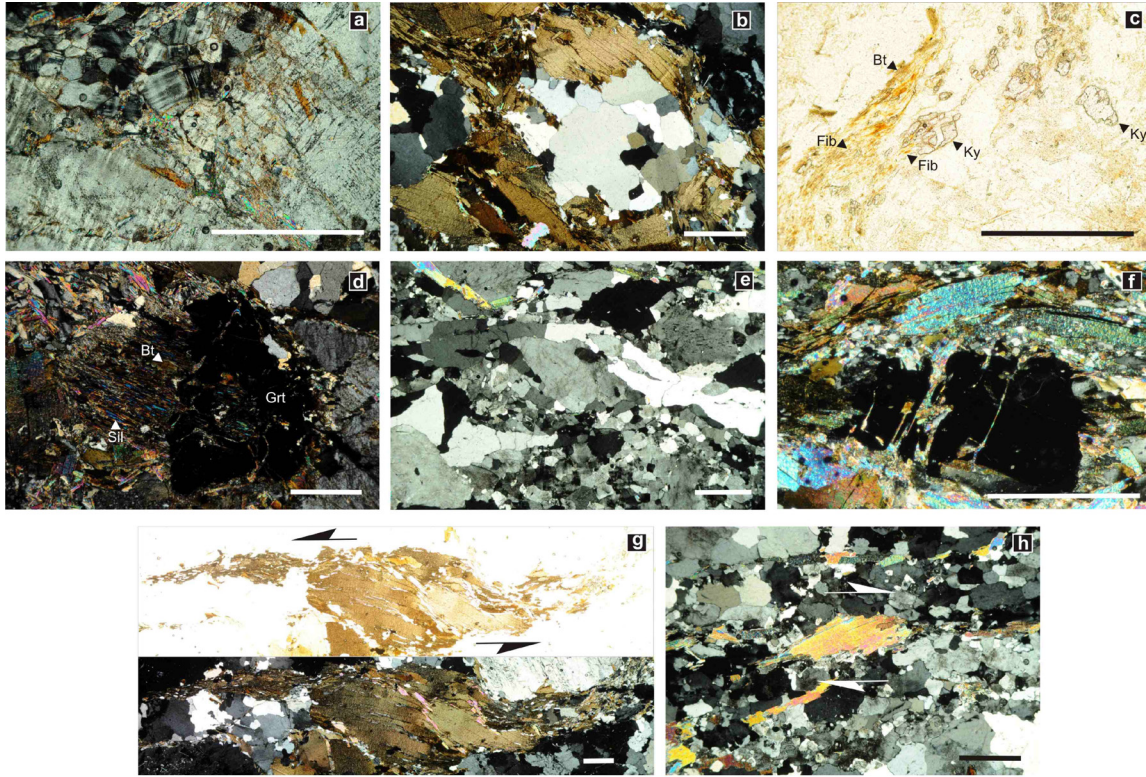
ción-2 es de menor tamaño, con límites irregulares y/o formas poligonales, asociada a procesos de recristalización (ver apartado siguiente). Microclino-1 y plagioclasa-1 aparecen como porfiroclastos, rodeados parcialmente por microclino-2 (Fig. 5a) y plagioclasa-2 respectivamente. Algunas mirmequitas se desarrollan en los bordes de microclino-1. Plagioclasa-1 se observa fuertemente alterada a sericita y muscovita, y también aparece en la matriz como granos menores a los porfiroclastos. La biotita-2 es tabular y se desarrolla alrededor de biotita-1 (Fig. 5b) y en los extremos de los feldespatos. La muscovita-2 se desarrolla junto con biotita-2 y en los bordes y límites de recristalización intragranulares del microclino-1. El cuarzo se observa recristalizado, mayor-

mente limpio, y distribuido en agregados inequigranulares o formando cintas monominerales (Fig. 5b). El granate es euédrico a subédrico. Los cristales subédricos suelen presentar bordes irregulares y aparecen en el contacto con los xenolitos metasedimentarios. Biotita y sillimanita se desarrollan a partir del mismo. La cianita es escasa, aparece como granos relictos desmembrados (Fig. 5c), a veces asociada a muscovita-1. La sillimanita se observa en dos variedades: (a) como fibrolita, en forma de usos, generándose a partir de la biotita-1, muscovita-1, y cianita (Fig. 5c), y (b) como sillimanita en cristales aciculares desarrollados a partir de granate (Fig. 5d).

Al igual que las milonitas derivadas de los granitoides porfíricos, las protomilonitas

presentan foliación anastomosada definida por agregados compuestos por biotita, muscovita y sillimanita rodeando porfiroclastos de feldespato. Granate y cianita aparecen como minerales accesorios. También se observan dos generaciones de biotita, muscovita, microclino, y plagioclasa. La sillimanita se presenta en forma de usos como fibrolita, formándose a partir de la biotita-1 y muscovita-1, aunque también aparece en los bordes de plagioclasa-1. La cianita aparece asociada a muscovita-1 como granos relictos desmembrados.

Las milonitas formadas a partir de protolitos félsicos presentan foliación definida por bandas y lentes cuarzo-feldespáticos anastomosados. La relación de tamaño porfiroclasto/matriz de los granos mine-



**Figura 5:** a) Granos poligonales recrystalizados de microclino-2 (arriba, izquierda y centro) desarrollados sobre el borde de microclino-1 conformando microestructuras de núcleo y manto en los porfiroclastos; b) Biotita-1 flexurada (arriba, centro) junto a granos menores tabulares de biotita-2 (arriba, izquierda). En el centro se observan agregados de cuarzo recrystalizado dinámicamente por migración de límite de granos a altas temperaturas (*GBM-recrystallization*); c) Cianita relicta reconocible en la microfotografía por su alto relieve. Fibrolita en forma de usos se desarrolla a partir de biotita-1 y cianita; d) Cristales aciculares de sillimanita y cristales tabulares de biotita-2 desarrollados a partir de granate; e) Granos poligonales de microclino-2 y plagioclasa-2 describiendo una estructura en espuma (*foam structure*) producto de la recrystalización (abajo, centro). Cintas monominerales de cuarzo con granos de formas rectangulares bordeando a porfiroclasto sigmoidal de microclino-1; f) Granate con fracturas internas orientadas a alto ángulo con respecto al eje de mayor longitud del grano; g) Formas *fish* compuestas por varios granos de biotita mostrada a nicoles paralelos (arriba) y a nicoles cruzados (abajo). Movimiento inverso del techo hacia el oeste; h) Muscovita *fish* en milonita de protolito félsico con movimiento inverso del techo hacia el este. En todas las microfotografías la escala gráfica es de 1mm.

rales es menor en estos protolitos. Están compuestas por microclino, plagioclasa, y cuarzo, y en menor medida por muscovita, biotita y granate. Es común encontrar dos generaciones de los minerales mayoritarios como fue observado en las milonitas descritas anteriormente. El microclino-1 se presenta en granos mayores elongados, con formas sigmoidales o lenticulares de bordes irregulares. El microclino-2 se observa como granos menores poligonales localizado en los bordes o en zonas internas del microclino-1, como así también en cintas monominerales y agregados granoblásticos (Fig. 5e). La plagioclasa-1 se observa como granos mayores elongados de forma lenticular, muy alteradas a caolinita, sericita, y muscovita. La plagioclasa-2 se observa en la matriz en agregados de granos menores poligonales (Fig. 5e). El cuarzo aparece en gra-

nos muy elongados y con bordes irregulares (a veces en contacto con microclino). También se lo observa formando cintas monominerales que bordean los porfiroclastos de feldespato más rígidos (Fig. 5e). La muscovita-1 se observa en granos mayores de forma lenticular. La muscovita-2 es de menor tamaño, con hábito tabular, presente en la matriz o en los extremos de la muscovita-1. La biotita es muy escasa, presente sólo en la matriz como granos menores tabulares. El granate es euhedral y aparece como mineral accesorio. Los xenolitos metasedimentarios deformados incluidos en las rocas miloníticas están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, sillimanita y muscovita, ésta última sólo presente en las metapelitas. Presentan textura granolepidoblástica a lepidolepidoblástica algo anastomosada, con in-

cipiente fábrica S-C. El cuarzo aparece recrystalizado en granos menores poligonales o como granos anhedrales. Algunos presentan mayor tamaño y se agrupan en lentes monominerales con granos de bordes irregulares e interlobados. La plagioclasa se observa en granos menores anhedrales y poligonales. La biotita-1 aparece como granos mayores subhedrales, a veces lenticulares, mientras que la biotita-2 se presenta en láminas menores subhedrales. El granate se observa en diferentes formas: (a) relicto, en pequeños granos anhedrales; (b) esquelético y poiquilítico, con inclusiones orientadas paralelas a la foliación externa; (c) elongado, lenticular, con bordes irregulares, con fracturas internas orientadas a alto ángulo con respecto al eje de mayor longitud del grano (Fig. 5f); (d) elipsoidal, con bordes muy irregulares, y fracturas finas a al-

to ángulo del eje de mayor longitud y (e) anhedral, muy desmembrado (fracturas con amplia separación) y con bordes muy irregulares. Las fracturas en los granates están rellenas por muscovita-2 y en menor medida por biotita-2. La muscovita-1 se observa como granos mayores subhedrales, algunas lenticulares. La muscovita-2 aparece en granos menores laminares subhedrales asociados a plagioclasa y cuarzo, o desarrollándose en los bordes y fracturas del granate. La sillimanita se forma a partir de la biotita-1, en su variedad fibrolita en forma de usos, y en menor medida como cristales aciculares relacionadas a los usos.

**Microestructuras:** Nuevos granos minerales de menor tamaño asociados a procesos de recristalización (identificados como generación 2) se desarrollaron sobre granos mayores más viejos (generación 1) en las rocas miloníticas, principalmente en los feldespatos. En las milonitas microclino-1 y plagioclasa-1 muestran evidencias de deformación interna caracterizada por extinción ondulosa y subgranado. Microclino-2 aparece con formas poligonales y tamaños de 50 a 250  $\mu\text{m}$  en zonas intragranulares y sobre los bordes del microclino-1 (Fig. 5a), generando estructuras de núcleo y manto. En las milonitas de protolitos félsicos el microclino-2 se observa en cintas monominerales que se desprenden de forma continua de los extremos de los porfiroclastos de microclino-1, con tamaños de 150 a 400  $\mu\text{m}$ . El microclino-2 también es muy abundante en la matriz de la roca en forma de agregados granoblásticos, definiendo una estructura en espuma (*foam structure*), que en algunas muestras llega a ser predominante y por ende tiende a enmascarar la estructura planar de la roca (Fig. 5e). La plagioclasa-1 presenta en sus bordes granos poligonales recristalizados de plagioclasa-2 con tamaños de 100 a 300  $\mu\text{m}$ . En las milonitas de protolitos félsicos la plagioclasa-2 se encuentra en la matriz en granos poligonales (Fig. 5e) con tamaños de 150 a 300  $\mu\text{m}$ . El cuarzo aparece totalmente recristalizado, mayormente limpio, con tamaños entre los 200 a 2000  $\mu\text{m}$ , presente en agregados y cintas monominerales. Los

límites de granos pueden ser irregulares e interlobados evidenciando recristalización dinámica por migración de límite de granos a altas temperaturas (*GBM-recrystallization*; Fig. 5b) o con formas poligonales como resultado de mecanismos de reducción del área de límites de granos (*GBAR = grain boundary area reduction*). Algunos granos aparecen con extinción ondulosa y subgranado en tablero de ajedrez. En las milonitas de protolitos félsicos se observan cintas de cuarzo con granos de formas rectangulares y bordes de contacto rectos, sin deformación intragranular aparente (Fig. 5e). Aquí también, los mecanismos predominantes son *GBM-recrystallization* y *GBAR*, alcanzando los granos recristalizados tamaños de 200 a 1200  $\mu\text{m}$ . En las protomilonitas los mismos procesos de deformación y recristalización son identificados, con tamaños de los granos recristalizados de 50 a 300  $\mu\text{m}$  para el microclino-2, de 50 a 200  $\mu\text{m}$  para plagioclasa-2 y de 100 a 1200  $\mu\text{m}$  para el cuarzo.

En la mayoría de las rocas biotita-1 y la muscovita-1 se observan flexuradas, con extinción ondulosa, y ocasionalmente con evidencias de *kincking* en la primera. Por otro lado el granate no presenta deformación dúctil apreciable. En los xenolitos metasedimentarios, el rasgo distintivo de los granates es su fracturamiento a altos ángulos con respecto a la orientación de su eje de mayor longitud.

A escala microscópica, indicadores cinemáticos tales como formas *fish* compuestas por varios granos de biotitas (Fig. 5g) son reconocidos en las milonitas de protolitos de granitoides porfíricos. En las milonitas de protolitos félsicos se observa muscovita *fish* (Fig. 5h), fábricas S-C y algunos sistemas de porfiroclastos tipo- $\sigma$  compuestos por cuarzo, muscovita y biotita. En los xenolitos metasedimentarios el granate aparece ocasionalmente formando un elemento compuesto de tipo- $\sigma$  con colas de biotita y muscovita.

## DISCUSIÓN

**Condiciones físicas de la deformación**  
La intensidad de la deformación interna

en zonas de cizalla dúctil puede ser expresada a partir su clasificación en protomilonitas, milonitas y ultramilonitas y de cómo las mismas se distribuyen y varían de unas a otras dentro de estas zonas (Trouw *et al.* 2010). En la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero la predominancia general de milonitas y protomilonitas con transiciones graduales indican una distribución relativamente uniforme de la intensidad de deformación interna que es coherente con las condiciones de metamorfismo a las cuales se formaron (ver párrafo siguiente). Zonas de cizalla dúctil que muestran un alto grado de distribución heterogénea de la deformación interna definidas por contactos bruscos entre protomilonitas, milonitas y ultramilonitas típicas de fajas miloníticas de bajo grado metamórfico (Trouw *et al.* 2010) no son características en esta región.

Las condiciones de metamorfismo pueden ser estimadas cualitativamente a través del análisis estructural a escala cristalina del comportamiento de los diferentes minerales ante la deformación. La recristalización total del cuarzo y parcial de los feldespatos indican condiciones mínimas del grado medio (500-650  $^{\circ}\text{C}$ ; Trouw *et al.* 2010). La recristalización dinámica por migración de límite de granos (*GBM-recrystallization*) interpretada en cuarzo (Fig. 5b) indica un rango de temperatura aproximado de 500-700  $^{\circ}\text{C}$  (Stipp *et al.* 2002). Microestructuras tales como cintas monominerales de cuarzo sin deformación interna (Fig. 5e) y cristales de cuarzo con subgranado en tablero de ajedrez (Hippert *et al.* 2001, Stipp *et al.* 2002, Passchier y Trouw 2005) son características de estas condiciones térmicas, al igual que los mecanismos de reducción del área de límites de granos (*GBAR*) observados en cuarzo, comunes en altas temperaturas durante el cese de la deformación (Passchier y Trouw 2005). Si bien las estimaciones térmicas de la deformación basadas en microestructuras de recristalización en cuarzo pueden ser sensibles a otras variables como contenido de agua y tasa de deformación (Law 2014), la evidencia microestructural y petrológica



complementaria observada en las milonitas en estudio (ver abajo) es consistente con las deducciones presentadas. Por otro lado, también es válido considerar que se han observado en forma subordinada algunas microestructuras asociadas a deformación a baja temperatura, como por ejemplo *kinking* en biotita o extinción ondulosa en cuarzo, las cuáles podrían estar vinculadas a una etapa tardía de la deformación relacionada a la exhumación o a una reactivación de la deformación en niveles corticales más someros.

En los feldespatos el rango térmico de la deformación es evidenciado claramente por estructuras de núcleo y manto (Fig. 5a), donde granos poligonales menores recrystalizados (microclino-2 y plagioclasa-2) bordean granos mayores (microclino-1 y plagioclasa-1 respectivamente), como así también en la generación intragranular de zonas de granos recrystalizados de microclino-2 en microclino-1. La recrystalización en feldespatos comienza a los 450 °C y las estructuras de núcleo y manto son observadas hasta temperaturas por encima de los 600 °C (Tullis y Yund 1991, Rosenberg y Stünitz 2003, Passchier y Trouw 2005). A estas temperaturas la generación de mirmequitas en los bordes de feldespato potásico es común (Simpson 1985, Simpson y Wintsch 1989), como fue observado en las milonitas en estudio. La recrystalización de los feldespatos es más marcada en las milonitas de protolitos félsicos, donde se describieron microestructuras en cintas y agregados granoblasticos tipo "foam structures" (Fig. 5e). Adicionalmente, el tamaño de los granos recrystalizados de cuarzo y feldespatos, que superan los 200 y 100 µm respectivamente (Figs. 5a, b, e, h), son consistentes con condiciones del alto grado metamórfico (~650 °C; Rosenberg y Stünitz 2003, Trouw *et al.* 2010). Por otro lado, no se ha identificado deformación cristaloplástica en los granos de granate, marcando que no se habrían alcanzado condiciones térmicas superiores a los 700-750 °C, donde el granate empieza a manifestar deformación dúctil intracristalina en facies de anfíbolita alta y facies de granulita (Kleinschrodt y McGrew

2000, Storey y Prior 2005). El fracturamiento a alto ángulo con respecto a la dirección de estiramiento observado en los granates (Fig. 5f) indican un comportamiento relativamente frágil para este mineral durante la deformación por cizalla dúctil que es consistente con temperaturas inferiores a los 700 °C.

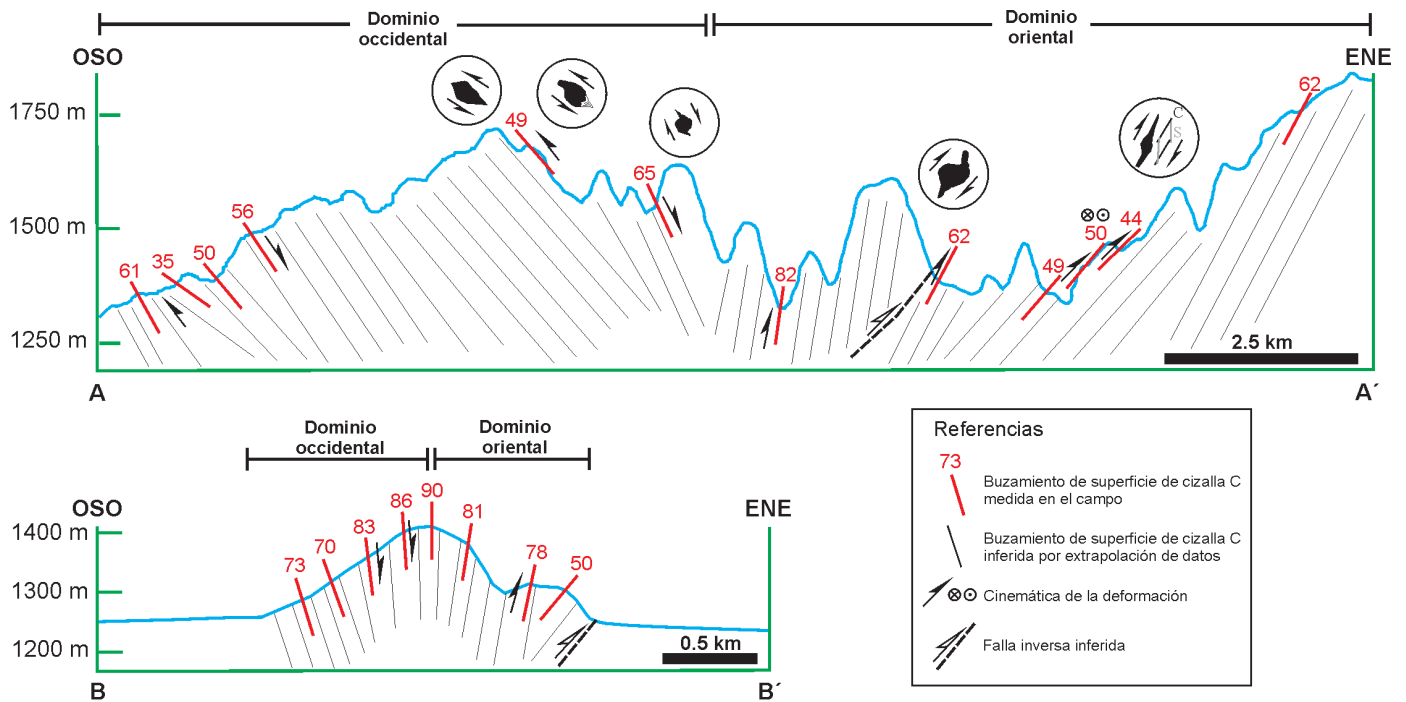
Las observaciones microestructurales permiten acotar un rango térmico para la deformación dúctil principal superior a los 500 °C e inferior a los 700 °C consistentes con condiciones de grado medio a alto. Tanto la fibrolita como la sillimanita acicular son interpretadas como sincinemáticas (Figs. 5c, d) debido a que se desarrollan a partir de minerales precinemáticos (biotita, muscovita y cianita en la primera y granate en la segunda) y se encuentran orientados según la dirección de máximo estiramiento. La generación de sillimanita confirma que las condiciones térmicas superaron los 500 °C. Por su parte, el carácter relicto de granos de cianita observados en las milonitas (Fig. 5c) no permite vincular directamente su origen a la deformación por cizalla dúctil, y podrían ser precinemáticos. El origen de este mineral típicamente metamórfico también es difícil de asociar a los protolitos graníticos como indicaron Rossi *et al.* (1999). Tentativamente los mismos podrían representar xenocristales procedentes de las rocas metamórficas que hicieron de caja durante la intrusión de los granitos porfíricos ordovícicos.

Estudios previos permitieron a Rossi *et al.* (1999) estimar a partir de texturas de deformación en minerales temperaturas mayores a los 450 °C para la deformación dúctil en el área de estudio, y a partir de la presencia del par mineral cianita-sillimanita y datos termobarométricos condiciones máximas de metamorfismo de 600-700 °C y 5-8 kbar, correspondiente con un proceso de deformación dúctil en facies de anfíbolita (Rossi *et al.* 1999, 2005). Si bien las condiciones térmicas estimadas en nuestro trabajo acuerdan aproximadamente con las calculadas en estudios previos, es cauto hacer notar que la co-existencia en rocas miloníticas de fases minerales pre-, sin- y post-cinemáticas ha-

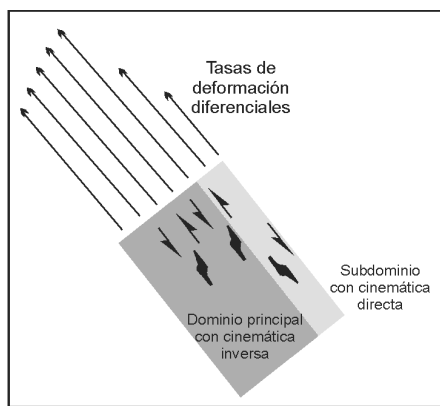
cen complejo el uso de termobarómetros. Debido al relativamente rápido cambio en las condiciones de P-T que experimentan las rocas asociadas a metamorfismo dinámico, el equilibrio químico (textural) de las distintas fases minerales (por ejemplo granate) necesario para la aplicación de los mismos es difícil de alcanzar. La complejidad se acentúa aún más si los protolitos son de origen magmático y con claras evidencias de contaminación como en nuestro caso de estudio, debido a su continua interacción con otros magmas y rocas de caja durante su generación, transporte y emplazamiento. Los resultantes procesos de fraccionamiento, mezcla química y física de magmas (*mixing* y *mingling*) y contaminación con la roca de caja promueven la existencia de xenocristales y antecristales en desequilibrio químico con las nuevas fases cristalinas magmáticas y peritéticas, como ha sido demostrado en recientes trabajos (Lackey *et al.* 2006, 2008, Erdmann *et al.* 2009, Larrea *et al.* 2012, Alasino *et al.* 2014). En este sentido, el carácter relicto de la cianita interpretado en nuestro trabajo y el origen sincinemático de la sillimanita permite sólo considerar presiones de metamorfismo en el campo de estabilidad de la sillimanita para el rango térmico estimado de 500° a 700 °C, es decir, presiones máximas de 8 kbar y mínimas de 3 kbar considerando que la deformación se desarrolló en dominios dúctiles de la corteza.

### Estructura e interpretación cinemática

Estudios previos sugirieron para la zona de estudio, y en general para el flanco occidental de la sierra de Velasco, una orientación subvertical de la foliación de la faja de cizalla TIPa, con rumbo NNO y buzamientos al ENE (López *et al.* 1996, 2007). Esta interpretación concuerda aproximadamente con los datos obtenidos en nuestro estudio para el dominio occidental de la faja Señor de La Punta-El Cantadero, aunque en el dominio oriental los buzamientos se invierten hacia el O. En un perfil ENE-OSO la faja de cizalla presenta una estructura en flor o abanico con buzamientos de alto ángulo



**Figura 6:** Perfiles estructurales en dirección ENE de la FCSP mostrando su estructura doble-vergente en abanico y su cinemática interna. Los indicadores cinemáticos esquematizados son los observados en la figura 4.



**Figura 7:** Modelo esquemático mostrando la generación de subdominios con cinemática opuesta a la cinemática inversa general, como resultado de tasas de deformación diferenciales actuantes en dominios subparalelos dentro de una misma faja de deformación.

lo en su núcleo que van decreciendo a ambos lados hacia la parte externa de la estructura (Fig. 6). Por lo tanto, la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero muestra una doble vergencia en su estructura principal definida por la orientación contrapuesta de la superficie de cizalla C en los dominios oriental y occidental. Variaciones locales en la orientación de la superficie C en el contacto con el Plutón San Blas dentro del domi-

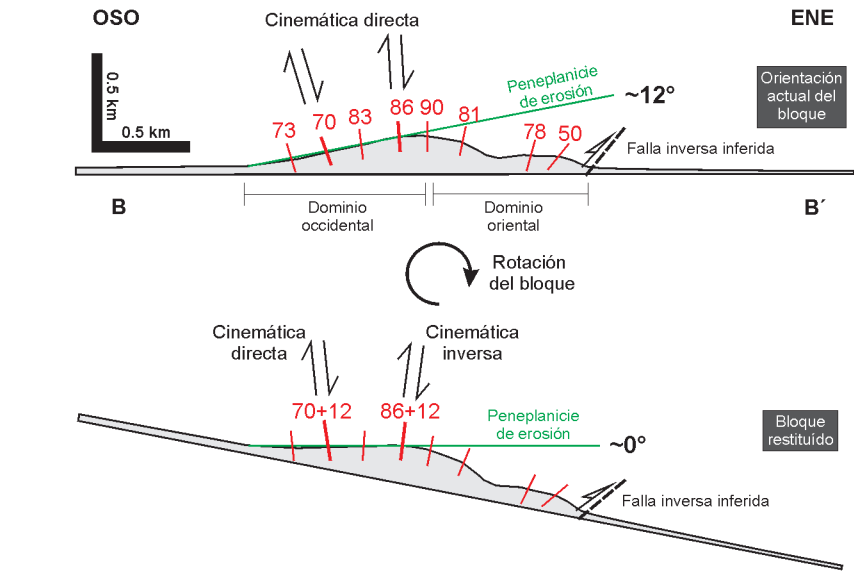
nio oriental (perfil 6; Fig. 1b) estarían asociadas a otro evento deformacional posterior y por lo tanto no fueron consideradas en la discusión de este trabajo. El análisis de las lineaciones minerales e indicadores cinemáticos muestra para el dominio oriental movimientos inversos del techo hacia el ENE (Figs. 3, 4d, e y 6). En el dominio occidental, donde los buzamientos son hacia el ENE, la interpretación cinemática es más compleja. Aquí se observan indicadores cinemáticos que indican movimientos contrapuestos en distintos sectores del dominio (Figs. 4b, c, f y 6). Unos indican desplazamientos inversos del techo hacia el O, mientras que otros exhiben movimientos directos del techo hacia el E. Los movimientos inversos en ambos dominios, es decir hacia el ENE del dominio oriental y hacia el O del dominio occidental pueden vincularse a la generación de fajas de cizalla dúctil conjugadas asociadas a un régimen de esfuerzos compresivos de dirección general de acortamiento O-OSO/E-ENE. Por otro lado, los movimientos directos registrados en el dominio occidental contrapuestos a la cinemática inversa general de la zona de cizalla podrían responder a

tasas de deformación diferenciales en dominios subparalelos (Fig. 7) y/o reactivación de la zona de cizalla asociada a otra fase de cizallamiento (Hippert y Tohver 1999, Hand y Goscombe 2001, Goscombe *et al.* 2005, Goscombe *et al.* 2006). Es importante considerar que en el sector norte del área de estudio donde el buzamiento es de muy alto ángulo (cerro La Punta, perfil 9; Fig. 1b), cobra preponderancia en la interpretación cinemática el ángulo de basculamiento del bloque de basamento. Aquí, parte de los movimientos directos interpretados en el campo, principalmente en aquellos sectores donde el buzamiento de la superficie C es hacia el ENE y superior a 80°, pueden estar invertidos por la tectónica Andina. El ángulo de basculamiento del bloque asociado a la falla inversa que lo rota puede ser estimado restituyendo su posición pre-Andina. Para ello tomamos como línea de referencia la peneplanicie de erosión observada sobre el flanco occidental del bloque de basamento. Estas superficies planares erosivas de carácter regional están presentes en los flancos occidentales de los distintos bloques de basamento que componen la sierra de Velasco y

son el resultado final de la peneplanización que persistió desde el Paleozoico tardío al Neógeno, previa a la deformación Andina (Jordan *et al.* 1989, Bense *et al.* 2013). De la restitución del bloque de basamento se obtiene que en el sector de estudio el basculamiento aproximado es de  $12^\circ$  (Fig. 8). De forma independiente, el basculamiento estimado es soportado a partir de la inclinación de los estratos miocenos de la Formación Salicacas que se apoyan en inconformidad sobre los granitos carboníferos del Plutón San Blas. En este caso el valor aproximado es de  $13^\circ$ . Debido a que el bloque está basculado al oeste unos  $12-13^\circ$  (representando estos valores ángulos mínimos de rotación), de la restitución del bloque se deduce que el buzamiento de alto ángulo al ENE pasa a buzarse hacia el OSO, y por lo tanto, parte de las interpretaciones cinemáticas de campo que indicaban movimientos normales en este sector se modifican, mostrando sentido de movimiento inverso hacia el ENE (Fig. 8). En resumen, la faja milonítica en estudio presenta una estructura interna doble-vergente con movimientos dominantes inversos con sentidos contrapuestos, y subordinados movimientos directos en el dominio occidental.

**Significado tectónico e implicancias regionales**

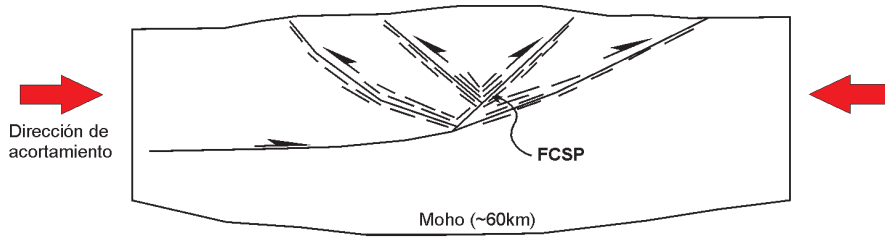
Las fajas de cizalla dúctil conjugadas con movimientos inversos en el noroeste de la sierra de Velasco son el resultado de la deformación por cizalla simple o sub-simple asociada a un evento tectónico compresivo de escala orogénica. La extensión de más de 15 kilómetros de rocas miloníticas en la dirección de buzamiento atestiguan la magnitud del evento deformacional, ya que implica que grandes volúmenes de rocas fueron cizalladas dúctilmente como resultado del acortamiento cortical. Tanto la estructura como el ancho continuo observados en la faja Señor de La Punta-El Cantadero son rasgos poco comunes en fajas de cizalla dúctil reconocidas en Sierras Pampeanas, caracterizadas principalmente por zonas discretas de alta deformación que generalmente no superan



**Figura 8:** Restitución del bloque de basamento cristalino en el sector del cerro La Punta (perfil B-B', Figs. 1b, 6) a su posición original previa a la deformación Andina. Se asume una paleo-orientación próxima a la horizontal de las peneplanicies de erosión observadas en el flanco occidental de la sierra de Velasco.

los 4 km de espesor (a excepción de la faja de deformación Guacha Corral con un ancho de 5-20 km; Martino 2003) y poseen vergencia en un solo sentido. Estructuras de cizalla (frágiles o dúctiles) doble-vergentes con movimientos inversos contrapuestos han sido reconocidas o interpretadas a escala cortical en orógenos antiguos y actuales, como por ejemplo, en la orogenia Damara (Gray *et al.* 2008), la orogenia Famatiniana (Le Corre y Rossetto 1994, Hongn y Becchio 1999) y la orogenia Andina (Mon y Drozdowski 1999, Ramos *et al.* 2002, Hongn *et al.* 2010), como resultado del acortamiento horizontal experimentado en márgenes de placa convergentes. En particular para la faja orogénica Famatiniana, Hongn y Becchio (1999) describieron en Cordillera Oriental y Puna un sistema regional de zonas de cizalla dúctil conjugadas con rumbos N y NO y cinemática inversa con componentes sinistralas vinculado a un régimen de convergencia oblicua. Esta interpretación fue basada en la asociación de fajas discretas de vergencia opuesta con espesores menores a 500 m y especialmente distribuidas en un perfil E-O de 50 km de extensión, convergentes en profundidad hacia un mismo punto o zona "raíz". En este contexto, la estructura descrita para la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-

El Cantadero representaría esta zona "raíz" de la corteza desde la cual se nuclea la deformación y divergen hacia niveles superiores fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen un sistema conjugado de fajas de cizallamiento (Fig. 9). El ancho, de al menos 15 km, de rocas miloníticas expuestas generadas en condiciones de grado medio a alto en niveles medios de la corteza, con su estructura en abanico y cinemática inversa en sentidos opuestos sustenta esta interpretación. En la zona de estudio no hay edades absolutas de las rocas miloníticas que permitan determinar el rango de actividad de la deformación por cizalla simple dominante. El evento de deformación dúctil afectó a granitoides porfíricos del Ordovícico Inferior-Medio ( $471 \pm 9$  Ma, Báez *et al.* 2008) mientras que la foliación de las rocas miloníticas es cortada por el plutón San Blas (Figs. 1b y 3) de edad Carbonífera Missisipiense ( $340 \pm 3$  Ma, Dahlquist *et al.* 2006), acotando la edad del evento deformacional. Edades absolutas sobre la deformación dúctil fueron obtenidas en la parte norte de la "faja milonítica TI-PA" en regiones próximas a la sierra de Velasco. López *et al.* (2000) dataron en la sierra de Copacabana muscovitas de un pegmatoides boudinado mediante el método K-Ar obteniendo una edad de 436



**Figura 9:** Esquema de la estructura descrita para la FCSP dónde se representa la zona “raíz” de la corteza desde la cual divergen hacia niveles superiores las fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen un sistema conjugado de fajas de cizallamiento.

± 10 Ma. En la sierra de Fiambalá Grisom *et al.* (1998) obtuvieron una edad Ar-Ar en anfíbol de  $443 \pm 10$  Ma, mientras que Höckenreiner *et al.* (2003) determinaron edades de  $402 \pm 2$  Ma mediante la metodología Sm-Nd en bordes de granates interpretados de haber crecido sintectónicamente. Estas edades restringen la actividad deformacional dúctil en este sector de las Sierras Pampeanas entre el Ordovícico Tardío y el Devónico Temprano.

Trabajos sobre la estructura y edad de fajas de cizalla dúctil en distintas regiones de Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna (Rapela *et al.* 1998b, Sims *et al.*, 1998, Lucassen *et al.* 2000, Castro de Machuca *et al.* 2008, Wegmann *et al.* 2008, Steenken *et al.* 2010, Mulcahy *et al.* 2011, Varela *et al.* 2011) muestran que la deformación dúctil por cizalla simple registrada en la sierra de Velasco y alrededores se desarrolló a escala regional desde el Ordovícico Temprano al Silúrico tardío (Fig. 10) y principalmente se concentró durante el lapso comprendido entre los ~460 y 425 Ma (Ordovícico Tardío - Silúrico medio), aunque algunas edades más jóvenes también han sido registradas (Ramos *et al.* 1998, Höckenreiner *et al.* 2003, Steenken *et al.* 2010, Mulcahy *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2014). Si bien el rango principal de edades abarca unos 35 Ma de actividad deformacional sin- a post-climax orogénico (Famatiniano ~490-460 Ma), eventos de larga duración con fases de deformación diacrónicas han sido bien documentados en sistemas compresivos actuales, como por ejemplo en los Himalayas y los Andes (Goscombe *et al.* 2006, Oncken *et al.* 2006). Tentativamente acotamos la edad del evento de deformación

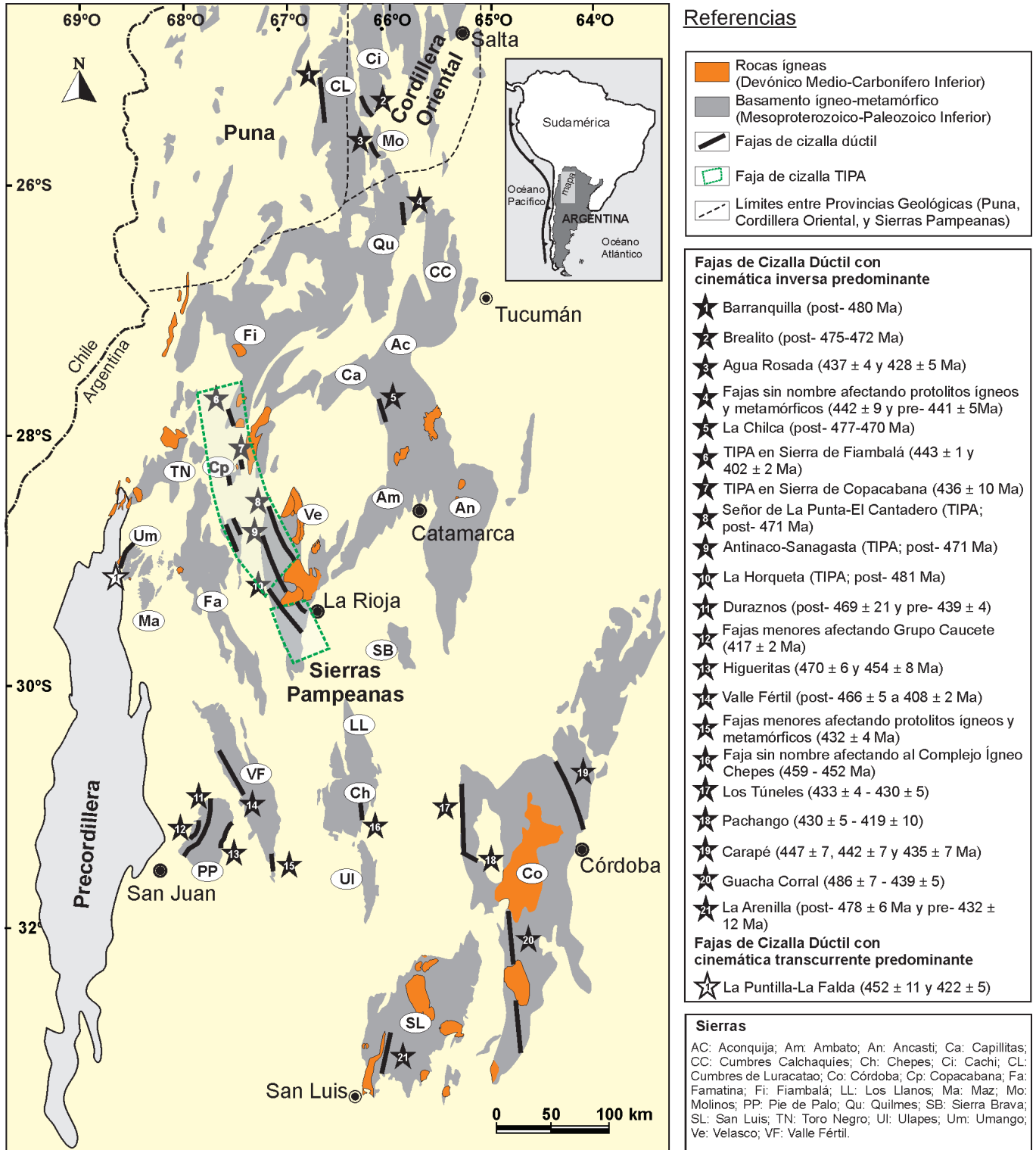
dúctil para la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero entre el Ordovícico Temprano-Medio y el Silúrico temprano considerando como límite máximo la edad de cristalización del protolito ( $471 \pm 9$  Ma; Báez *et al.* 2008) y como límite mínimo la edad de  $436 \pm 10$  Ma (López *et al.* 2000) obtenida a partir de muscovitas deformadas en la sierra de Copacabana. Sin embargo, el número reducido de dataciones existentes hasta el momento sobre las fajas de cizalla dúctil sin- a post- ordovícicas en la región y la complejidad metodológica para datarlas, como así también el limitado conocimiento actual sobre su distribución, estructura y cinemática, inhiben por el momento la posibilidad de reconstruir con más detalle la evolución temporal y espacial de los patrones de la deformación progresiva relacionada a este evento orogénico.

El desarrollo regional de estas fajas de cizalla dúctil ha sido vinculado a fases tectónicas compresivas o transpresivas asociadas al acoplamiento oblicuo-ortogonal (Ramos *et al.* 1998) o lateral (Aceñolaza *et al.* 2002) respectivamente, del terreno Cuyania/Precordillera durante los estadios finales de la orogenia Famatiniana (fase Oclóyica). Recientes estudios también atestiguan que las fajas de cizalla dúctil estuvieron activas en etapas de formacionales previas al cierre del orógeno (Steenken *et al.* 2010, Mulcahy *et al.* 2011). La cinemática de las fajas de cizalla dúctil ha sido utilizada para interpretar la dirección de acortamiento orogénico relacionada a este evento. Al igual que la mayoría de las fajas de cizalla dúctil reconocidas en Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna relacionadas a la orogenia Famatiniana, como por ejemplo faja

Antinaco-Sanagasta, faja La Horqueta, faja Brealito, faja Carapé, faja Guacha Corral, faja Los Túneles, faja La Chilca, faja Agua Rosada, faja Duraznos, faja Higuieritas, Valle Fértil, entre otras (Fig. 10) (Le Corre y Rossello 1994, López *et al.* 1996, 2007, Hongn y Becchio 1999, Martino 2003, López 2005, Larrovere *et al.* 2008, Wegmann *et al.* 2008, Mulcahy *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2014), la faja Señor de La Punta-El Cantadero muestra una cinemática inversa predominante relacionada a un acortamiento de dirección general E/ESE y por lo tanto vinculado a un orógeno convergente con alto ángulo de oblicuidad, es decir con alto ángulo entre el vector de convergencia y el rumbo del orógeno. Aunque en algunas de las fajas de cizalla dúctil mencionadas se han interpretado componentes cinemáticos transcurrentes subordinados y hay registro de fajas de cizalla dúctil predominantemente transpresivas, como por ejemplo la faja La Puntilla-La Falda (Meira *et al.* 2012) y la faja El Peñón (Suzano *et al.* 2014), los desplazamientos de rumbo registrados podrían vincularse directamente al grado de oblicuidad de la convergencia o haber actuado como zonas de escape lateral locales, en ambos casos, acomodando la deformación vinculada al acortamiento con alto ángulo de oblicuidad (sistema transpresivo dominado por cizallamiento puro en el sentido de Tikoff y Teyssier 1994) predominante durante las fases deformacionales sin- a post-climax orogénico famatiniano.

## CONCLUSIONES

En el área de estudio, la faja de cizalla dúctil Señor de La Punta-El Cantadero está compuesta por milonitas y protomilonitas de protolitos graníticos con una extensión mínima de 20 x 15 km (longitud x ancho) y por lo tanto representa a escala regional un elemento megaestructural de distribución areal más que un elemento lineal discreto. La predominancia de milonitas con contactos transicionales a protomilonitas revela una distribución de la deformación interna relativamente uniforme. Las evidencias microestruc-



**Figura 10:** Mapa regional de las Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna mostrando la distribución y edad de las fajas de cizalla dúctil con cinemática inversa relacionadas a la orogenia Famatiniana. Datos estructurales y geocronológicos tomados de los siguientes trabajos, estrellas negras: 1, 2- Lork y Bahlburg (1993), Hongn y Becchio (1999), Haschke *et al.* (2005), 3- Wegmann *et al.* (2008), 4- Lucassen *et al.* (2000), Büttner *et al.* (2005), 5- Le Corre y Rossello (1994), Larrovere *et al.* (2008, 2011), 6- Grissom *et al.* (1998), Höckenreiner *et al.* (2003), 7- López (1992), López *et al.* (1992, 2000), 8, 9, 10- López *et al.* (1992, 1996, 2007), Pankhurst *et al.* (2000), Rapela *et al.* (2001), López (2005), Báez *et al.* (2008), 11, 12, 13- Mulcahy *et al.* (2011), 14- Rapela *et al.* (2001), Cristofolini *et al.* (2014), 15- Castro de Machuca *et al.* (2008), 16- Sims *et al.* (1998), 17, 18, 20- Martino (2003), Martino *et al.* (2003), Whitmeyer y Simpson (2003), Steenken *et al.* (2010), 19- Rapela *et al.* (1998b), Martino (2003), 21- Sims *et al.* (1998), Delpino *et al.* (2007), Steenken *et al.* (2008). Estrella blanca: 1- Lucassen y Becchio (2003), Varela *et al.* (2011), Meira *et al.* (2012).

turales y petrológicas indican condiciones térmicas para la deformación dúctil entre los 500 y 700 °C, consistentes con condiciones de grado medio a alto de metamorfismo y con presiones en el campo de estabilidad de la sillimanita para este rango térmico. La variación poco marcada de la intensidad de la deformación es coherente con estas condiciones de metamorfismo.

La faja Señor de La Punta-El Cantadero muestra una doble vergencia en su estructura principal definida por una superficie de cizalla C de rumbo N/NNO y buzamientos hacia el O y ENE. La cinemática de la faja de cizalla muestra sentidos de movimientos de tipo inverso asociados a una dirección general de acortamiento E/ENE. La estructura doble-vergente revela la existencia de fajas de cizalla conjugadas de carácter inverso en niveles dúctiles de la corteza. La estructura en abanico descrita para la faja en cuestión representaría una zona "raíz" de la corteza media donde se nuclea la deformación y desde la cual divergen hacia niveles superiores fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen un sistema conjugado de fajas de cizallamiento, como ha sido interpretado ampliamente en perfiles estructurales de orógenos antiguos y actuales.

Geotectónicamente, la faja de cizalla Señor de La Punta-El Cantadero estaría vinculada a nivel regional a otras fajas de cizalla dúctil con similitudes estructurales y cinemáticas, reconocidas en Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna y relacionadas a la tectónica convergente con alto ángulo de oblicuidad correspondiente al orógeno Famatiniano, principalmente a sus fases deformacionales sin- a post-climax orogénico.

Por último, estudios cinemáticos en fajas de cizalla dúctil antiguas con foliaciones de muy alto o muy bajo ángulo de buzamiento deberían considerar, como posible factor condicionante de sus interpretaciones, el sentido y ángulo de basculamiento de los bloques de basamento sobre los que están trabajando, ya que como surge de esta investigación, los mismos podrían acarrear deducciones ci-

nemáticas erróneas o incompletas.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Facundo Heredia y Miguel Machado (UNLaR) y a Martín Hechenleitner (CRILAR-CONICET) por su ayuda en los trabajos de campo. También agradecemos a Antonio Bustamante (CRILAR) por los servicios técnicos prestados. Este trabajo fue financiado por los proyectos 094 (Expte. No. 4835/2012) y 051 (Expte. No. 25/2012) otorgados por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de La Rioja (SECyT-UNLaR). Los comentarios realizados por los revisores S. Japas y F. Hongn fueron muy oportunos y mejoraron sustancialmente la calidad del manuscrito.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America - a discussion. *Tectonophysics* 354: 121-137.
- Adams, C.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Toselli, A. J. y Griffin, W.L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19: 71-83.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C. y Casquet, C. 2006. Plutón La Costa, una expresión de magmatismo tipo-S en el sector noreste de la sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 161-170.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M.A. y Fanning, C.M. 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research* 22: 992-1008.
- Alasino, P.H., Casquet, C., Larrovere, M.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Rapela, C.W. 2014. The evolution of a mid-crustal thermal aureole at Cerro Toro, Sierra de Famatina, NW Argentina. *Lithos* 190-191: 154-172.
- Báez, M.A. y Basei, M.A. 2005. El plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la sierra de Velasco. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.) *Simposio Bodenbender*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 19: 239-246, San Miguel de Tucumán.
- Báez, M.A., Basei, M.A., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2008. Geochronology of Paleozoic magmatic events in northern sierra de Velasco, Argentina. 6° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 66, Bariloche.
- Bense, F.A., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 123-144.
- Büttner, S.H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Walker, B.A., Tibaldi, A.M., Armas, P., Bergantz, G.W. y Martino, R.D. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P. y Baez, M. 2006. The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petro-

- genesis. *Lithos* 115: 65-81.
- Delpino, S.H., Bjerg, E.A., Ferracutti, G.R. y Mogessie, A. 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Erdmann, S., Jamieson, R.A. y MacDonald, M.A. 2009. Evaluating the origin of garnet, cordierite, and biotite in granitic rocks: a Case Study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Petrology* 50: 1477-1503.
- Espizúa, S.M. y Caminos, R. 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, sierra de Ambato, Provincias de Catamarca y La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 53: 125-142.
- Finch, M.A., Weinberg, R.F., Fuentes, M.G., Halsalová, P. y Becchio, R. 2015. One kilometer-thick ultramylonite, sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 72: 33-54.
- Goscombe, B., Gray, D. y Hand, M. 2005. Extrusion tectonics in the core of a transpressional orogen; the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology* 46: 1203-1241.
- Goscombe, B., Gray, D. y Hand, M. 2006. Crustal architecture of the Himalayan metamorphic front in eastern Nepal. *Gondwana Research* 10: 232-255.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J. y Passchier, C.W. 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. En: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. y de Wit, M.J. (eds.) *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*, Geological Society, Special Publications 294: 257-278, London.
- Grissom, G.C., Debari, S.M. y Snee, L.W. 1998. Geology of the Sierra de Fiambala, northwestern Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean tectonics. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 297-323, London.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 98: 1001-1025.
- Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the sierra de Velasco. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 110-126.
- Hand, M. y Goscombe, B. 2001. Antithetic shear sense due to differential strain rate domains in shear zones [WWW Document]. Unpublished Conference Abstract URL <http://www.terranalysis.com.au/projects/kinematics>
- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sobel, E., Grove, M. y Schmitt, A. 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite (U-Th)/He, K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 360-363, Barcelona.
- Hippert, J. y Tohver, E. 1999. On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Journal of Structural Geology* 21: 1603-1614.
- Hippert, J., Rocha, A., Lana, C., Egidio-Silva, M. y Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology* 23: 67-80.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 45-66.
- Hongn, F.D. y Becchio, R.A. 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, Valles Calchaquíes, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 74-87.
- Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C. y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 38-53.
- de los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A. J. y Basei, M.A.S. 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina. *Gondwana Research* 20: 309-324.
- Jordan, T.E., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A.J.W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 207-222.
- Kleinschrodt, R. y McGrew, A. 2000. Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology* 22: 795-809.
- Lackey, J.S., Valley, J.W. y Hinke, H.J. 2006. Deciphering the source and contamination history of peraluminous magmas using  $\delta^{18}\text{O}$  of accessory minerals: examples from garnet-bearing plutons of the Sierra Nevada batholith. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151: 20-44.
- Lackey, J.S., Valley, J.W., Chen, J.H. y Stockli, D.F. 2008. Dynamic magma systems, crustal recycling, and alteration in the Central Sierra Nevada Batholith: the oxygen isotope record. *Journal of Petrology* 49: 1397-1426.
- Larrea, P., Franca, Z., Lago, M., Widom, E., Galle, C. y Ubide, T. 2012. Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology* 54: 769-793.
- Larrovere, M.A., Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 2008. Petrología y estructura de la faja de deformación La Chilca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 254-263.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Law, R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology* 66: 129-161.
- Le Corre, C.A. y Rossello, E.A. 1994. Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 301-308.
- López, J.P. 1992. Petrología y análisis geométrico y tectónico de las milonitas de la sierra de Copacabana, provincia de Catamarca, República

- Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 335-340.
- López, J.P. 2005. Evidencias de dos eventos de deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. En: Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino, P.H. (eds.) *Geología de la Provincia de La Rioja. Precámbrico-Paleozoico Inferior*. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 8: 149-154, Buenos Aires.
- López, J.P. y Toselli, A.J. 1993. La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 39-42, Mendoza.
- López, J.P., Lisiak, H. y Indri, D.A. 1992. La faja cataclástica del borde oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 329-334.
- López, J.P., Durand, F.R. y Toselli, A.J. 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 179-185, Buenos Aires.
- López, J.P., Sales de López, A. y Basei, M.A. 2000. Nueva edad K/Ar en la historia deformativa de la Faja Milonítica Tipa, en el Noroeste Argentino. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 895-902.
- López, J.P., Grosse, P. y Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos* 63: 5-18.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monacites from Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 1-6, Mendoza.
- Lucassen, F. y Becchio, R. 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29°S). *Journal of Metamorphic Geology* 21: 649-662.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J. y Wemmer, K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26°S) - a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 697-715.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 233-247.
- Meira, V.T., Campos Neto, M.D.C., González, P.D., Stipp Basei, M.Â. y Varela, R. 2012. Ordovician klippen structures of the sierra de Umango: New insights on tectonic evolution of the Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 154-174.
- Mon, R. y Drozdowski, G. 1999. Cinturones doble vergentes en los Andes del norte Argentino. Hipótesis sobre su origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 3-8.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 3-14.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P.R., Verwoort, J.D. y Vujovich, G.I. 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30: 1-24.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P. y Schemmann, K. 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system - Facts, fiction, and constraints for Plateau Models. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R. y Wigger, P. (eds.) *The Andes - Active Subduction Orogeny*, Springer, 569 p., Berlín.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, second edition, Springer, 366 p., Berlín.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 143-158, London.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 6-8.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2: 83-99.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998b. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the sierras de Cordoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 181-217, London.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fertil and the Velasco Batholith. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 616, Pucón.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82.
- Rosenberg, C.L. y Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25: 389-408.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y López, J.P. 1999. Deformación y metamorfismo en el NW de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 839-850.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Báez, M.A. 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 278-289.
- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology* 7: 503-511.
- Simpson, C. y Wintsch, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced k-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology* 7: 261-275.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miro, R. y Northrup, C.J. 2003. Paleozoic deformation in the sierras de Cordoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argenti-



- na. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miro, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142, 259-281, London.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25: 336-358.
- Steenken, A., Wemmer, K., Martino, R.D., López de Luchi, M.G., Guerreschi, A. y Siegesmund, S. 2010. Post-Pampean cooling and the uplift of the Sierras Pampeanas in the west of Córdoba (Central Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 256: 235-255.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Storey, C.D. y Prior, D.J. 2005. Plastic deformation and recrystallization of garnet: a mechanism to facilitate diffusion creep. *Journal of Petrology* 46: 2593-2613.
- Suzaño, N., Sola, A., Fuentes, G., Becchio, R. y Ortiz, A. 2014. Zona de cizalla El Peñón: caracterización e implicancias en la evolución del basamento del borde oriental de la Puna Austral. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S21-56, Córdoba.
- Tikoff, B. y Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16: 1575-1588.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Miller, H., Báez, M.A., Grosse, P., López, J.P. y Bellos, L.I. 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la sierra de Velasco. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.) *Simposio Bodenbender*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 19: 211-220, San Miguel de Tucumán.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*, Springer, 322 p., Heidelberg.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology* 13: 987-1000.
- Varela, R., Basei, M. a. S., González, P.D., Sato, A.M., Naipauer, M., Campos Neto, M., Cingolani, C.A. y Meira, V.T. 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 100: 243-272.
- Verdecchia, S.O. 2009. Las metamorfitas de baja presión vinculadas al arco magmático Famatiniano: las unidades metamórficas de la Quebrada de La Cébila y el borde oriental del Velasco. Provincia de La Rioja - Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 312 p., Córdoba.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L. y Borghi, P.A. 2007. The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographic implications. *Ameghiniana* 44: 493-498.
- Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Galindo, C. 2011. Mid- to Late Cambrian docking of the Río de la Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U - Pb SHRIMP detrital zircon ages from sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society, London* 168: 1061-1071.
- Wegmann, M.I., Riller, U., Hongn, F.D., Glodny, J. y Oncken, O. 2008. Age and kinematics of ductile deformation in the Cerro Durazno area, NW Argentina: Significance for orogenic processes operating at the western margin of Gondwana during Ordovician - Silurian times. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 78-90.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humpreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2: 175-187.
- Whitmeyer, S.J. 2008. Dating fault fabrics using modern techniques of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronology: evidence for Paleozoic deformation in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. En: De Paor, D. (ed.) *Making sense of shear*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, Volume 32, Paper 1.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology* 25: 909-922.
- Willner, A.P., Lottner, U.S. y Miller, H. 1987. Early Paleozoic structural development in the NW Argentine basement of the Andes and its implication for geodynamic reconstructions. En: McKenzie, G.D. (ed.) *Gondwana 6: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union Monograph 40: 229-239, Washington.

Recibido: 6 de junio, 2015

Aceptado: 6 de diciembre, 2015