



Petrología y estructura de milonitas y cataclasitas derivadas de mármoles en el extremo sur de la sierra de Comechingones (Córdoba): Implicancias en la evolución tectónica de la faja de cizalla Las Lajas

María P. BENITO^{1,2}, Eber A. CRISTOFOLINI^{1,2}, Alina M. TIBALDI^{1,2} y Matías G. BARZOLA^{1,2}

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Argentina.

²Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Sustentabilidad Ambiental, CONICET-UNRC, Río Cuarto, Argentina.

E-mail: pbenito@exa.unrc.edu.ar

Editor: Carmen Martínez Dopico

Recibido: 11 de febrero de 2021

Aceptado: 17 de mayo de 2021

RESUMEN

La faja de cizalla Las Lajas es una de las zonas de deformación localizada desarrolladas en las Sierras de Córdoba. En el segmento austral de esta faja, el cerro El Potrero Sur presenta una secuencia milonítica y cataclástica derivada de mármoles que localmente conserva este protolito sin deformación. Las propiedades intrínsecas de estas tectonitas brindan nuevos datos petro-estructurales que permiten dilucidar parte de la evolución de la faja y complementar los conocimientos previos enfocados en milonitas derivadas de protolitos silicoclásticos. En primera instancia, los mármoles son transformados en secuencias miloníticas. Las paragénesis minerales, las microestructuras y el maclado de calcita en milonitas restringen las condiciones de su formación en facies de anfibolita a esquistos verdes, con posteriores procesos dúctiles a microescala equilibrados en facies de subesquistos verdes. Luego, producto de la cizalla se desarrollan localmente cataclasitas de mármoles en condiciones térmicas menores a 170 °C, determinado indirectamente a partir del análisis petro-estructural y los mecanismos actuantes (cataclasis, presión-solución y flujo cataclástico). Respecto a la cinemática, las estructuras miloníticas indican movimientos inversos con vergencia occidental y componente de rumbo variable. Las estructuras cataclásticas sugieren similar cinemática con fluidos circundantes ricos en carbonatos disueltos y, al menos dos, pulsos de cataclasis. Las tectonitas de mármoles de la faja manifiestan una deformación localizada en condiciones térmicas sucesivamente más superficiales en dominios dúctiles a dúctiles-frágiles durante un extenso período temporal (famatiniense a post-achaliano?), lo cual indicaría una deformación progresiva en condiciones de retrogradación metamórfica contemporánea con la exhumación del basamento.

Palabras clave: tectonitas, deformación dúctil, deformación dúctil-frágil, reología de mármoles, Sierras de Córdoba.

ABSTRACT

Petrology and structure of mylonites and cataclasites derived from marbles in the southern end of the Sierra de Comechingones (Córdoba): Implications in the tectonic evolution of the Las Lajas shear zone.

Las Lajas shear zone is one of the local strain zones developed in Sierras de Córdoba. Located in the southern part of Las Lajas shear zone, the Cerro El Potrero Sur displays a marble mylonite and cataclasite sequence interbedded with minor undeformed marbles. The intrinsic properties of marble tectonites provided new petro-structural insights allowing this research to reveal a part of the evolu-

tion of Las Lajas shear zone and to complement the previous knowledge based on silicic mylonites. During a first shearing, marbles were transformed into mylonite sequences. Mineral assemblages, microstructures, and calcite twins of marble mylonites constrained their formation conditions from amphibolite to greenschist facies, eventually microscale ductile processes defined an equilibrium under sub-greenschist conditions. Subsequently, the shearing developed local marble cataclasites under temperatures below 170 °C, indirectly determined by petro-structural analysis as well as by related deformation mechanisms (cataclasis, pressure-solution, and cataclastic flow). Regarding the shear kinematic in the Cerro El Potrero Sur, the structures related to marble mylonites indicated a reverse movement with hanging wall W-uplift and variable strike-slip component. The cataclastic structures suggested a similar spatial arrangement in the movement paths, characterized by CO₂-rich fluid circulation and at least two cataclastic pulses. Overall, marble tectonites in Las Lajas shear zone are the result of localized deformation that evolved successively under shallower thermal conditions through ductile to ductile-brittle domains along an extensive time span (Famatinian to post-Achalian?), implying a progressive deformation coeval to the basement exhumation under retrograde conditions.

Keywords: tectonites, ductile deformation, ductile-brittle deformation, marble rheology, Sierras de Córdoba.

INTRODUCCIÓN

El basamento cristalino de las Sierras de Córdoba se encuentra afectado por numerosas fajas de cizalla (Gordillo y Lencinas 1979, Dalla Salda 1984, 1987, Simpson et al. 2001, 2003, Martino 2003) vinculadas a la actividad tectónica paleozoica del proto-margen de Gondwana (Mon y Hongn 1996, Ramos et al. 1998, Rapela et al. 1998, Larrovere et al. 2016). En particular, en el segmento más austral de las Sierras de Córdoba, denominado Sierra de Comechingones, se reconoce una zona de deformación localizada definida por Otamendi et al. (1996) y Sims et al. (1997) como faja de cizalla Las Lajas (Fig. 1). Contribuciones previas del sector señalan la presencia de un basamento compuesto por gneises, esquistos, anfíbolitas, mármoles, tonalitas y granitos, que son transformados a productos miloníticos y, en menor medida, cataclásticos (Martino 2003, Otamendi et al. 2004, Cristofolini et al. 2017, Benito 2019, Benito et al. 2019). Es necesario remarcar que, hasta el momento, los estudios desarrollados en los litotipos resultantes de la deformación localizada se han concentrado en la interpretación genética de milonitas (s. l.) derivadas de protolitos silicoclásticos (Martino 2003, Otamendi et al. 2004, Cristofolini et al. 2017).

La presencia de mármoles en zonas de cizalla cobra importancia debido a las características intrínsecas de los minerales carbonáticos y su respuesta ante la deformación. Mientras que la recristalización dinámica en calcita puede ocurrir tempranamente en condiciones de muy bajo grado metamórfico (> 250 °C), los minerales silicáticos se deforman de manera frágil en similares condiciones (Burkhard 1990, van der Pluijm y Marshak 2004, Passchier y Trouw 2005, Delle Piane et al. 2017). Por otro lado, el análisis de las cataclasitas (s. l.) derivadas de mármoles documentan la continuidad de procesos de deformación dinámicos dúctiles-frágiles a temperaturas menores a 170 °C aproximadamente (Sibson 1977, Hou-

se y Gray 1982, van der Pluijm y Marshak 2004, Passchier y Trouw 2005, Trouw et al. 2009, Tessei et al. 2013, Delle Piane et al. 2017).

En consecuencia, estudiar en detalle el registro petro-estructural de tectonitas derivadas de mármoles de la faja de cizalla Las Lajas en dominio estructural desde dúctil a dúctil-frágil, resulta de interés para brindar nuevos parámetros que permitan determinar con mayor precisión el rango previamente establecido para las condiciones físico-químicas actuantes en esta zona de deformación. Por lo tanto, la presente investigación se enfoca al estudio de la evolución de los mármoles, transformados posteriormente a milonitas y finalmente deformados a cataclasitas, con el objetivo de dilucidar una parte de la evolución de esta faja de cizalla y complementar la información que se posee hasta el momento.

Para arribar a tal fin, este estudio se aboca en el cerro El Potrero Sur, ubicado en el segmento austral de la faja de cizalla Las Lajas (Figs. 1c, 2). Dicha serranía resulta de gran interés debido a que preserva una secuencia completa desde rocas miloníticas a cataclásticas. Específicamente, esta investigación integra estudios petrológicos de campo, en los cuales se relevaron las distintas características de cada grupo litológico y sus relaciones petro-estructurales. También, se llevó a cabo el análisis de secciones delgadas de cada litología (donde se identificaron asociaciones minerales, microestructuras y el tipo de maclado en blastos de calcita) y se describieron brevemente macro y microestructuras genéticamente relacionadas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

Las Sierras de Córdoba corresponden a la entidad orográfica más oriental dentro de las Sierras Pampeanas (Fig. 1a;

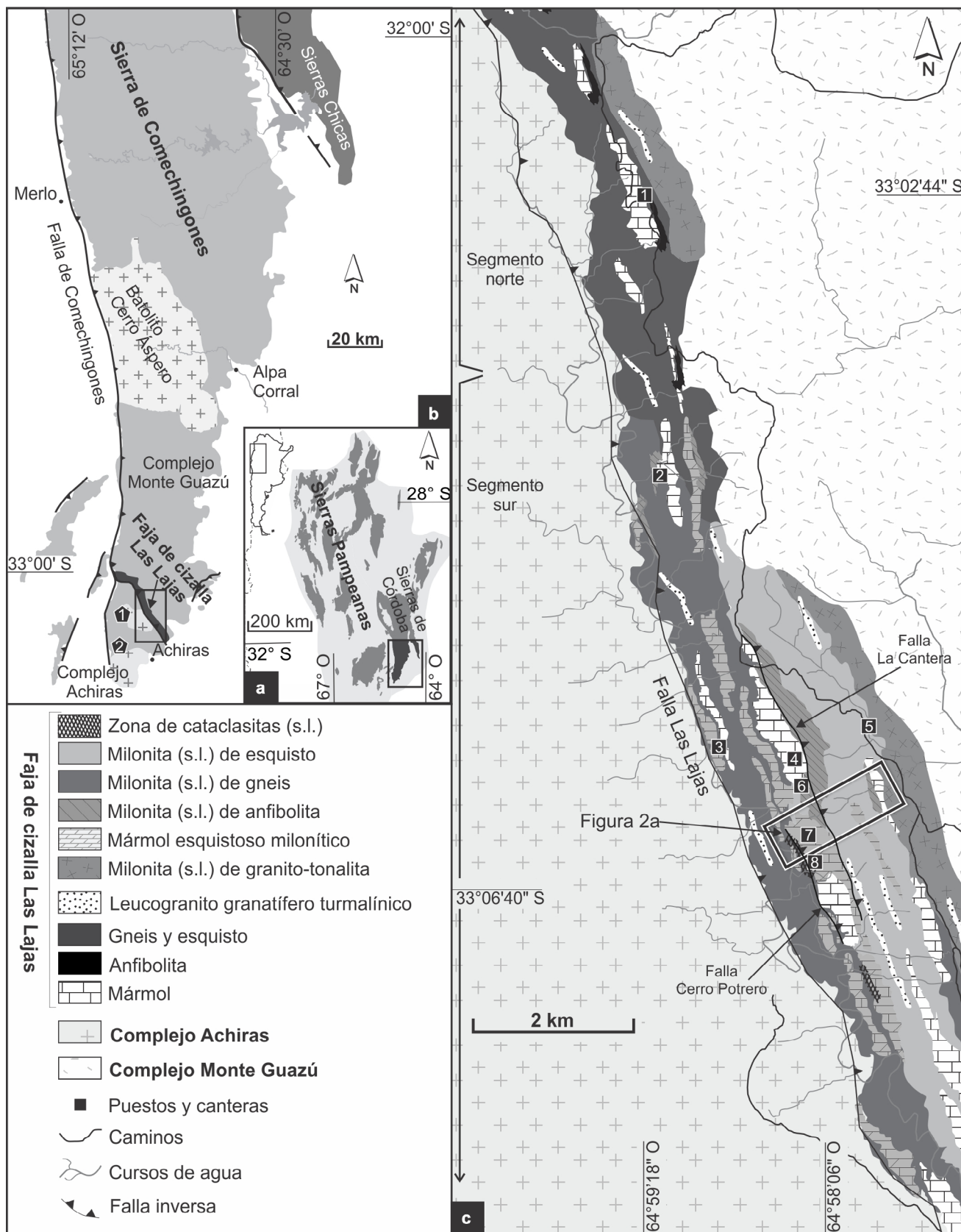


Figura 1. a) Ubicación de las Sierras Pampeanas con sus principales cordones serranos resaltados en gris oscuro. El recuadro corresponde a la figura 1b; **b)** Ubicación de la faja de cizalla Las Lajas en el extremo sur de las Sierras de Córdoba. (1) Granito El Potrero y (2) Granito Los Nogales. **c)** Mapa petro-estructural de la faja de cizalla Las Lajas (modificado de Cristofolini et al. 2017). (1) Cantera Loma Blanca, (2) Cantera Tres Pozos, (3) Cantera Las Vertientes, (4) Cerro El Potrero Norte, (5) Puesto El Potrero, (6) Cantera Balmaceda, (7) Cerro El Potrero Sur y (8) Cantera Cerro El Potrero.

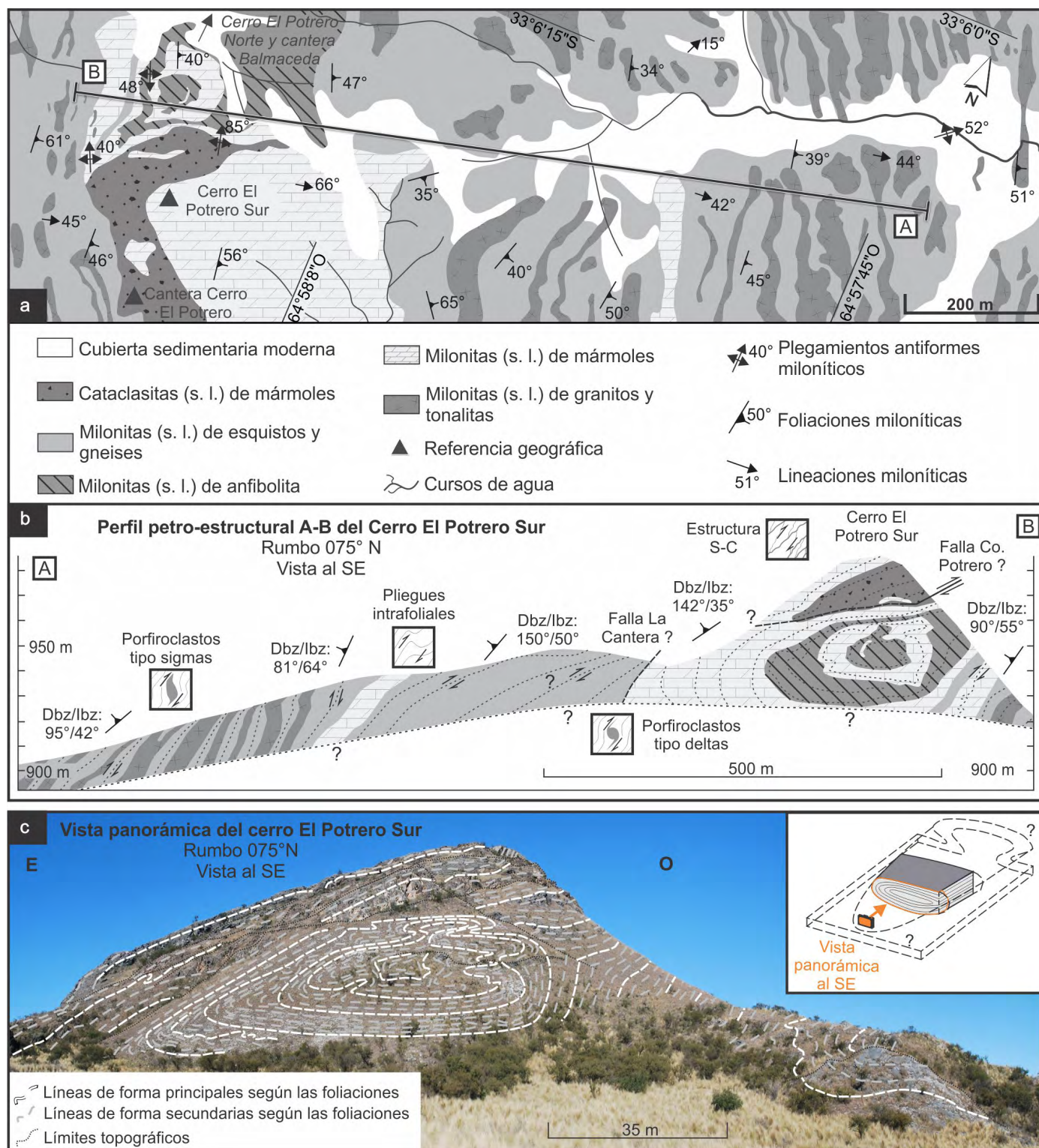


Figura 2. a) Mapa petro-estructural del cerro El Potrero Sur. La línea A-B ubica el perfil petro-estructural de la figura b; b) Perfil petro-estructural A-B; c) Fotografía panorámica del cerro El Potrero Sur con líneas de forma según la foliación milonítica y cataclástica. En el diagrama de la esquina superior derecha se esquematiza la sección media del pliegue en vaina y su posible disposición espacial.

Camino 1979, Ramos 1999). La provincia geológica mencionada, comprende a un conjunto de extensas serranías limitadas por fallas lítricas inversas de rumbos submeridianos y vergencia oeste, que fueron reactivadas e invertidas durante

la deformación del antepaís andino (Martino et al. 2016 y sus referencias). Los distintos cordones montañosos están conformados por un basamento plutónico-metamórfico neoproterozoico-eopaleozoico, el cual ha sido afectado por numero-

sas fajas de cizalla cuyas actividades se restringen desde el Ordovícico al Devónico principalmente (Simpson et al. 2001, 2003, Martino 2003, Steenken et al. 2010, Demartis et al. 2017, Semenov et al. 2019, Radice et al. 2021).

En el extremo austral de las Sierras de Córdoba, denominado a tales latitudes Sierra de Comechingones, las secuencias cristalinas aflorantes al sur del batolito Cerro Áspero son agrupadas en dos unidades lito-estratigráficas que registran distintas historias evolutivas: Complejo Monte Guazú y Complejo Achiras (Fig. 1b; Otamendi 1995, Otamendi et al. 2000, 2004, 2014, Fagiano 2007, Cristofolini et al. 2017). El Complejo Monte Guazú está integrado por migmatitas, gneises, esquistos, mármoles y anfibolitas estabilizados predominantemente en facies de anfibolita alta/granulita, los cuales se interdigitan con una secuencia ígnea (Otamendi et al. 2000, 2004, Fagiano et al. 2002, 2005, Fagiano 2007, Cristofolini et al. 2017). Hasta el momento, las metamorfitas de este Complejo no presentan datos sobre su edad absoluta, sin embargo, Drobe et al. (2011) establece una edad ordovícica para los cuerpos ígneos, a partir de una datación U-Pb en circón en un granitoide deformado y adjudicado al extremo occidental del complejo. Por otro lado, el Complejo Achiras está constituido predominantemente por esquistos y gneises biotíticos en condiciones de facies de anfibolita alta e intercalados con leucogranitos peraluminosos anatócticos, los cuales forman la Unidad India Muerta. Los leucogranitos de esta unidad fueron datados mediante U-Pb en monacita y arrojan edades entre 397 y 363 Ma (Devónico Inferior a Superior, Gromet 2003 en Otamendi et al. 2014). Las litologías anteriores son intruídas por los plutones graníticos de la Unidad Los Nogales (granitos Los Nogales, El Potrero y menores; Fig. 1b) y la Unidad Sierra Grande (Otamendi et al. 2004, 2014, Fagiano 2007, Cristofolini et al. 2017). La edad de estos granitos ha sido acotada mediante datación U-Pb en circones del granito Los Nogales, la cual obtuvo una edad de cristalización devónica media (382 ± 6 Ma; Stuart-Smith et al. 1999).

Ambos complejos quedan en contacto y son afectados de manera diferencial por una zona de deformación denominada faja de cizalla Las Lajas (Fig. 1b, c, Otamendi et al. 1996, Sims et al. 1997), la cual conforma una discontinuidad estructural de escala regional y cabalga las secuencias del Complejo Monte Guazú sobre las del Complejo Achiras (Martino 2003, Otamendi et al. 2004, 2014, Fagiano 2007, Cristofolini et al. 2017). Dicha faja se extiende por 40 km con disposición espacial NO-SE, buzamiento general del plano de cizalla al NE y cinemática inversa con vergencia al SO. En cuanto a los límites de la faja de cizalla, hacia el NE afecta

transicionalmente a las metamorfitas que componen el Complejo Monte Guazú, mientras que hacia el SO muestra un límite neto con las secuencias del Complejo Achiras coincidente con la falla Las Lajas, estructura reactivada durante el Cenozoico con evidencias de actividad neotectónica (Fig. 1c, Doffo y Bonorino 2005, Sagripanti et al. 2011, Cristofolini et al. 2017).

El rango temporal en el cual ha sido activa la zona de cizalla Las Lajas aún es un punto a dilucidar. Cristofolini et al. (2017) determinaron que presenta un registro temporalmente progresivo y, hasta el momento, su última reactivación es acotada a la orogénesis Achaliana (403-382 Ma, en Stuart-Smith et al. 1999 datado por SHRIMP U-Pb en circón; 420-350 Ma, en Steeken et al. 2008 datado por K-Ar en muscovita, biotita y hornblenda). Esta aseveración se fundamenta en las evidencias presentes en el granito El Potrero, perteneciente a la Unidad Los Nogales del Complejo Achiras y asignado al Devónico Medio, el cual desarrolla una fábrica milonítica y paragénesis postmagmáticas similares a las propias de la faja (Sims et al. 1997, Otamendi et al. 2014). De acuerdo a ello, Martino (2003) clasifica a la zona de cizalla Las Lajas como una faja contraccional Achaliana. No obstante, el inicio de la actividad se adjudica a edades ordovícicas (medias?) vinculadas con la orogenia Famatiniana (Chernicoff y Ramos 2003, Otamendi et al. 2004, Cristofolini et al. 2017).

La faja de cizalla Las Lajas presenta una segmentación longitudinal de norte a sur, sentido en el cual se evidencia un aumento en la expresión espacial de la zona de deformación y una creciente intensidad del retrabajo de los protolitos, características vinculadas a la exhumación diferencial de segmentos que representan distintos niveles estructurales (Cristofolini et al. 2017). De acuerdo a ello, el segmento sur se caracteriza por un incremento en la proporción de rocas miloníticas (Fig. 1c), cuya asociación paragenética indica condiciones en facies de anfibolita media a subesquistos verdes (Cristofolini et al. 2017, Benito et al. 2019). En la zona central del segmento mencionado (latitudes $33^{\circ}05'58,2''S$ - $33^{\circ}06'29,3''S$ y longitudes $64^{\circ}58'24,25''O$ - $64^{\circ}57'36,2''O$) se encuentra el cerro El Potrero Sur que enmarca este trabajo. En dicho cerro las rocas más abundantes corresponden a milonitas derivadas de gneises-esquistos, mientras que milonitas derivadas de mármoles, anfibolitas, tonalitas y granitos quedan relegadas a bancos intercalados de modo saltuario (Fig. 2, Benito 2019, Benito et al. 2019). Específicamente, el cerro El Potrero Sur presenta un plegamiento decamétrico tipo en vaina donde se reconocen paquetes de milonitas derivadas de mármoles y anfibolitas como superficies elipsoidales cerradas concéntricamente (Fig. 2b, c, Benito 2019). Por último, en los niveles

superiores del cerro El Potrero Sur e intercaladas con las milonitas de mármoles, afloran filetes localizados de rocas cataclásticas (Fig. 2b, Benito 2019).

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

El conocimiento actual de la faja de cizalla Las Lajas nos permite afirmar que esta zona de deformación se desarrolla sobre distintas litologías. No obstante, la presente investigación se enfoca exclusivamente en el estudio petro-estructural de los mármoles y sus tectonitas derivadas, aflorantes dentro del sector austral de la faja, en el cerro El Potrero Sur (Figs. 1c, 2). A lo largo del área de estudio se reconoce la transición desde los mármoles, formados a partir de un metamorfismo regional, que pasan a rocas miloníticas y cataclásticas (Fig. 2a). La transformación parcial y gradual de los mármoles, producto de la actividad de la faja de cizalla Las Lajas, resulta en la generación de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. A su vez, las secuencias de milonitas actúan como protolitos de protocataclasitas, cataclasitas y ultracataclasitas en zonas localizadas. El cerro El Potrero (Fig. 1c) expone estos tres litotipos y preserva en su expresión austral una secuencia completa de milonitas a cataclasitas (Fig. 2a, b).

Mármoles

Los mármoles en el cerro El Potrero Sur se encuentran dispersos de modo saltuario dentro de sus equivalentes miloníticos, sin embargo hacia los extremos de la serranía adquieren mayor representación areal conformando afloramientos de extensiones kilométricas (0.9 a 1.6 km) con rumbo NO-SE (Fig. 1c). Las mejores exposiciones de mármoles se encuentran en el cerro El Potrero Norte (Figs. 1c, 2a), en los alrededores de la cantera Balmaceda (Fig. 1c). Por lo general, los bancos de mármoles se caracterizan por presentar morfologías lentiformes que yacen concordantes con los gneises, esquistos, anfíbolitas y sus equivalentes miloníticos. Los mármoles son de color blanco con tonalidades variadas entre amarillentas, rosadas a grisáceas (Fig. 3a-c).

La textura general es granoblástica caracterizada por formar un mosaico pseudopoligonal, con ángulos de 120° entre blastos, y de tamaño de grano muy fino a medio (0.025 a 2 mm, Fig. 3d, e). Localmente, en aquellos mármoles con mayor abundancia de dolomita, la textura varía a porfiroblástica con piroxeno de tamaño medio a grueso (0.175 a 5 cm, Fig. 3f).

Esta litología presenta dos estructuras características. Por un lado, se identifican mármoles de estructura masiva que,

en sección delgada, exhiben incipiente orientación subparalela de filosilicatos e inosilicatos (Fig. 3d) y, en menor medida, de agregados suturados de calcita/dolomita levemente elongados. En contraparte, ciertos mármoles presentan un bandeado composicional de espesor variable entre 1 a 3 cm, manifestado según la tonalidad alternante de la roca, como también, mediante las variedades y abundancias de accesorios silicáticos (forsterita, diópsido, tremolita, flogopita y/o talco, Fig. 3e).

Por medio de tinte selectivo en secciones delgadas se discriminaron las fases carbonáticas, las cuales muestran una relación variable según la estructura bandeadada. Por lo general, domina calcita (relación Cal/Dol promedio entre 70/30, abreviaturas según Whitney y Evans 2010) con escasa dolomita en posiciones intercrystalinas. Sin embargo, concentrado en bandas, se presentan dominios de dolomita (relación Cal/Dol promedio entre 20/80) correlacionables con una mayor proporción de accesorios silicáticos y un aumento del tamaño de grano. Por esta razón, los mármoles se tipifican principalmente como calcidolomíticos con un grado variable de impureza, que por sectores pasan a dolomíticos. A su vez, las distintas especies de accesorios silicáticos definen variedades de mármoles tales como: tremolíticos/flogopíticos (Fig. 3d), la más abundante; forsteríticos (Fig. 3e) y diópsídicos (Fig. 3f).

La mineralogía de esta litología se encuentra definida por calcita/dolomita, tremolita, flogopita, talco, forsterita, diópsido y cuarzo. Como fases accesorias, se identifican brucita, muscovita, titanita, circón y óxidos de hierro y titanio, mientras que, como secundarias se observan serpentinas. A partir del análisis petrográfico, se define la siguiente paragénesis: en primer lugar, la asociación mineral $Cal_1 + Dol_1 \pm Tr_1 \pm Qtz_1$, que es la más abundante; luego se presentan, en altas proporciones y relicticas respecto a la anterior, las asociaciones de mayor grado $Cal_1 + Dol_1 + Di_1 \pm Qtz_1$ y $Cal_1 + Dol_1 \pm Fo_1 \pm Qtz_1$; y por último, de manera subordinada, se sobreimpone a las anteriores, la asociación de retrogrado $Cal_1 + Dol_1 \pm Phl_1 \pm Tcl_1 \pm Qtz_1$. Contemplando que las reacciones metamórficas están sujetas a múltiples factores (como temperatura, presión, composición del protolito y composición de fluidos circundantes), los mármoles muestran potencialmente condiciones variables en facies de anfíbolita alta/granulita en grado alto con retrogrado local a facies de esquistos verdes en grado bajo.

Los granos de calcita/dolomita se presentan en tamaño muy fino a grueso (0.025 a 2.075 mm) con morfologías subhedral a anhedral. La mayoría de estos blastos poseen formas pseudopoligonales con bordes conjugados en puntos triples (Fig. 3d, e), y en menor medida, bordes ameboidales (Fig. 3f). Desarrollan maclado polisintético que, en sectores,

se encuentra con maclado mecánico flexurado y/o acufiado. Ocasionalmente muestran extinción ondulosa, en damero (*chessboard extinction*) o en lamelas. En las muestras con teñido selectivo las maclas polisintéticas en calcita, según la clasificación propuesta por Burkhard (1993), son predominantemente de tipo II o IV, mientras que de tipo I o III se observan de manera subordinada. La forsterita forma granos finos (0.05 a 0.3 mm), subhedros, ovoidales e incoloros (Fig. 3e). Por lo general, se altera parcialmente a serpentinas a lo largo de bordes y fracturas. El diópsido aparece de tamaño fino a grueso (0.025 a 2 cm), morfología subhedra, hábito prismático e incoloro (Fig. 3f). Por retrogradación y alteración incipiente, en bordes y fracturas, se asocian espacialmente a tremolita, talco, flogopita, muscovita y serpentinas. De manera subordinada, desarrolla maclado polisintético. La tremolita conforma blastos finos a medios (0.08 a 1.25 mm), subhedros, de hábito prismático e incoloros orientados subparalelamente según su eje mayor (Fig. 3d). Presenta retrogradación a flogopita y talco. Se caracterizan por mostrar extinción ondulosa y microplegamientos tipo *kink*. La flogopita ocurre de tamaño fino (0.07 a 0.5 mm), forma subhedra, hábito laminar, bordes desflecados y coloración entre amarillenta muy pálida a incolora (Fig. 3e, f). Estos granos se exhiben con extinción ondulosa y microplegamientos tipo *kink*. El talco presenta tamaño de grano muy fino a fino (< 0.2 mm), morfología subhedra a anhedra, hábito acicular, con bordes desflecados e incoloros (Fig. 3f). Generalmente, intercrecen o rodean a granos de flogopita y poseen extinción ondulosa. El cuarzo forma blastos muy finos a finos (0.04 a 0.2 mm), anhedros e intracristalinos a calcita/dolomita.

Milonitas

Las milonitas derivadas de mármoles predominan en el segmento sur de la faja de cizalla Las Lajas con exposiciones destacables en los alrededores del cerro Potrero Sur, específicamente en la transecta que une la cantera Cerro El Potrero con la cantera Balmaceda (Fig. 1c). De forma generalizada, los afloramientos son hectométricos-kilométricos (0.5 a 2 km) y en rosario, con tendencia de rumbo general NO-SE (Fig. 1c). Ocasionalmente, las secuencias de milonitas preservan dispersos bancos métricos de mármoles, como así también de manera transicional pasan a exposiciones mayores de éstos últimos. En el cerro El Potrero Sur, las milonitas de mármoles se encuentran intercaladas de forma concordante con bancos milonitizados de anfibolitas, a la vez que ambas litologías quedan regionalmente subordinadas dentro de milonitas derivadas de gneises y esquistos (Fig. 2). Los afloramientos de milonitas derivadas de mármoles se caracterizan por presentar color gris a blanco y morfologías tabulares que disminuyen su espesor hacia los extremos (Fig. 4a, b).

La textura de las milonitas es porfiroclástica (Fig. 4c). En sección delgada, los porfiroclastos se encuentran inmersos en una matriz granoblástica de tamaño muy fino a medio (< 0.5 a 1.75 mm; Fig. 4d-l). De manera generalizada, la transición desde protomilonitas a ultramilonitas es acompañada por el cambio progresivo en los blastos de la matriz desde tamaños muy finos a medios con formas ameboidales y restringidos alrededor de porfiroclastos en textura manto-núcleo (Fig. 4d); que pasan a un mosaico de granos pseudopoligo-

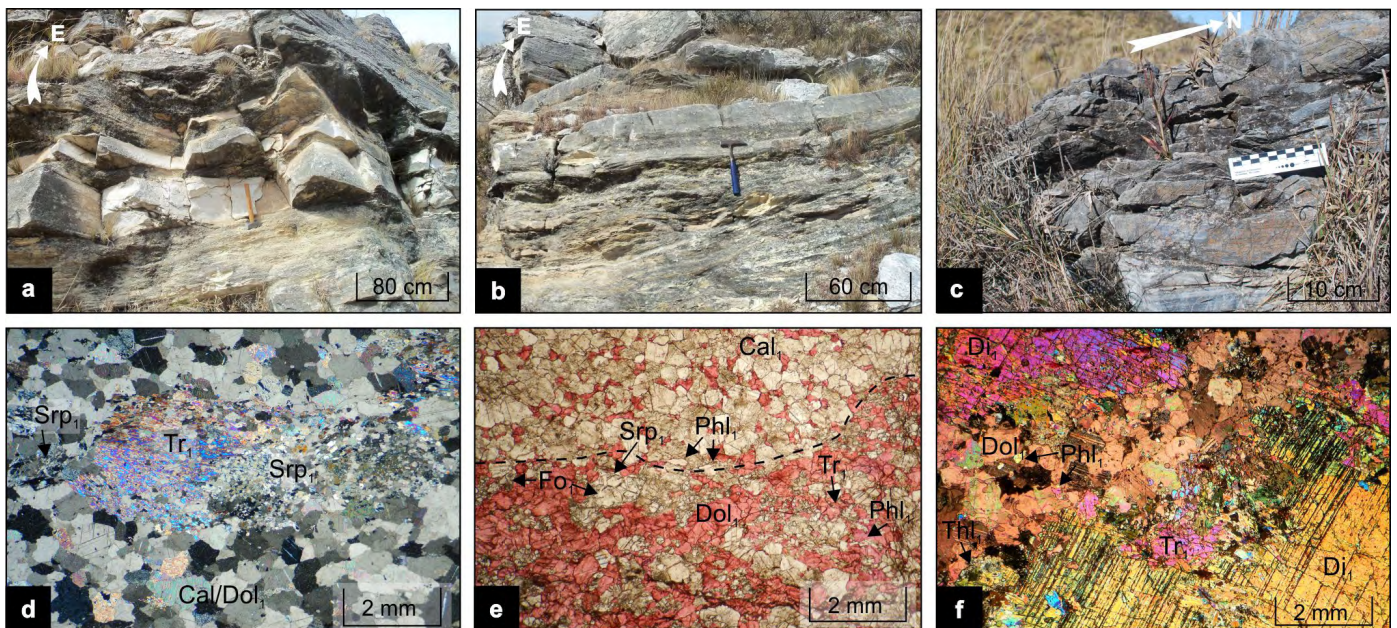


Figura 3. a-c) Fotografías de afloramiento de mármol tabular; d) Microfotografía a nicoles cruzados de mármol tremolítico con orientación subparalela de tremolita y serpentinas; e) Microfotografía a nicoles paralelos de mármol forsterítico con textura granoblástica y bandeo composicional; f) Microfotografía a nicoles cruzados de mármol dolomítico diopsídico con textura porfiroblástica.

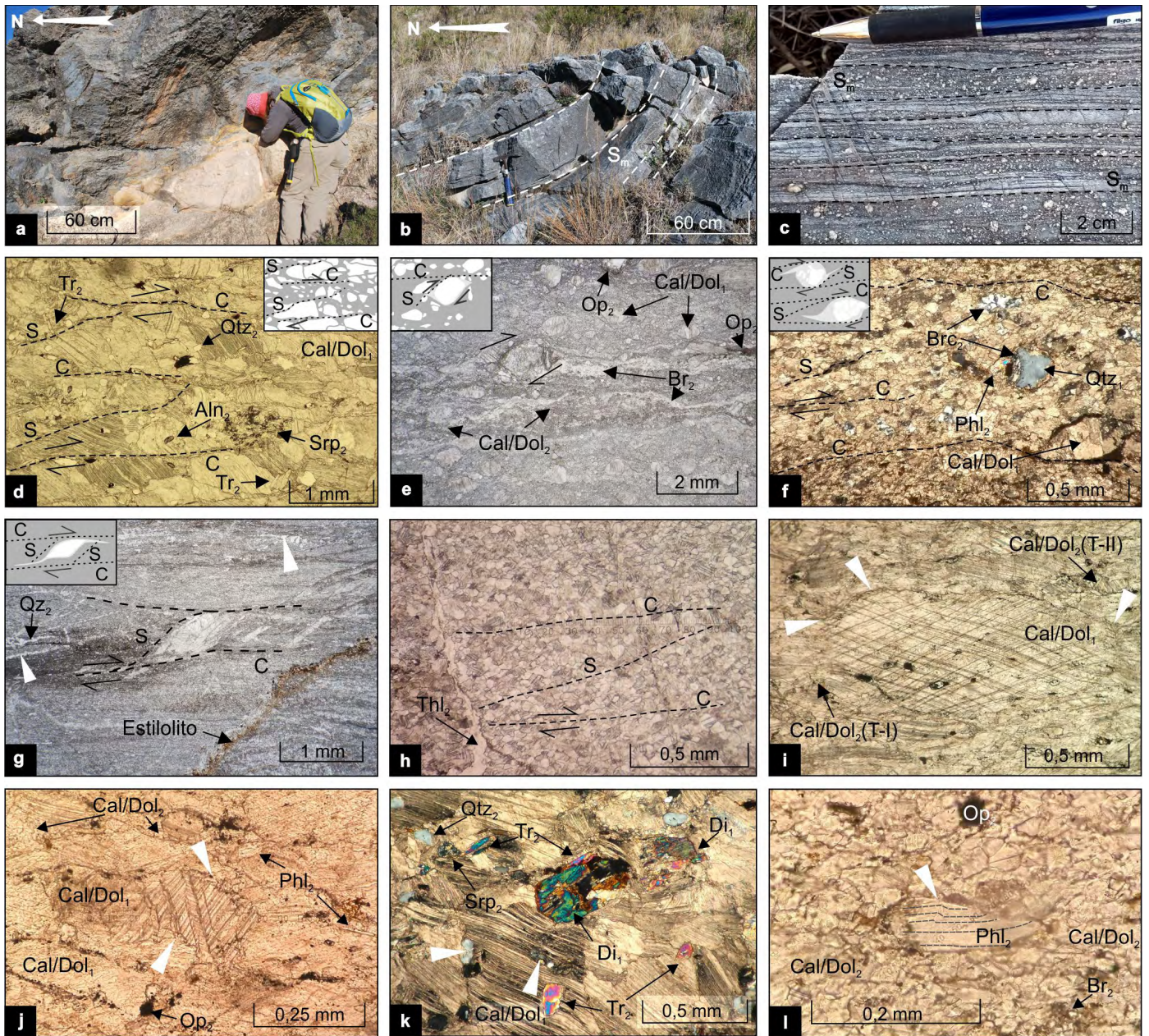


Figura 4. a-b) Fotografías de afloramiento de bancos (a) tabulares y (b) plegados (pliegues tipo 2) de milonitas; c) Macrofotografía de milonita con textura porfiroclástica y bandeado milonítico (S_m). d-h) Microfotografías de milonitas con patrón S-C y esquemas simplificados: (d) protomilonita a nicolas paralelos; (e) milonita a nicolas paralelos que presenta porfiroclastos poliminerálicos tipo sigmas; (f) ultramilonita a nicolas cruzados que exhibe porfiroclastos poliminerálicos tipo sigmas y deltas; (g) ultramilonita a nicolas paralelos que muestra un porfiroclasto monominerálico tipo sigma y cintas de cuarzo (con flechas blancas); (h) ultramilonita a nicolas paralelos con blastos pseudopoligonales de calcita/dolomita y estilolitos rellenos con talco. i-j) Microfotografías a nicolas paralelos de (i) protomilonita y (j) milonita donde se reconocen porfiroclastos de calcita/dolomita con textura manto-núcleo (blastos indicados con flechas blancas). La protomilonita presenta porfiroclastos con maclas tipo III flexuradas y matriz con blastos de calcita/dolomita con maclado flexurado tipo I (Cal/Dol2-TI) y tipo II (Cal/Dol2-TII). La milonita muestra porfiroclastos con maclas mecánicas tipo I. k) Microfotografía a nicolas cruzados de protomilonita con un porfiroclasto de diópsido reemplazado por tremolita y blastos de cuarzo con bordes ameboidales (con flechas blancas). l) Microfotografía a nicolas cruzados de ultramilonita con un blasto de flogopita que muestra microplegamientos tipo *kink* (con flecha blanca).

nales muy finos a finos con conjunciones tipo puntos triples (Fig. 4g, h).

Estas rocas presentan a toda escala una foliación milonítica (Fig. 4b, c), la cual muestra una microestructura anastomosada en patrón S-C (ver apartado “Estructura interna de las tectonitas”; Fig. 4d-h). De manera subparalela a esta anisotropía milonítica, se observan microlitones de espesores

variables entre 6 a 20 mm, caracterizados por conservar un mayor tamaño de grano relativo y alta proporción de porfiroclastos (Fig. 4f).

Los porfiroclastos presentan tamaño fino a grueso (0.06 a 5.6 mm) con una tendencia a disminuir su dimensión en las ultramilonitas. Los porfiroclastos se clasifican tanto monominerálicos como poliminerálicos. En primer lugar, los monomi-

nerálicos son monocristalinos compuestos de calcita/dolomita y, en menor medida, cuarzo, brucita y diópsido (Fig. 4d, i-k). Por otro lado, los porfiroclastos poliminerálicos se encuentran conformados por el intercrecimiento de calcita/dolomita, brucita y/o serpentinas (Fig. 4e-g). Ambos tipos de porfiroclastos constituyen indicadores cinemáticos de morfologías tipo sigmas, en su mayoría, tipo deltas o formas complejas, de manera subordinada. A su vez, estos indicadores muestran colas asimétricas con sombras de presión donde recrystaliza tremolita, cuarzo, flogopita, talco y calcita/dolomita; con lo cual, ocasionalmente exhiben microestructuras tipo manto-núcleo (Fig. 4i, j). Acorde al criterio de Burkhard (1993), predominan los porfiroclastos de calcita con maclado polisintético tipo I y II, mientras que los tipos III y IV son subordinados (Fig. 4i, j). El maclado se halla acuñado hacia el borde de los cristales y fuertemente flexurado (Fig. 4k, j); además de reconocerse con extinción ondulosa, en damero y plumosa eventualmente (Fig. 4i).

La composición mineralógica en la matriz de milonitas queda determinada por calcita/dolomita, cuarzo, flogopita, talco y tremolita con brucita, circón y óxidos de hierro y titanio como accesorios y serpentinas como fases secundarias. Por lo tanto, la asociación mineral dominante en la matriz se encuentra dada por $\text{Cal/Dol}_2 \pm \text{Qtz}_2 \pm \text{Phl}_2 \pm \text{Tr}_2$, vinculada a grado metamórfico medio y estable en facies de anfibolita media a esquistos verdes alta. De manera subordinada y por retrogradación de la anterior, se reconoce la asociación mineral $\text{Cal/Dol}_2 \pm \text{Qtz}_2 \pm \text{Tlc}_2$ de bajo grado metamórfico estabilizada en facies de esquistos verdes baja.

Los blastos de calcita/dolomita en la matriz poseen tamaño muy fino a medio (0.01 a 1.75 mm) y morfologías subhedras poligonales con puntos triples (Fig. 4h) o anhedras ameboidales (Fig. 4i). Se caracterizan por presentar maclado polisintético acuñado hacia el borde o flexurado (Fig. 4i). Según el criterio de Burkhard (1993), dominan las maclas polisintéticas tipo I y II, mientras que, el tipo III está subordinado (Figs. 4i y 9). La extinción de los blastos varía de ondulosa a en damero. El cuarzo se encuentra en la matriz como granos muy finos a medios (0.02 a 0.875 mm), de formas anhedras ameboidales, ocurren de manera intercrystalina y por sectores forman finas cintas de agregados elongados (Fig. 4g). Presenta extinción ondulosa y en damero, escasamente; además, muestra bordes recrystalizados. La tremolita se halla en la matriz como blastos subhedros, muy finos a medios (0.04 a 0.6 mm), de hábito prismático alargado, bordes irregulares e incoloros. Este mineral ocurre en las sombras de presión de porfiroclastos y, por lo general, reemplaza a los porfiroclastos de diópsido (Fig. 4k). Presentan flexuras y microplegamientos

tipo *kink*. La flogopita aparece en la matriz con tamaño de grano muy fino a fino (0.025 a 0.375 mm), forma subhedra, hábito laminar, bordes desflecados a irregulares e incoloros. Estos blastos tienden a rodear porfiroclastos y formar parte de sombras de presión (Fig. 4f). Generalmente, la flogopita es reemplazada por talco. Se caracteriza por presentar extinción ondulosa, además de mostrar flexuras y desarrollar microplegues tipo *kink* (Fig. 4l). El talco ocurre en blastos muy finos (0.0075 a 0.05 mm), subhedros, de hábito fibroso acicular, bordes aserrados e incoloros. Este mineral conforma agregados minerales intercrystalinos con brucita y serpentinas que rodean a porfiroclastos en sombras de presión y/o se elongan en finas bandas a veces vinculadas con estilolitos (Fig. 4h).

Cataclasitas

En los niveles superiores del cerro Potrero Sur se destacan filetes de rocas cataclásticas derivadas de milonitas de mármoles, con exposiciones óptimas en la Cantera Cerro Potrero (Figs. 2 y 5a). En esta serranía, las cataclasitas constituyen una faja relativamente continua de extensión hectométrica (0.7 a 1 km, Fig. 1c), potencia métrica (2 a 30 m, Figs. 2b, 5b), con rumbo NO-SE y buzamiento general al NE. Los bancos de cataclasitas son tabulares, caracterizados por color rosa con tonalidades blanquecinas, ocre o grisáceas (Figs. 5b-e y 6a-c).

Las cataclasitas del cerro El Potrero Sur se hospedan dentro de las secuencias de milonitas derivadas de mármoles (Fig. 2a), donde el contacto entre ambas tectonitas es transicional (Fig. 5a). Hacia los límites, las milonitas desarrollan una red de fracturas rellenas (< 40 cm de espesor) con matriz incipiente, es decir, por muy finos fragmentos de milonitas trituradas y abundantes parches de óxidos de hierro. En estos sectores, aún se reconocen las características de las milonitas previas, debido a una escasa densidad de fracturas rellenas que rodean a gruesos litones miloníticos (> 50 cm) de formas poligonales angulosas (Fig. 5c). Hacia los dominios cataclásticos, de manera paulatina se distingue un incremento en el porcentaje de matriz, sumado al aumento en la rotación y fragmentación de los litones (Fig. 5d). Esta cataclasis gradual de las milonitas resulta en la formación de una textura cataclástica (Figs. 5, 6), lo cual permite definir protocataclasitas y cataclasitas (Figs. 5d, 6a-f, i, j). De manera localizada, se identificaron lentes centimétricos (20 a 40 cm de potencia) de ultracataclasitas caracterizados con límites netos y color negro a rosa (Figs. 5a, e, 6g, h).

Las rocas cataclásticas poseen predominantemente una estructura masiva (Fig. 6b, e), que en sectores de escaso porcentaje de matriz, muestra un patrón en rompecabezas

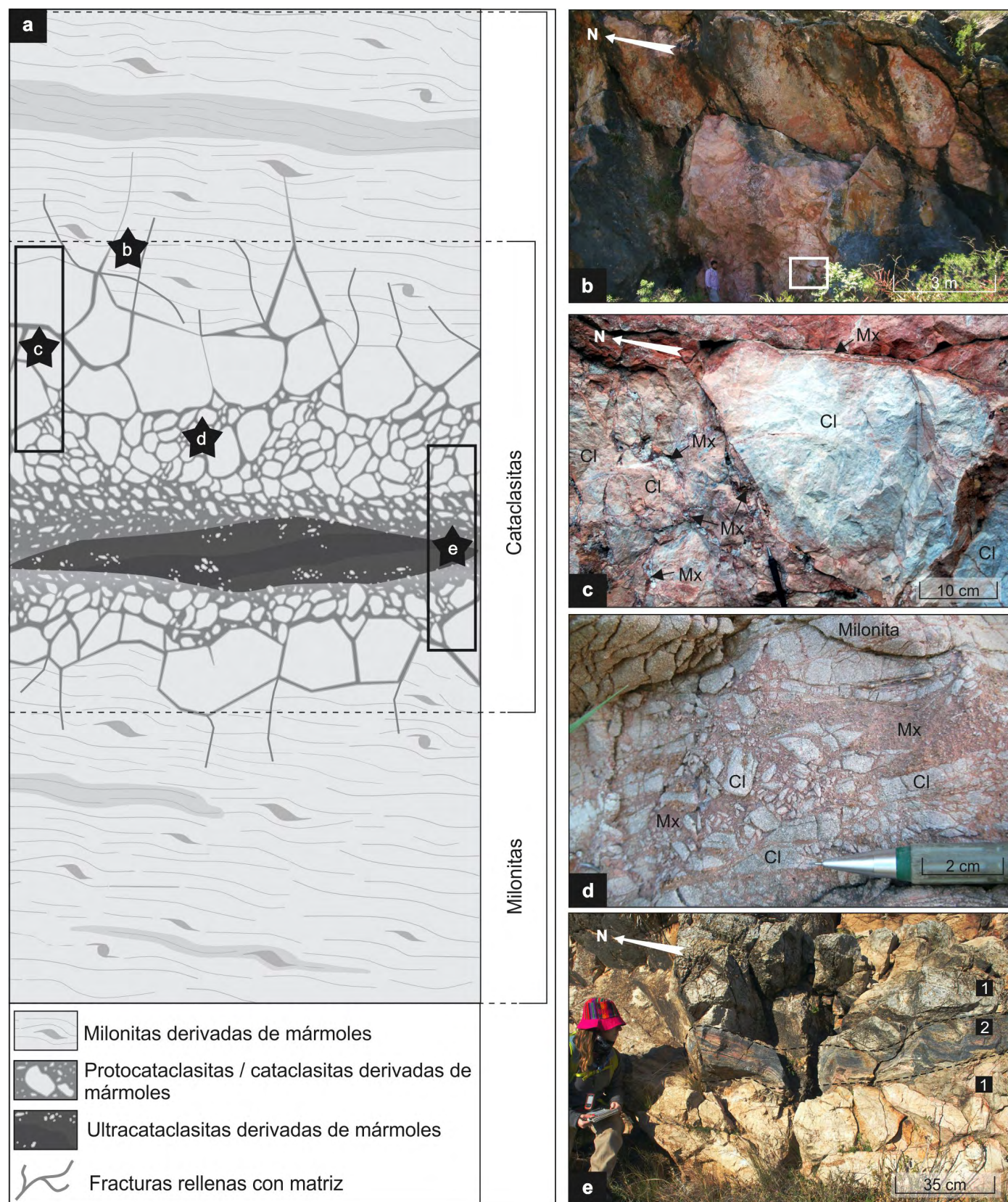


Figura 5. a) Esquema donde se muestra la relación entre milonitas y cataclasitas. Las estrellas se corresponderían con las figuras b-e; b-e) Fotografías de afloramiento de cataclasitas: (b) Cantera Cerro El Potrero formada por bancos tabulares y potentes de cataclasitas, el recuadro blanco delimita el área de la figura c; (c) protocataclasita en donde se distinguen clastos poligonales angulosos rodeados de fracturas y venillas; (d) cataclasita que muestra la fragmentación de milonitas en clastos y matriz; (e) banco lentiforme de ultracataclasita (número 2) intercalado con protocataclasitas (número 1). Cl: clasto. Mx: matriz.

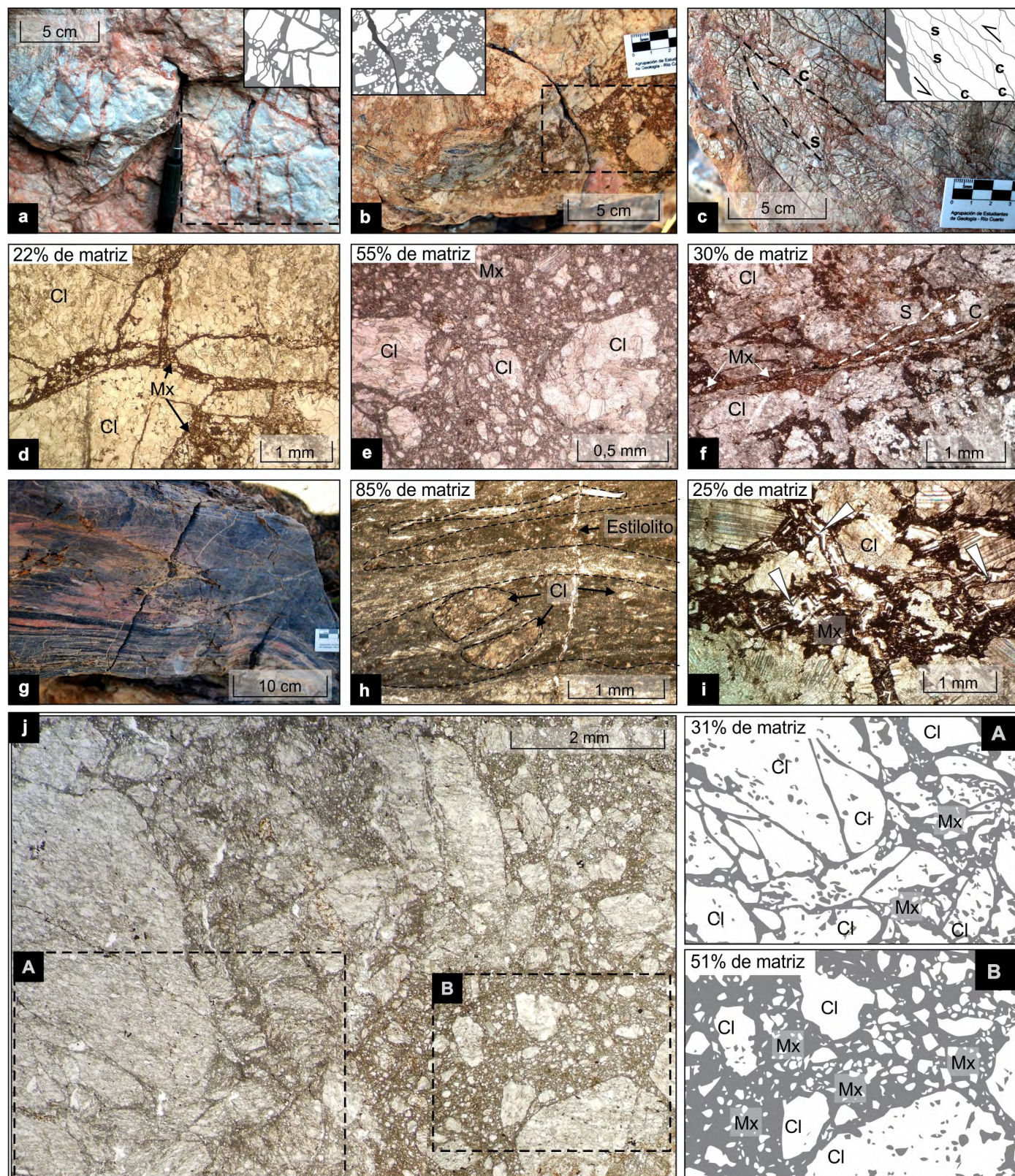


Figura 6. a-c) Macrofotografías y esquemas simplificados de (a) protocataclasita con patrón de rompecabezas; (b) cataclasita con estructura masiva; (c) protocataclasita con foliación cataclástica tipo S-C. d-f) Microfotografías a nicoles paralelos de (d) protocataclasita con patrón de rompecabezas; (e) cataclasita con estructura masiva; (f) protocataclasita con foliación cataclástica tipo S-C. g-h) Macro (g) y microfotografía a nicoles paralelos (h) de ultracataclasita con bandeado cataclástico y clastos derivados de protocataclasitas previas. i) Microfotografía a nicoles paralelos de protocataclasita con clastos derivados de venillas con textura combinada (con flechas blancas). j) Microfotografía a nicoles paralelos donde se observa la transición de protocataclasita (sector A) a cataclasita (sector B). A la derecha se muestran los esquemas simplificados de ambos sectores. El porcentaje de matriz se calculó con el programa ImageJ. Cl: clasto. Mx: matriz.

formado por un mosaico de clastos que flotan en una matriz incipiente (Fig. 6a, d). Por otro lado, en sectores con mayor porcentaje de matriz, las cataclasitas exhiben una foliación localmente penetrativa con patrón tipo S-C, debido a la orientación subparalela de los clastos según sus ejes mayores que limitan con finas bandas anastomosadas de matriz (Fig. 6c, f). Por último, únicamente las ultracataclasitas muestran una foliación cataclástica claramente definida según la alternancia en bandas de los minerales que componen la matriz, la abundancia de parches de óxidos de hierro y la cantidad de clastos (Fig. 6g, h).

Los clastos inmersos en la matriz de las cataclasitas derivan predominantemente de milonitas de mármoles (Fig. 6a-f, i-j) y, exclusivamente en ultracataclasitas, de cataclasitas presumiblemente previas (Fig. 6h). Los clastos se diferencian como monocristalinos y policristalinos. Los primeros clastos se encuentran compuestos por calcita/dolomita o cuarzo. En cambio, los clastos policristalinos se subdividen en monominerálicos como poliminerálicos y se componen por calcita/dolomita, brucita, cuarzo, talco y serpentinas. El tamaño de los clastos varía desde muy fino a gruesos (> 1.47 a 50 cm), con una disminución relativa acorde a la transición de protocataclasitas a ultracataclasitas (Fig. 5a). Esta transición también es evidenciada en el cambio de morfologías poligonales subangulosas en forma de cuñas (Fig. 6d, f, i), que pasan a clastos subangulosos-redondeados con arreglos cóncavos-convexos y bordes dentados corroídos por parches de óxidos de hierro (Fig. 6e, j). Por último, los clastos generalmente se muestran atravesados por abundantes fracturas internas rellenas con matriz incipiente.

El porcentaje de matriz fue estimado con el software ImageJ a partir de microfotografías a nicoles paralelos, debido al contraste de color entre la matriz y los clastos. La matriz alcanza porcentajes mínimos próximos al 16 % en sectores preservados ante la cataclisis y con grandes clastos, mientras que aumenta aproximadamente a 78 % en zonas de mayor trituración del protolito (Fig. 6d-f). Es por esta razón, que se evidencia la transición a escala centimétrica-métrica entre protocataclasitas y cataclasitas, con predominio de las primeras (Fig. 6j). En cuanto a las ultracataclasitas, el porcentaje de matriz estimado varía localmente de 81 % a 92 % (Fig. 6h).

La matriz de las cataclasitas se caracteriza por presentar una coloración parda-rojiza debido a la predominancia de parches de óxidos de hierro (Fig. 6a-f). Englobados por estos parches, se observaron bajo microscopio fragmentos de clastos compuestos por calcita/dolomita y escasos clastos de brucita, cuarzo micro a criptocristalino, óxidos de hierro, talco y serpentinas. Los granos de la matriz poseen tamaño muy

fino a fino (< 0.0025 a 0.375 mm) con una relativa disminución de su dimensión en ultracataclasitas.

La calcita/dolomita ocurre en la matriz como granos muy finos a medios (< 0.0025 a 2 mm), subredondeados, enmascarados por parches de óxidos de hierro y con aspecto terroso por alteración a argilominerales. Ciertos clastos se caracterizan por presentar extinción ondulosa y maclado polisintético clasificado según el criterio de Burkhard (1993) como tipo I. El maclado se muestra acuñado hacia el borde y flexurado. El cuarzo se presenta en la matriz como clastos muy finos a finos (0.015 a 0.2 mm) y con morfologías redondeadas. Eventualmente estos granos muestran extinción ondulosa. El talco ocurre en la matriz vinculado a estilolitos que rodean a clastos (Fig. 6h). Los finos clastos de talco (< 0.075 mm) son subangulosos de hábito prismático, bordes aserrados e incoloros. Este mineral presenta microplegamientos tipo *kink* y flexuras.

ESTRUCTURA INTERNA DE LAS TECTONITAS

En la región aledaña al cerro El Potrero Sur, los rasgos estructurales preexistentes del basamento se obliteraron totalmente por aquellas estructuras generadas durante el metamorfismo dinámico de la faja de cizalla Las Lajas. En este apartado se analizan las estructuras reconocidas en tectonitas derivadas de mármoles y asociadas a los procesos de cizalla en ambientes desde dúctiles a dúctiles-frágiles, según los criterios propuestos por Sibson (1977), Passchier y Trouw (2005) y Bons et al. (2012).

La principal estructura planar en la región es una foliación milonítica que, en tectonitas de mármoles, se distingue como una esquistosidad penetrativa (espesor < 1 mm; Figs. 4b, c) con una microestructura anastomosada tipo S-C (Figs. 4d-h). Este patrón S-C es denotado principalmente por la recristalización y neoformación sin-cinemática de calcita/dolomita, tremolita y flogopita. Estos blastos se orientan subparalelos según sus ejes mayores, en finas folias de geometrías anastomosadas (Fig. 4e-g). Esta foliación en milonitas derivadas de mármoles se dispone espacialmente con un valor medio de $357^{\circ}/46^{\circ}$ E (Fig. 7a).

De manera regular sobre los planos de la foliación milonítica, se desarrolla a macroescala una lineación mineral ligada al desarrollo sin-cinemático de calcita/dolomita en forma de ojos elongados, con sus ejes mayores orientados siguiendo una dirección preferencial subparalela entre sí. Esta estructura se orienta en promedio $089^{\circ}/42^{\circ}$ (Fig. 7b, c).

La foliación milonítica desarrolla plegamientos de diversas

escalas y morfologías. En su mayoría corresponden a pliegues de escala centimétrica a métrica (longitud de onda entre charnela y charnela aproximadamente de 0.02-0.09 a 1 m) que morfológicamente se los puede clasificar como intrafoliares, inclinados, asimétricos y disarmónicos con abundantes pliegues de menor escala asociados (Figs. 4b, 7c-e). Los plegamientos se han categorizado en dos conjuntos según la orientación de sus ejes (Fig. 7b, c-g). Por un lado, los pliegues tipo 1 presentan ejes meridionales (valor medio $335^{\circ}/39^{\circ}$),

donde los planos axiales buzan generalmente subverticales (intensidad media de 75°) al E con vergencia occidental (Fig. 7g). Por otro lado, los pliegues tipo 2 orientan sus ejes E-O (valor medio $104^{\circ}/41^{\circ}$) y sus planos axiales buzan subverticales (intensidad media de 78°) al S predominantemente y, en menor medida, al N con vergencia variable entre austral o septentrional (Fig. 7f). Es destacable que el alto topográfico que nuclea al cerro El Potrero Sur, se interpreta como un megaplegamiento tipo en vaina de escala decamétrica (dimen-

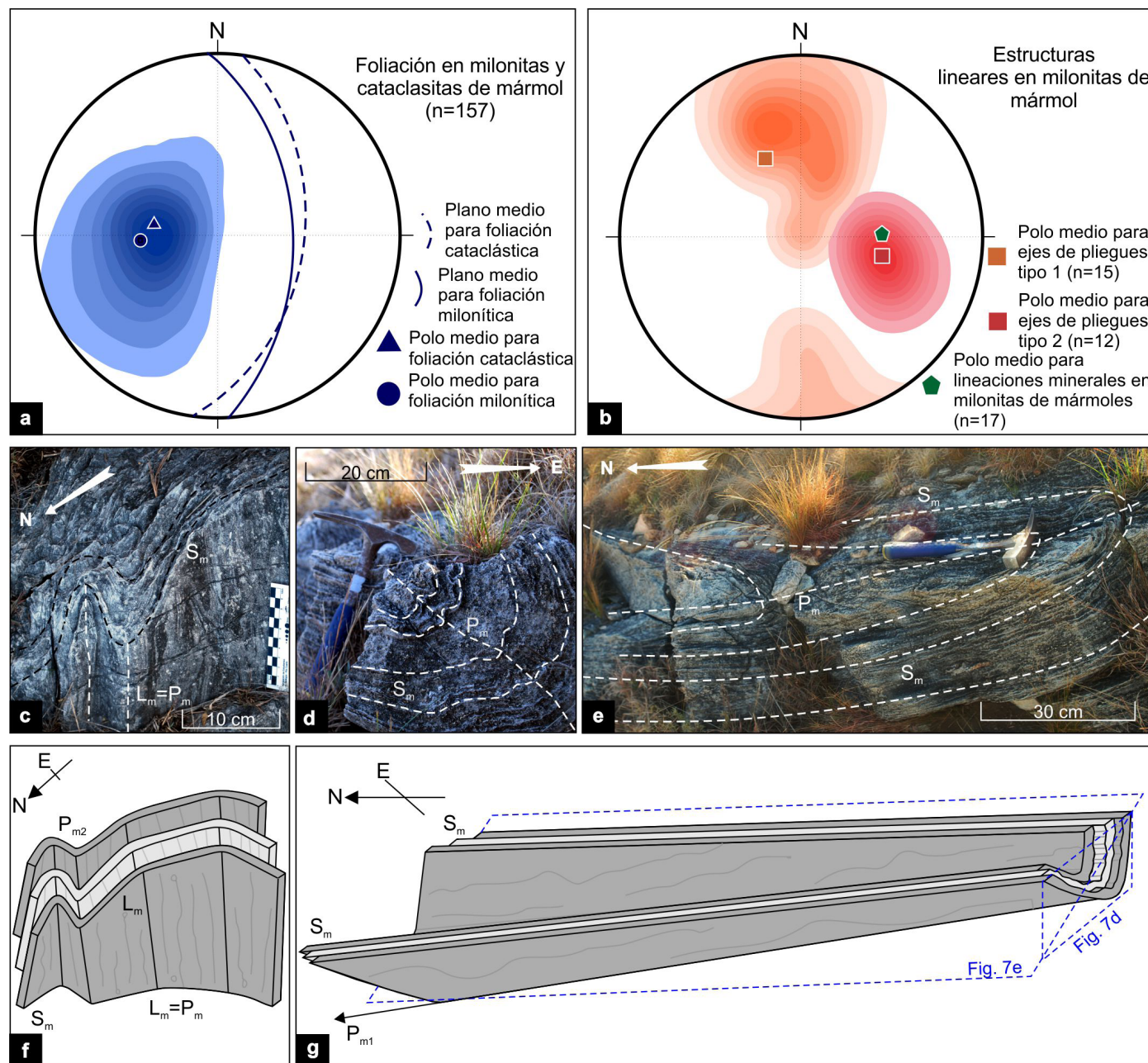


Figura 7. a-b) Representaciones estereográficas del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se proyectan los diagramas de densidad de polos para las estructuras de la región del cerro El Potrero Sur: (a) foliación milonítica y cataclástica para milonitas y cataclasitas derivadas de mármoles, y (b) ejes de pliegues y lineaciones minerales para milonitas de mármoles; c-g) Macrofotografías y representaciones esquemáticas de plegamientos en milonitas de mármoles: (c, f) plegamientos sinformes-antiformes (tipo 2) centimétricos con geometrías inclinadas, asimétricas e isópacos, en los cuales se observa las lineaciones minerales y (d, e, g) plegamiento sinforme (tipo 1) métrico de geometría cónica, inclinada, asimétrica, isópaca, de charnela cerrada y disarmónica.

siones en el plano y-z de aproximadamente 400 m) que responde a una morfología asimétrica elongada meridionalmente según su eje (Fig. 2b, c). La erosión actual deja al descubierto una sección media del tubo de esta estructura (Fig. 2c).

De forma localmente penetrativa, se reconoce la foliación cataclástica desde escala macroscópica a microscópica (Fig. 6c, f). Esta estructura muestra un incipiente patrón anastomado tipo S-C denotado por la orientación subparalela de los ejes mayores de los clastos. La disposición espacial responde predominantemente a un valor medio de $009^{\circ}/39^{\circ}$ E (Fig. 7a).

Microestructuras

En esta sección se describen brevemente estilolitos y venillas. Ambos elementos microestructurales se identificaron predominantemente en cataclasitas, con la particularidad de presentar una alta densidad de venillas en protocataclasitas y cataclasitas. Por otro lado, los estilolitos y venillas también ocurren en milonitas, de manera esporádica y en menor frecuencia, pero con características generales similares.

Los estilolitos se distinguen como láminas finas de espesor próximo a 0.01 mm, discontinuas lateralmente y de coloración parda oscura (Figs. 4g, h, 6h, 8a, b). Se caracterizan como superficies escalonadas con bordes dentados a difusos, compuestos por parches de óxidos de hierro, arcillas y en menor medida se rellenan con granos de talco y serpentininas. La orientación de estas estructuras es predominantemente oblicua ($\approx 45^{\circ}$) respecto a la anisotropía de las litologías hospedantes (foliación milonítica y cataclástica), aunque en menor medida se reconocen subparalelas.

Las venillas se identifican rellenas predominantemente con calcita/dolomita y se clasifican como sintaxiales según los criterios propuestos por Bons et al. (2012). A la vez, estas microestructuras se diferencian en tres clases según las texturas que presentan los rellenos: textura en bloques elongados, textura combinada y textura en bloques (s. s.). Las relaciones de corte entre los distintos tipos de entramados son variables, sin embargo, de manera generalizada se identifica que: (1) las venillas con textura de bloques elongados y venillas con textura combinadas se interrumpen unas a otras; (2) las venillas con textura en bloques generalmente son cortadas por aquellas con textura de bloques elongados; (3) los tres tipos de venillas atraviesan estilolitos, clastos, litones y matriz; y también (4) las venillas son seccionadas por estilolitos y matriz. Cabe destacar, que en la matriz de rocas cataclásticas, se identifican ocasionalmente fragmentos de las venillas desmembradas y dispersas formando clastos (Fig. 6i). A continuación, se describen brevemente las características texturales de las distintas clases de venillas.

Venillas con textura en bloques elongados: Corresponden a microestructuras curvi-planares de espesor variable entre 0.05 a 3.15 mm y paredes irregulares con abundantes parches de óxidos de hierro. Por lo general, muestran un relleno formado por cristales de calcita/dolomita con textura en bloques elongados (*elongate blocky texture*) que hacia el centro aumentan de ancho (Fig. 8c, d). En cuanto a la disposición espacial, se orientan de forma perpendicular u oblicua respecto a la anisotropía de las cataclasitas y milonitas (ejes mayores de clastos o foliación cataclástica y milonítica).

Venillas con textura combinada: Corresponden a venillas tabulares que alcanzan desde 0.225 a 2 cm de espesor con paredes irregulares que concentran parches de óxidos de hierro. Se caracterizan por mostrar una textura combinada (Fig. 8e, f). Por un lado, en los bordes de las venillas ocurren cristales romboédricos de calcita/dolomita con textura de bloques elongados (*elongate blocky texture*) que hacia el centro aumentan de ancho y hospedan bandas de inclusiones de óxidos de hierro orientadas paralelas a las caras cristalinas de los carbonatos. Por otro lado, en el núcleo las venillas presentan cavidades vacías o grandes cristales de calcita/dolomita con textura de bloques (*blocky texture*) con finas inclusiones romboédricas de óxidos de hierro. La orientación de estos elementos microestructurales es predominantemente subparalela a la anisotropía de las rocas cataclásticas (ejes mayores de clastos o foliación cataclástica).

Venillas con textura en bloque (s. s.): Estas venillas son relativamente menos frecuentes que las anteriores. Presentan formas curvi-planares discontinuas con espesores que varían entre 0.025 a 2.2 mm y paredes con escasos parches de óxidos de hierro. A partir de los límites de las venillas, crecen hacia el centro cristales de calcita/dolomita o cuarzo microcristalino en menor proporción, que muestran textura en bloque (*blocky texture*) formando un mosaico de granos anhedros muy finos a finos (Fig. 8g, h). Estas venillas se orientan predominantemente de forma oblicua ($> 20^{\circ}$) a transversal respecto a la anisotropía de las milonitas y cataclasitas (ejes mayores de clastos o foliación cataclástica y milonítica).

DISCUSIÓN

La geología de la sierra de Comechingones queda enmarcada geotectónicamente dentro de la evolución del margen occidental de Gondwana, el cual registra una dinámica vinculada a múltiples eventos orogénicos (Ramos 1988, Rapela et al. 1998, Otamendi et al. 2004). Dentro de este contexto, el desarrollo de zonas de deformación, que afectan a la serra-

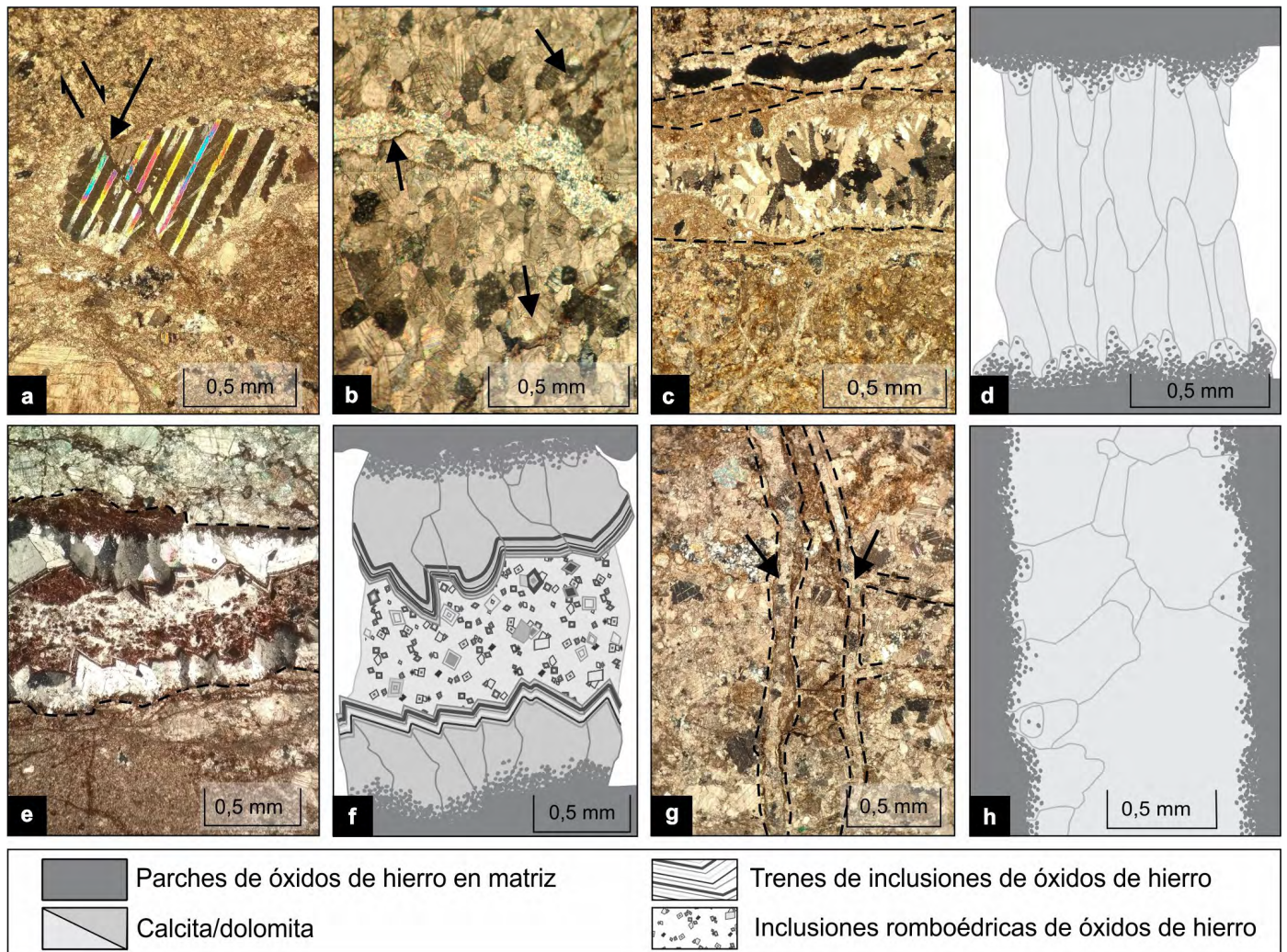


Figura 8. a) Microfotografía a nicoles cruzados de milonita con un porfiroclasto de calcita/dolomita con maclado tipo II, interceptado por un estilolito con aparente desplazamiento; b) Microfotografía a nicoles cruzados de ultramilonita con estilolitos dentados rellenos de flogopita y talco; c-d) Microfotografía a nicoles cruzados (c) y representación esquemática (d) de protocataclasita atravesada por venillas con textura en bloques elongados; e-f) Microfotografía a nicoles cruzados (e) y representación esquemática (f) de cataclasita interceptada por venilla con textura combinada; g-h) Microfotografía a nicoles cruzados (g) y representación esquemática en detalle (h) de protocataclasita atravesada por venillas con textura en bloques.

nía, generalmente es adjudicado a la orogenia Famatiniana (Martino 2003, Chernicoff y Ramos 2003, Astini y Dávila 2004, Otamendi et al. 2004, Steenken et al. 2010, Cristofolini et al. 2010, 2014, 2017, Demartis et al. 2017, Radice et al. 2021). De esta manera, la información geológica que proveen las fajas de cizalla cobra particular interés a la hora de dilucidar una parte sustancial de la evolución geológica del basamento de las Sierras Pampeanas. Esta aseveración se fundamenta en que las fajas de cizalla registran evidencias de sucesivos estadios de deformación y posible equilibrio en diferentes condiciones metamórficas, dado que una vez formadas son fácilmente reactivadas, en particular durante la exhumación de los paleo-orógenos y bajo condiciones de retrogradación (Passchier y Trouw 2005, Oriolo et al. 2015, Fossen y Calvante 2017, Semenov et al. 2019). De este modo, resulta

de interés el estudio de la faja de cizalla Las Lajas y especialmente de las tectonitas derivadas de mármoles del cerro El Potrero Sur. Las características intrínsecas de estas rocas permiten establecer para la región la ocurrencia de dos fases progresivas de deformación: la primera vinculada a la génesis de las milonitas, mientras que, la segunda ligada al origen de las cataclasitas. En este apartado, cada una de estas fases es analizada según las condiciones de presión, temperatura y mecanismos de deformación involucrados; información deducida a partir del análisis petro-estructural detallado realizado en esta investigación.

Condiciones de la deformación dinámica para la formación de milonitas

La primera fase de deformación dinámica registrada en la

zona del cerro El Potrero Sur ocurre bajo condiciones dúctiles y se considera como aquella de mayor desarrollo. Durante esta fase, se transforman los mármoles calcidolomíticos impuros en extensas secuencias de milonitas; o bien, se evidencia la retrogradación de sus asociaciones minerales a facies de esquistos verdes, debido a la partición de la deformación y la exhumación coetánea. Las condiciones termobarométricas de esta fase deformacional se estimaron mediante la integración de diferentes aspectos tales como: asociaciones paragenéticas, microestructuras ligadas a fases minerales y clasificación del maclado polisintético en blastos de calcita (Cuadro 1).

En primer lugar, las paragénesis presentes en la matriz de milonitas corresponden predominantemente a la asociación $\text{Cal/Dol}_2 \pm \text{Qtz}_2 \pm \text{Phl}_2 \pm \text{Tr}_2$, la cual es retrogradada a la asociación $\text{Cal/Dol}_2 \pm \text{Qtz}_2 \pm \text{Tlc}_2$ de forma subordinada. En consecuencia, las paragénesis indican que las litologías pertinentes evolucionaron desde condiciones de facies de anfibolita media a esquistos verdes alta y se estabilizan finalmente en facies de esquistos verdes baja. Por lo tanto, la secuencia milonítica se habría equilibrado potencialmente en grado metamórfico medio a bajo con temperaturas variantes entre 550 a 350 °C.

En segundo lugar, los datos microestructurales permiten ajustar semi-cuantitativamente (van der Pluijm y Marshak 2004) las condiciones térmicas bajo las cuales evolucionaron las milonitas. Los cristales de cuarzo presentan microestructuras tales como bordes ameboidales (Fig. 4k), extinción en damero y cintas de subgranos (Fig. 4g) producto respectivamente de mecanismos de recuperación, *creep* por dislocación y recristalización dinámica. Estas fábricas se vinculan a condiciones de grado metamórfico medio-alto (≈ 650 a 500 °C; Kruhl 1996, Stipp et al. 2002, Passchier y Trouw 2005, Trouw et al. 2009). En cuanto los granos de tremolita y filosilicatos, éstos evidencian deformación por maclado mecánico vinculada a grado metamórfico bajo (≈ 400 °C y ≈ 500 a 300 °C respectivamente; Passchier y Trouw 2005), dado que presentan clivaje acuñado o flexurado y microplegamientos tipo *kink* (Fig. 4l). Los blastos de calcita sugieren deformación por mecanismos de recuperación y *creep* por dislocación que evidencian condiciones de metamorfismo de grado bajo (≈ 400 a 300 °C; Wenk 1985, Busch y van der Pluijm 1995, Passchier y Trouw 2005) y se reconocen por microestructuras como extinción ondulosa y en damero (Fig. 4i, k). También, este mineral presenta recristalización dinámica en grado metamórfico bajo (> 350 - 300 °C; Burkhard 1993, Busch y van der Pluijm 1995, Passchier y Trouw 2005) que genera en porfiroclastos texturas de manto-núcleo (Fig. 4i, j) y en blastos bordes ameboi-

dales (Fig. 4i, k) y poligonales (Fig. 4h). Por último, los granos de calcita muestran maclas flexuradas y acuñadas (Fig. 4i-k), fábricas asociadas a mecanismos de maclado mecánico en condiciones de grado metamórfico bajo (> 200 °C; Passchier y Trouw 2005).

En tercer lugar, las maclas polisintéticas de calcita son clasificadas por Burkhard (1993) en distintos tipos según sus morfologías, donde cada una de estas clases está restringida a ciertos rangos de temperatura. Acorde a esta propuesta, las maclas polisintéticas en los blastos de la matriz ocurren en tres tipos: (1) maclas delgadas, rectas y en alta densidad que responden al tipo I, producidas a menos de 200 °C (Fig. 9a, b); (2) maclas tipo II, de mayor espesor (> 0.03 mm de potencia) y rectas, que comúnmente reflejan temperaturas entre 300 - 150 °C (Fig. 9c, d); y en menor medida, (3) maclas tipo III caracterizadas por espesores potentes, bordes ondulados a curvos, con maclas dentro de maclas y vinculadas a temperaturas mayores a 200 °C (Fig. 9e, f). Por otro lado, Ferrill et al. (2004) complementan el criterio anterior y reclasifican el maclado polisintético en: (1) delgado, que es estable a menos de 170 °C (correlacionable con el maclado tipo I de Burkhard 1993; Fig. 9a, b); o (2) grueso, formado a más de 200 °C (comparable con maclas tipo II y III de Burkhard 1993; Fig. 9c-f). Consecuentemente, la morfología del maclado polisintético en calcita como indicador térmico para las milonitas evidencia temperaturas que oscilarían en un rango desde los 300 a menos de 170 °C.

A partir de la combinación de las tres metodologías anteriormente descritas, se establece el rango metamórfico de la primera fase de actividad de la faja de cizalla Las Lajas registrado en milonitas de mármoles del cerro Potrero Sur. En principio, las paragénesis evidencian una primer fase de deformación dúctil estable en facies de anfibolita media que posteriormente es retrogradada a esquistos verdes baja, en condiciones térmicas entre 550 a 350 °C y a profundidades estimadas de 22 a 14 km (considerando un gradiente geotérmico general de 25 °C/km; Busch y van der Pluijm 1995). No obstante, parte de las microestructuras y el maclado polisintético de la calcita indican semi-cuantitativamente que, en condiciones térmicas menores a facies de esquistos verdes, también acontecen procesos de maclado mecánico, recristalización, *creep* por dislocación y recuperación. Las determinaciones anteriores podrían responder a que la distorsión de cristales de calcita en facies de subesquistos verdes es acomodada a partir del maclado, pero en un porcentaje limitado (Wenk 1985, Passchier y Trouw 2005). Esto deriva en que actúen en simultáneo distintos mecanismos de deformación, que pueden conducir a la recristalización dinámica temprana

en bajas temperaturas (> 250 °C; Kennedy y White 2001, Ferrill et al. 2004, van der Pluijm y Marshak 2004, Passchier y Trouw 2005, Trouw et al. 2009, Delle Piane et al. 2017). De este modo, posterior a las condiciones de mayor grado, la deformación continuaría con procesos dúctiles de baja temperatura y a microescala, donde la roca se habría equilibrado en facies de subesquistos verdes próximo a temperaturas de 170 °C y profundidades de 10 a 8 km.

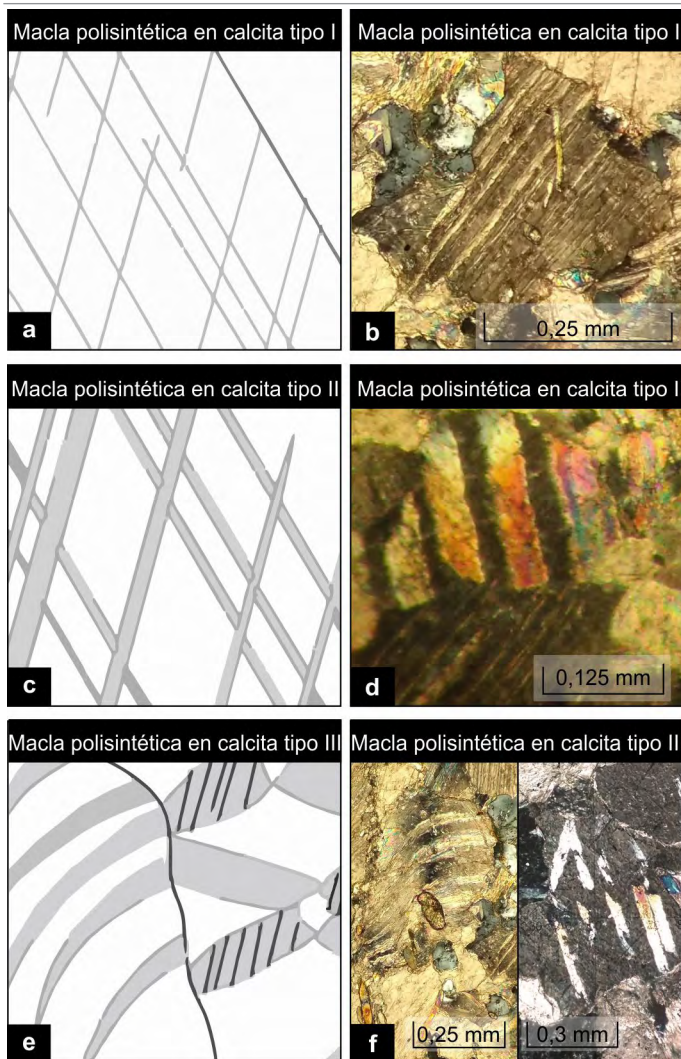


Figura 9. a, c, e) Esquemas tomados de Passchier y Trouw (2005) que muestran las distintas morfologías para el maclado polisintético según Burkhard (1993); b, d, f) Microfotografías a nicoles cruzados de blastos de calcita dispersos en la matriz de milonitas con maclas tipo I (b), II (d) y III (f).

Condiciones de la deformación dinámica para la formación de cataclasitas

Luego de la milonitización, se deduce que la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en la zona del cerro El Potrero Sur perdura en el tiempo y actúa bajo condiciones reológicas dúctiles-frágiles, con lo cual el basamento involucrado habría sido

elevado a niveles estructurales más superficiales. Así, se produce la transición progresiva a una segunda fase con deformación cataclástica, manifestada de manera local que afecta a las milonitas derivadas de mármoles. Por lo tanto, las rocas miloníticas son transformadas en potentes fajas de cataclasitas con al menos dos pulsos progresivos de actividad, razón por la cual las ultracataclasitas disponen de clastos de cataclasitas previas (Fig. 6h). En este apartado se discuten brevemente las condiciones térmicas bajo las cuales habría ocurrido esta deformación dinámica-cataclástica y se realizan algunas consideraciones en cuanto a la cinemática (Cuadro 1).

Las condiciones térmicas de este período han sido estimadas de manera indirecta a través del análisis petro-estructural y de los mecanismos de deformación vinculados. Los principales mecanismos que acomodan simultáneamente la deformación durante la génesis de las cataclasitas corresponden a: cataclasis, presión-solución y flujo cataclástico.

En primer lugar, la cataclasis actúa sobre los protolitos de forma temprana (Hadizadeh 1994), lo cual resulta en la sucesiva fracturación de las milonitas en litones, disminución del tamaño de los clastos y aumento en la proporción de matriz. De este modo, la concentración local de este mecanismo se observa en la progradación desde protocataclasitas a ultracataclasitas (Fig. 5a), como también, en la transición de fábricas cataclásticas con un patrón en rompecabezas y grandes litones angulosos que pasan a rocas con estructura masiva y escasos clastos subredondeados (Fig. 6a-f). En segundo lugar, la presión-solución es evidenciada por el entramado de venillas y estilolitos ampliamente desarrollados en las litologías cataclásticas (Fig. 8, Hadizadeh 1994, Tesei et al. 2013, Delle Piane et al. 2017). Por último, el flujo cataclástico queda registrado por la foliación cataclástica presente en las rocas (Fig. 6c, f; House y Gray 1982, Hadizadeh 1994), así como también por la presencia de fragmentos de antiguas venillas dispersos como clastos en la matriz (Fig. 6i, Passchier y Trouw 2005). Los tres mecanismos anteriormente descritos se relacionan con condiciones térmicas de deformación muy bajas (< 250 °C, Hadizadeh 1994, Passchier y Trouw 2005, Hausegger et al. 2010).

Por otra parte, es de destacar que los cristales de calcita a temperaturas cercanas a los 170 °C exhiben deformación frágil, dejando de ser efectiva la deformación cristalina plástica (Burkhard 1990, Bestmann 2000, van der Pluijm y Marshak 2004). Esta característica es reconocida en las cataclasitas dado que presentan clastos derivados de milonitas que contienen calcita con maclas polisintéticas tipo I y II acuñaadas y flexuradas (Fig. 6d, e, i). Esto sugiere que el proceso de cataclasis iniciaría con posterioridad a los procesos de recrist-

talización y maclado mecánico que da lugar a las fábricas miloníticas en facies de subesquistos verdes.

Finalmente, a partir de los mecanismos de deformación y características microestructurales en clastos, es posible argumentar que la segunda fase de deformación de la faja de cizalla Las Lajas, en la región del cerro El Potrero Sur, actuaría como una zona de cizalla con al menos dos pulsos de cataclasis superpuestos en condiciones térmicas por debajo de 170 °C y profundidades probablemente menores a ~ 8-6 km.

En cuanto a las características cinemáticas de la deformación cataclástica, es posible discutir ciertas consideraciones obtenidas a partir del análisis petrológico de las cataclasitas. Por un lado, el patrón en rompecabezas que presenta esta litología (Fig. 6a, d) tendería a representar distensión local por concentración de esfuerzos y/o por fracturación hidráulica ligada a sobrepresiones internas por fluidos circundantes. En cuanto a las venillas clasificadas como sintaxiales (Bons et al. 2012), implica que se han formado por procesos de fracturación-relleno (*crack-seal*) donde la apertura se origina en un único evento y, posteriormente, las cavidades son rellenas con precipitados minerales de las soluciones fluidas circundantes en uno o dos pulsos, según texturas simples o combinadas (Ramsay 1980, Passchier y Trouw 2005, Bons et al. 2012, Tessei et al. 2013). Nuevamente, la apertura necesaria para la formación de las venillas posiblemente se debe a la concentración de esfuerzos extensivos locales (por ejemplo, estructuras tipo T de Riedel) y/o fracturación hidráulica combinada con flujo cataclástico (Ramsay 1980, Groshong

1988, Passchier y Trouw 2005). Las variables orientaciones de las venillas sugieren variaciones locales en los regímenes de esfuerzos, o bien, la posible formación en distintos pulsos de reactivación localizada de la cizalla (House y Gray 1982). Es preciso destacar que ciertas venillas interrumpen la matriz de cataclasitas, mientras que otras, son fragmentadas y dispersas como clastos (Fig. 6i). Este comportamiento opuesto comprueba la presencia de procesos de *crack-seal*, limitados temporalmente por eventos progresivos de cataclasis. Por último, la foliación cataclástica se orienta de forma subparalela a la foliación milonítica (Fig. 7a).

Implicancias en la evolución de la faja de cizalla Las Lajas

La faja de cizalla Las Lajas está conformada predominantemente por milonitas cuyos protolitos corresponden a gneises, esquistos, anfibolitas, tonalitas, granitos y mármoles (Martino 2003, Otamendi et al. 2004, Cristofolini et al. 2017, Benito 2019, Benito et al. 2019). En el segmento sur de esta zona de deformación, las paragénesis registradas en las milonitas derivadas de sedimentos silicoclásticos se encuentran ligadas a condiciones metamórficas de facies de anfibolita media y luego retrogradadas a facies de esquistos verdes baja (aproximadamente desde 650 a 350 °C y profundidades entre 26 a 14 km; Cristofolini et al. 2017, Benito 2019). Por su parte, el análisis petrológico de milonitas de mármoles realizado en este trabajo, permite aseverar que este evento dinámico en el cerro El Potrero Sur presenta un registro más amplio y varia-

Cuadro 1. Principales características (mineralogía, estructuras y microestructuras) y condiciones de formación definidas para mármoles, milonitas y cataclasitas del cerro El Potrero.

		Litologías		
		Mármoles	Milonitas	Cataclasitas
Mineralogía	Matriz	Cal/Dol ₁ , (Tr ₁), Phl ₁ , Tlc ₁ , (Fo ₁), (Di ₁), Qtz ₁	Cal/Dol ₂ , Qtz ₂ , (Phl ₂), Tlc ₂ , (Tr ₂)	Cal/Dol ₂ , Br ₂ , Qtz ₂ , Ox ₂ , Tlc ₂ , Srp ₂
	Porfiroblastos/ Clastos	-	Cal/Dol ₁ , Qtz ₁ , Br ₁ , Di ₁ , Srp ₁	Cal/Dol ₂ , Qtz ₂ , Br ₂ , Tlc ₂ , Srp ₂
Condiciones de formación		Facies de anfibolita alta/granulita	Facies de anfibolita baja a sub-esquistos verdes 550 a 170 °C	< 170 °C
Estructuras relacionadas		Foliación metamórfica (bandeado composicional)	Foliación milonítica, lineaciones minerales, plegamientos	Foliación cataclástica
Microestructuras	Intracristalinas	Cal/Dol ₁ : bordes ameboidales, maclas acuñadas y flexuradas, extinción ondulosa, en damero o en lamelas y cintas de subgranos. Tr ₁ , Phl ₁ : maclas <i>kink</i> .	Cal/Dol ₂ : bordes ameboidales y poligonales, maclas acuñadas y flexuradas, extinción ondulosa y en damero, textura manto-núcleo. Qtz ₂ : bordes ameboidales, cintas de subgranos, extinción en damero. Tr ₂ , Phl ₂ : maclas <i>kink</i> , flexuradas y acuñadas.	Cal/Dol ₂ : extinción ondulosa, maclas acuñadas y flexuradas. Qtz ₂ : extinción ondulosa. Thl ₂ : microplegamientos tipo <i>kink</i> .
	Maclado en calcita (Burkhard, 1993)	Tipo II y IV, con I y III subordinadas.	Matriz: tipo I y II, con III subordinada. Porfiroclastos: tipo I y II, con III y IV subordinadas.	Matriz: tipo I. Clastos: tipo I y II.
	Venillas	-	Venillas con textura en bloque (s. s.) y estilolitos	Venillas con textura en bloques elongados, en bloques (s. s.), combinada y estilolitos

ble, según la partición local de la deformación. Esto se debe a que las milonitas derivadas de mármoles evidencian procesos a microescala en facies de subesquistos verdes (aproximadamente desde 350 hasta del orden de 170 °C y profundidades entre 14 a menos de 10 a 8 km; Cuadro 1). Además, la presencia de cataclasitas implica que en la región la deformación dinámica habría continuado, de manera localizada y hospedada en las milonitas de mármoles, a temperaturas menores a 170 °C en condiciones dúctiles-frágiles (Cuadro 1).

La cinemática de la faja de cizalla Las Lajas en el cerro El Potrero Sur responde a movimientos inversos con dirección de transporte tectónico general hacia el oeste, y con una localizada componente de rumbo variable (dextral-sinistral). Estos resultados, coinciden con los establecidos por Cristofolini et al. (2017) para toda la faja. Además, la orientación de la foliación cataclástica sugiere que, durante las fases deformacionales finales, los esfuerzos de deformación finita continuaron con similar orientación espacial. Respecto a la dinámica durante el proceso de cataclasis final, el análisis petro-estructural de las cataclasitas indicaría la presencia de al menos dos pulsos de deformación sucesivos con fluidos circundantes ricos en carbonatos disueltos.

El estudio petrológico de las tectonitas de mármoles brinda nuevos aportes acerca de la actividad final de la faja de cizalla Las Lajas. Aunque posiblemente no corresponda a la fase principal generalizada de deformación (Wenk 1985), las características reológicas intrínsecas de estas tectonitas permitirían acomodar la distorsión vinculada a movimientos tectónicos póstumos al equilibrio registrado en las demás milonitas derivadas de protolitos silicoclásticos. De este modo, la deformación en estas rocas se habría localizado con particiones internas de mayor o menor distorsión, lo cual conduciría a la recristalización de calcita en condiciones metamórficas de retrogrado. El progresivo descenso de la temperatura en el registro de las tectonitas de mármoles durante la actividad de la faja, se vincularía a la exhumación diferencial del bloque tectónico del cerro El Potrero Sur. Finalmente, considerando que la faja de cizalla Las Lajas milonitiza al granito El Potrero del Complejo Achiras (Devónico?), es factible afirmar que la cataclasis sería posterior a su emplazamiento y, por lo tanto, potencialmente se acotaría al post-Achaliano?, edad que debería confirmarse con posteriores estudios radimétricos.

CONCLUSIONES

En el cerro El Potrero Sur, la faja de cizalla Las Lajas muestra una primera fase de actividad que transforma los

mármoles del basamento en secuencias de milonitas bajo condiciones metamórficas desde facies de anfibolita hasta subesquistos verdes. La actividad de esta faja de cizalla perdura en el tiempo y acontece una segunda fase deformacional cataclástica, vinculada a niveles corticales más superficiales con el desarrollo de cataclasitas en condiciones térmicas por debajo de 170 °C aproximadamente. De este modo, las fases sucesivas de deformación dinámica registradas en tectonitas de mármoles, muestran equilibrios en condiciones progresivamente más superficiales. Estas evidencias amplían el rango térmico, además de demostrar la continuidad de la deformación dinámica de manera localizada durante el tiempo (post-Achaliano?) y en niveles estructurales (menores a 6-8 km) diferentes a los previamente establecidos. Por lo tanto, la actividad de esta faja respondería a fases progresivas de deformación y la consecuente estabilización del bloque de basamento en condiciones de metamorfismo retrógrado durante su exhumación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las valiosas sugerencias y correcciones realizadas por los revisores del escrito, Dr. Mariano Larrovere y Dr. Sebastián Oriolo, como por la editora asociada de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, Dra. Carmen Martínez Dopico, las cuales han brindado sustanciales mejoras en la calidad del trabajo.

Esta investigación fue financiada por los proyectos de FONCyT (PICT2549/17), de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina (PIP18/C485 y PIP18/C573) y de MYNCYT-Córdoba GRFT 2019. También, se hace agradecimiento a la Lic. Micaela Martínez por su ayuda en las tareas de campo.

REFERENCIAS

- Alsop, G.I. y Holdsworth, R.E. 2006. Sheath folds as discriminators of bulk strain type. *Journal of Structural Geology* 28(9): 1588-1606.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precodillera terrane accretion. *Tectonics* 23(4): TC4008.
- Benito, M.P. 2019. Análisis petrológico y estructural del segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas en las inmediaciones del Cerro El Potrero Sur, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 182 p., Río Cuarto.
- Benito, M.P., Tibaldi, A.M. y Cristofolini, E.A. 2019. Caracterización petrológica de las milonitas derivadas de mármoles de la faja de cizalla Las

- Lajas, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. 13° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Actas: 214-215, Córdoba.
- Bestmann, M., Kunze, K. y Matthews, A. 2000. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology* 22(11-12): 1789-1807.
- Bons, P.D., Elburg, M.A. y Gomez-Rivas, E. 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology* 43: 33-62.
- Burkhard, M. 1990. Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350 °C). *Geological Society of London, Special Publications* 54(1): 241-257.
- Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* 15(3-5): 351-368.
- Busch, J.P. y Van der Pluijm, B.A. 1995. Calcite textures, microstructures and rheological properties of marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 17(5): 677-688.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, relatorio: 224-291, Córdoba.
- Chernicoff C.J. y Ramos V.A. 2003. El basamento de la sierra de San Luis: Nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 511-524.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Tibaldi, A., Martino, R. y Baliani, I. 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67(4): 521-535.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Walker B.Jr., Tibaldi, A. y Armas, P. 2014. 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.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P. y Barzola, M. 2017. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(3): 295-314.
- Dalla Salda, L. 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39(1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L. 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics* 6(3): 249-260.
- Delle Piane, C., Clennell, M.B., Keller, J.V., Giwelli, A. y Luzin, V. 2017. Carbonate hosted fault rocks: A review of structural and microstructural characteristic with implications for seismicity in the upper crust. *Journal of Structural Geology* 103: 17-36.
- Demartis, M., Jung, S., Berndt, J., Aragón, E., Sato, A.M., Radice, S., Maffini, M.N., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P., D'Eramo, F.J. y Insúa, L.A.A. 2017. Famatinian inner arc: petrographical observations and geochronological constraints on pegmatites and leucogranites of the Comechingones pegmatitic field (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 239-253.
- Doffo, N. y Bonorino, G.G. 2005. Caracterización morfométrica de la cuenca alta del arroyo Las Lajas, Córdoba: Un análisis estadístico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1): 16-22.
- Fagiano, M. 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 375 p., Río Cuarto.
- Ferill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr, R.H. y Onasch, C.M. 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology* 26(8): 1521-1529.
- Fossen, H. y Cavalcante, G.C.G. 2017. Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews* 171: 434-455.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Geología Regional Argentina* 1: 577-650.
- Groshong, R.H. 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *The Geological Society of America* 100: 1329-1360.
- Hadizadeh, J. 1994. Interaction of cataclasis and pressure solution in a low-temperature carbonate shear zone. *Pure and Applied Geophysics* 143(1-3): 255-280.
- Hausegger, S., Kurz, W., Rabitsch, R., Kiechl, E., y Brosch, F.J. 2010. Analysis of the internal structure of a carbonate damage zone: Implications for the mechanisms of fault breccia formation and fluid flow. *Journal of Structural Geology* 32(9): 1349-1362.
- House, W.M. y Gray, D.R. 1982. Cataclases along the Saltville thrust, U.S.A. and their implications for thrust-sheet emplacement. *Journal of Structural Geology* 4(3): 257-269.
- Kennedy, L.A. y White, J.C. 2001. Low-temperature recrystallization in calcite: Mechanisms and consequences. *Geology* 29(11): 1027-1030.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5): 581-589.
- Larovere, M., Alasino, P. y Baldo, E. 2016. La faja de cizalla dúctil doble-vergente del noroeste de la Sierra de Velasco, Argentina: Deformación de la corteza media durante la Orogenia Famatiniana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(1): 117-133.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 549-571.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Montero, A.C. 2016. Reactivation, inversion and basement faulting and thrusting in the Sierras Pampeanas of Córdoba (Argentina) during Andean flat-slab deformation. *Geological Magazine* 153(5-6): 962-991.
- Mon, R. y Hongn, F. 1996. Estructura del basamento proterozoico y pa-

- leozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 1-10.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelbach, F., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2015. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences* 104(7): 1759-1777.
- Otamendi, J.E. 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento precarbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 288 p., Río Cuarto.
- Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Fagiano, M.R. y Aragón, E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-266, Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R. y Nullo, F.E. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 265-279.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7(4): 1143-1155.
- Otamendi, J., Cristofolini, E., Fagiano, M.R., Pinotti, L.P. y D'Eramo, F.J. 2014. Los granitos devónicos del sur de la Sierra de Comechingones. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 277-291, Córdoba.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p., Berlín.
- Radice, S., Sola, A.M., Maffini, M.N., D'Eramo, F.J., Weinberg, R.F., Pinotti, L.P., Demartis, M., Coniglio, J.E., Boffadossi, M.A. y Muratori, M.E. 2021. Constraining the timing and evolution of a long-lived tectonic boundary: An example from the early paleozoic, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 102892.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes Journal of International Geoscience* 11(3): 168-174.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina* 29(3): 41-96.
- Ramos V., Dallmeyer R. y Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R. y Rapela C. (eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication 142: 143-158, London.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2(1-2): 83-99.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.G., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- Sagripani, G., Schiavo, H., Felizzia, J., Villalba, D., Aguilera, H., Giaccardi, A. y Membrives, J. 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(1): 53-71.
- Semenov, I.F., Weinberg, R., Taylor, R.J. y Jourdan, F. 2019. Prolonged Movement on a > 10-km-Wide Thrust During Early Paleozoic Orogens in the Gondwana Margin of NW Argentina. *Tectonics* 38(8): 3210-3236.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133(3): 191-213.
- Simpson, C., Whitmeyer, S.J., De Paor, D.G., Gromet, L.P., Miro, R., Krol, M.A. y Short, H. 2001. Sequential ductile to brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. *Geological Society of London, Special Publications* 186(1): 233-255.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miro, R. y Northrup, C.J. 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15(7): 749-764.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P., y Skirrow, R. G. 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization (inédito), 148 p., Buenos Aires.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y de Luchi, M.G.L. 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(3): 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(2): 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(12): 1861-1884.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R. G., Lyons, P., Pieters, P.E., y Black, L.P. 1999. Uranium – lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, 87-114.
- Tesei, T., Collettini, C., Viti, C. y Barchi, M.R. 2013. Fault architecture and deformation mechanisms in exhumed analogues of seismogenic carbonate-bearing thrusts. *Journal of Structural Geology* 55: 167-181.

- Trouw, R.A., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2009. Atlas of Mylonites-and related microstructures. Springer, 322 p., Heidelberg.
- Van der Pluijm, B.A. y Marshak, S. 2004. Earth structure. Norton & Company, 673 p., New York.
- Wenk, H.R. 1985. Preferred orientation in deformed metal and rocks: an introduction to modern texture analysis. Elsevier, 610 p., New York.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95(1): 185-187.