

FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS: PETROGRAFÍA, ESTRUCTURA INTERNA E IMPLICANCIAS TECTÓNICAS, EXTREMO SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, PROVINCIAS DE CÓRDOBA Y SAN LUIS

Eber CRISTOFOLINI^{1,3}, Juan OTAMENDI^{1,3}, Roberto MARTINO^{2,3}, Alina TIBALDI^{1,3}, Paula ARMAS^{1,3} y Matías BARZOLA^{1,3}

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto. E-mail: ecrstofolini@exa.unrc.edu.ar; jotamendi@exa.unrc.edu.ar; atibaldi@exa.unrc.edu.ar; parmas@exa.unrc.edu.ar; mbarzola@exa.unrc.edu.ar.

² Universidad Nacional de Córdoba, Departamento de Geología, Córdoba. E-mail: rdmartino@com.uncor.edu

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

El presente trabajo expone desde un enfoque petrológico-estructural detallado, una síntesis de la compleja geología de la faja de cizalla Las Lajas, y su importancia en la evolución del basamento de la sierra de Comechingones. La faja de cizalla Las Lajas puede ser considerada como una discontinuidad geológica importante, dado que su actividad se concentra en el Paleozoico y sigue actualmente vinculada a la tectónica regional. Esta zona de deformación presenta una extensión >35 km de largo y un ancho promedio de 1,5 km, cuyos límites y características geológicas demuestran una actividad ligada a dominios dúctiles a frágiles, estando vinculada actualmente con el sistema de fallas activo Las Lajas-Sampacho-Las Lagunas. El análisis detallado de las litologías y la estructura interna, sugieren que la intensidad de la deformación es creciente de norte a sur a lo largo de la zona de cizalla, expresada por la intensidad del retrabajo de los protolitos y la proporción de fajas de rocas miloníticas (s.l.). El estudio de las fábricas de deformación y estructuras ha demostrado que la faja de cizalla Las Lajas es una zona de deformación dúctil-frágil que actuó bajo un régimen deformacional con cinemática inversa dominante y con vergencia al oeste.

Palabras clave: Sierras Pampeanas de Córdoba, Deformación localizada, Metamorfismo dinámico, Evolución petrológica estructural

ABSTRACT

Las Lajas shear zone: petrography, internal structure and tectonic implications, southern end of the Comechingones range, provinces of Córdoba and San Luis

A synthesis of the complex geology of the Las Lajas shear zone through a detailed petrological - structural approach, in order to establish its importance in the evolution of the Sierra de Comechingones basement is presented. The Las Lajas shear zone which has an extension of >35 km in length and an average width of 1.5 km can be considered as an important geological discontinuity, since although its main activity is concentrated in the Paleozoic it is still linked to the regional tectonics. Limits and geological characteristics suggest that the Las Lajas shear zone was active through ductile to fragile domains, being at present related to the Las Lajas- Sampacho-Las Lagunas fault system. Detailed study of the lithology and internal structures suggest, based on the intensity of reworking of the protoliths and the proportions of mylonitic rocks (s.l.) to less deformed rocks, that the deformation intensity in the shear zone increases from north to south. Deformation fabrics analysis indicates that the Las Lajas shear zone is a ductile-brittle deformation zone with reverse kinematics that accommodated W-verging thrusting.

Keywords: Sierras Pampeanas de Córdoba, Localized deformation, Dynamic metamorphism, Petrology structural evolution

INTRODUCCIÓN

Las sierras de Córdoba son la entidad orográfica más oriental dentro de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas (Gordillo y Lencinas 1979), más precisamente dentro de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y Santiago del Estero (Ramos 1999). Las mismas confor-

man cordones montañosos de orientación submeridiana que se extienden por más de 500 km entre los 29° y los 33° 30' de latitud sur, y están constituidas por una serie de complejos rocosos polideformados de edad precámbrica tardía a paleozoica temprana. Dichos complejos se encuentran a lo largo de todas las serranías imbricados por zonas de cizalla

dúctil, que actuaron desde el Paleozoico medio (Ordovícico-Silúrico) e inclusive hasta el Paleozoico tardío (Devónico-Carbonífero; ver Martino *et al.* 2003). Asimismo se reconocen una serie de granitoides que intruyen dichos complejos, y cuya edad mínima se acota como generalidad al Paleozoico tardío; así como también una serie de volcanitas traquiandesí-

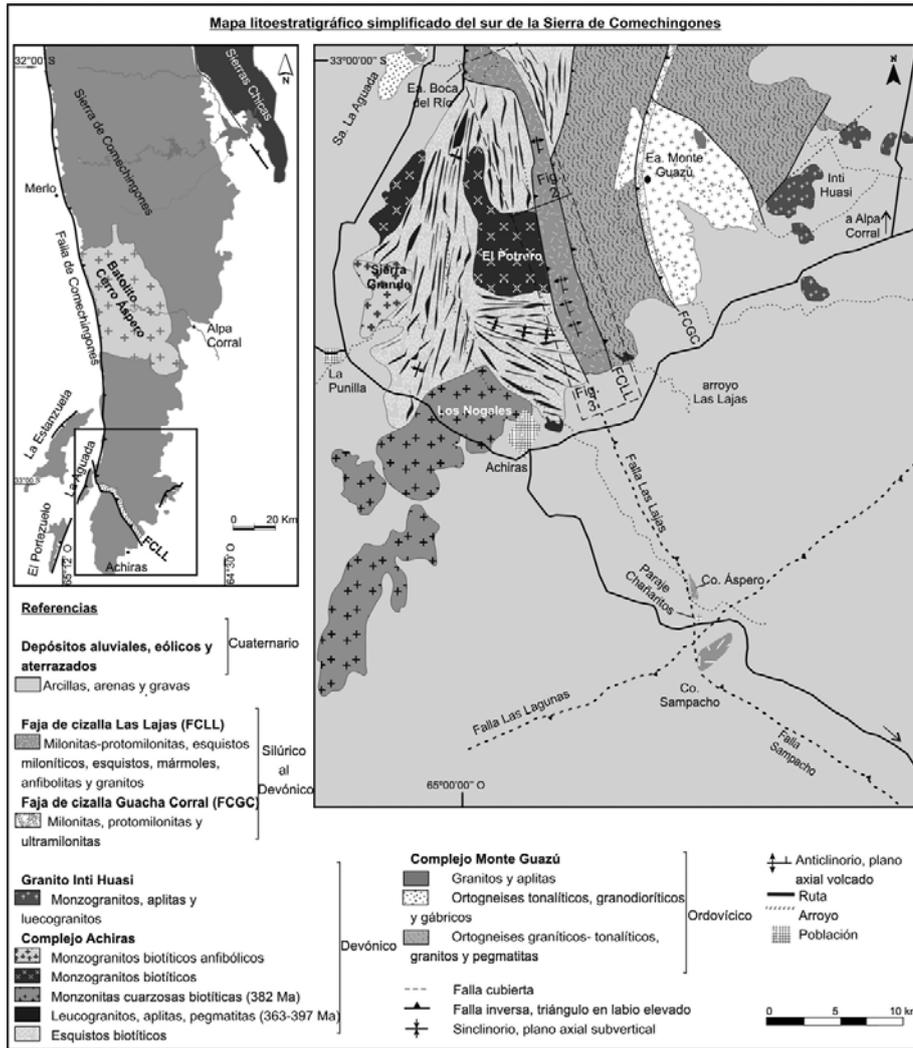


Figura 1: a) Mapa litoestratigráfico simplificado del sur de la sierra de Comechingones, donde se representan los diferentes complejos litológicos, las fajas de deformación presentes y las estructuras regionales, tomado y modificado de Otamendi *et al.* (2014). El recuadro indica la localización precisa de la faja de cizalla Las Lajas mostrada en detalle en las figuras 2 y 3.

ticas y depósitos piroclásticos neógenos. Estas serranías exhiben una morfología asimétrica con ladera oriental tendida y occidental escarpada y se encuentran limitadas por fallas inversas con vergencia al oeste. De esta manera el conjunto de bloques serranos se hallan separados por una serie de valles intermontanos longitudinales, cuyo relleno corresponde a sedimentos mesozoicos y cenozoicos aflorantes y cuaternarios ligados a la extensa llanura Chaco-Pampeana (Gordillo y Lencinas 1979, Martino *et al.* 2012). El basamento cristalino que conforma la terminación austral de las sierras de Córdoba, denominada a esas latitudes como

Sierra de Comechingones, es el producto de una historia geológica que involucra la evolución de los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano y transgrediendo parcialmente a la tectónica paleozoica el avance en el Cenozoico del ciclo Andino (Pankhurst y Rapela 1998, Stuart-Smith y Skirrow 1997, Otamendi *et al.* 2014). Las secuencias cristalinicas son agrupadas en dos complejos litoestratigráficos que exhiben historias evolutivas contrastadas, evidenciadas en las paragénesis minerales y estructuras de sus principales unidades litológicas, conocidos formalmente como Complejos Achiras y Monte Guazú (Fig. 1; Otamen-

di *et al.* 2000). El Complejo Monte Guazú representa la entidad geológica de mayor extensión areal y está conformado por ortogneises tonalíticos, granodioríticos y graníticos, hallándose de manera subordinada ortogneises gábricos. Además, la secuencia también incluye metamorfitas paraderivadas dominadas por gneises, esquistos, mármoles y anfibolitas, todas estabilizadas en facies de anfibolita (Otamendi *et al.* 2000, Cristofolini *et al.* 2015). Por su parte, el Complejo Achiras presenta una geología que comprende dos unidades litológicas: 1) la unidad metamorfitas y granitos India Muerta, que incluye esquistos, diatexitas, escasos mármoles, anfibolitas y diques de leucogranitos; y 2) la unidad granitoides Los Nogales, Sierra Grande y El Potrero, que abarcan monzogranitos, sienogranitos, monzonitas, y expresiones subordinadas de tonalitas, dioritas y leucogranitos. Ambas unidades evidencian que dicho complejo evolucionó en condiciones de facies de anfibolita alta, con anatexis generalizada (Otamendi *et al.* 2000, Otamendi *et al.* 2014).

En las estribaciones australes de la sierra de Comechingones se expone una zona de deformación localizada, denominada faja de cizalla Las Lajas (Fig. 1). La misma fue definida por Otamendi *et al.* (1996) aunque toma el nombre de faja de cizalla Las Lajas a partir de la propuesta de Sims *et al.* (1997). Considerando el contexto geológico regional se considera que la faja de cizalla Las Lajas es una discontinuidad estructural de escala regional, ya que pone en contacto y provoca el corrimiento de las secuencias del Complejo Monte Guazú sobre las del Complejo Achiras (Fig. 1; Otamendi *et al.* 1996, 2014, Martino 2003, Cristofolini *et al.* 2015). Hasta la actualidad y salvo algunos trabajos que sintetizaron el conocimiento de las zonas de cizalla de las sierras de Córdoba (Martino 2003 y citas en él), no ha habido nuevos aportes al conocimiento geológico de la faja de cizalla Las Lajas, quedando por definir importantes aspectos geológicos de la misma. Esta contribución es el primer estudio detallado de sus rasgos geológicos, que tiene como objetivos definir aspectos ligados con la de-

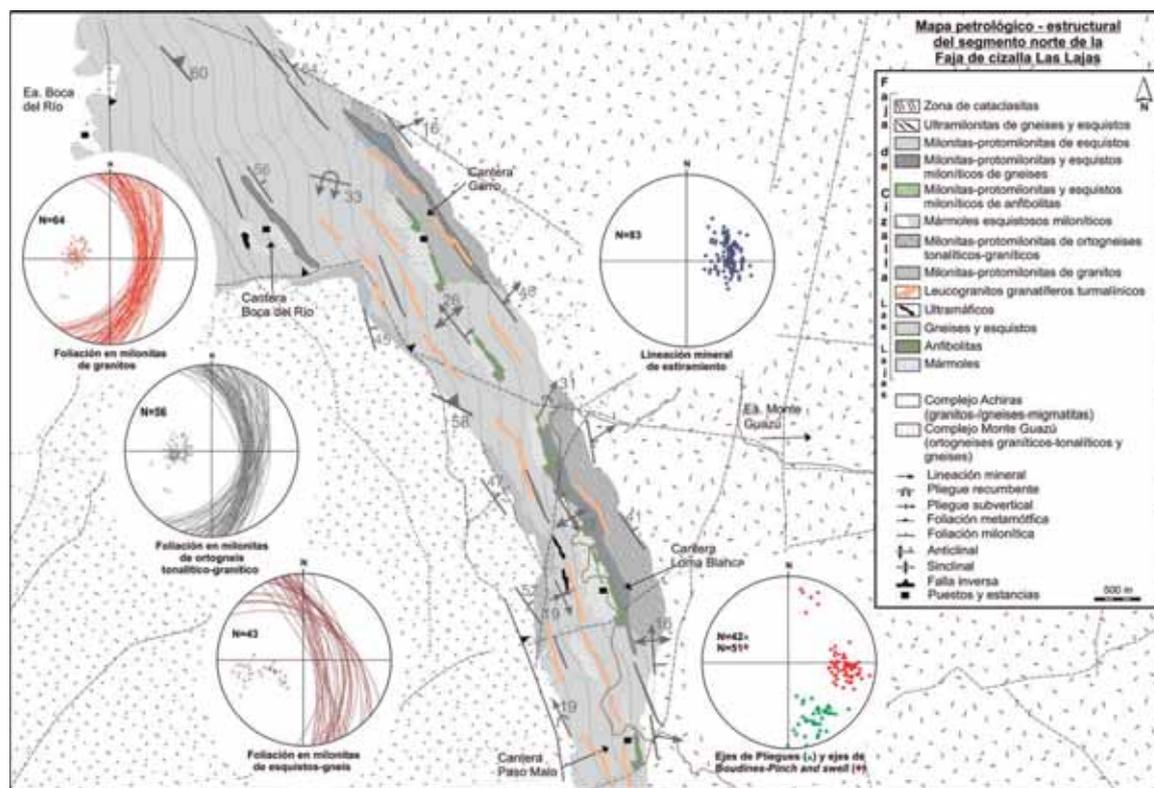


Figura 2: Mapa petroológico-estructural del segmento norte de la faja de cizalla Las Lajas, donde se representan en detalle las diferentes litologías y estructuras. Se incluyen las representaciones estereográficas del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se proyectan en diagramas de polos la orientación de las foliaciones miloníticas, lineaciones minerales, ejes de pliegues y *boudines-pinch and swell*.

terminación de sus límites, las relaciones geológicas con los complejos metamórficos que afecta, las variaciones litológicas y sus características petrográficas, su estructura interna, cinemática y variaciones a lo largo de su extensión. Asimismo, se aportan nuevos datos para su entendimiento y su relación en el contexto evolutivo regional.

UBICACIÓN Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

El área en estudio se encuentra ubicada en el extremo sur de la sierra de Comechingones, a unos 55 km al oeste de la ciudad de Río Cuarto, en proximidades al límite interprovincial de Córdoba y San Luis. Para acceder a la misma, desde la ciudad de Río Cuarto se debe transitar unos 48 km por la ruta provincial N° 30 hasta la entrada de la estancia Monte Guazú, desde allí se circula a través de una huella minera antigua a partir de la cual, a través de quebradas y sendas de difícil acceso, se llega a todos los afloramientos que abarca la faja de cizalla Las

Lajas (Fig. 1). La cartografía realizada se desarrolló mediante la utilización de fotografías aéreas a escala 1:20.000 y mediante imágenes satelitales Landsat y Aster a escala 1:100.000. El mapa geológico detallado fue elaborado en varias campañas mediante el relevamiento de 16 transectas geológicas, en las cuales se tomaron 52 muestras orientadas y se relevaron datos estructurales mesoscópicos de foliaciones, lineaciones, pliegues y *boudinages*. Las rocas fueron estudiadas mediante microscopio óptico en cortes delgados y con lupa binocular en placas pulidas. Los datos estructurales fueron tratados mediante el uso de la red de Schmidt y el análisis estadístico fue efectuado mediante el programa Stereonet para Macintosh. Para la clasificación de las rocas miloníticas, se siguieron los criterios de Sibson (1977) y White *et al.* (1980). Para el estudio de la estructura interna y la cinemática se tomaron los criterios expuestos por Sibson (1977), Hanmer y Passchier (1991) y Passchier y Trouw (2005). Para la nomenclatura de los minerales se utilizó la simbología de Kretz (1983).

CARACTERIZACIÓN GENERAL Y LÍMITES DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS

La faja de cizalla Las Lajas (*s.s.*) se dispone con rumbo NO-SE y con buzamiento dominante del plano general de cizalla de 48° al NE. La faja muestra un ancho variable, desarrollando su potencia máxima de 1,5 km en su segmento austral en proximidades al puesto El Potrero; en tanto que en su segmento norte su potencia es menor, y aparece reducida a filetes de 2,5 m a 50 m (Figs. 2 y 3).

La faja de cizalla Las Lajas presenta límites transicionales al este afectando de manera localizada a los ortogneises y rocas metamórficas paraderivadas del Complejo Monte Guazú; en cambio muestra límites netos al suroeste en el contacto con las secuencias del Complejo Achiras, en proximidades a la estancia Las Lajas (Figs. 2 y 3). En dicho sector el mencionado límite concuerda con una zona de falla frágil (N 348°/56° E) del orden de decenas de metros de espesor y de naturaleza inversa (falla Las Lajas), donde las rocas

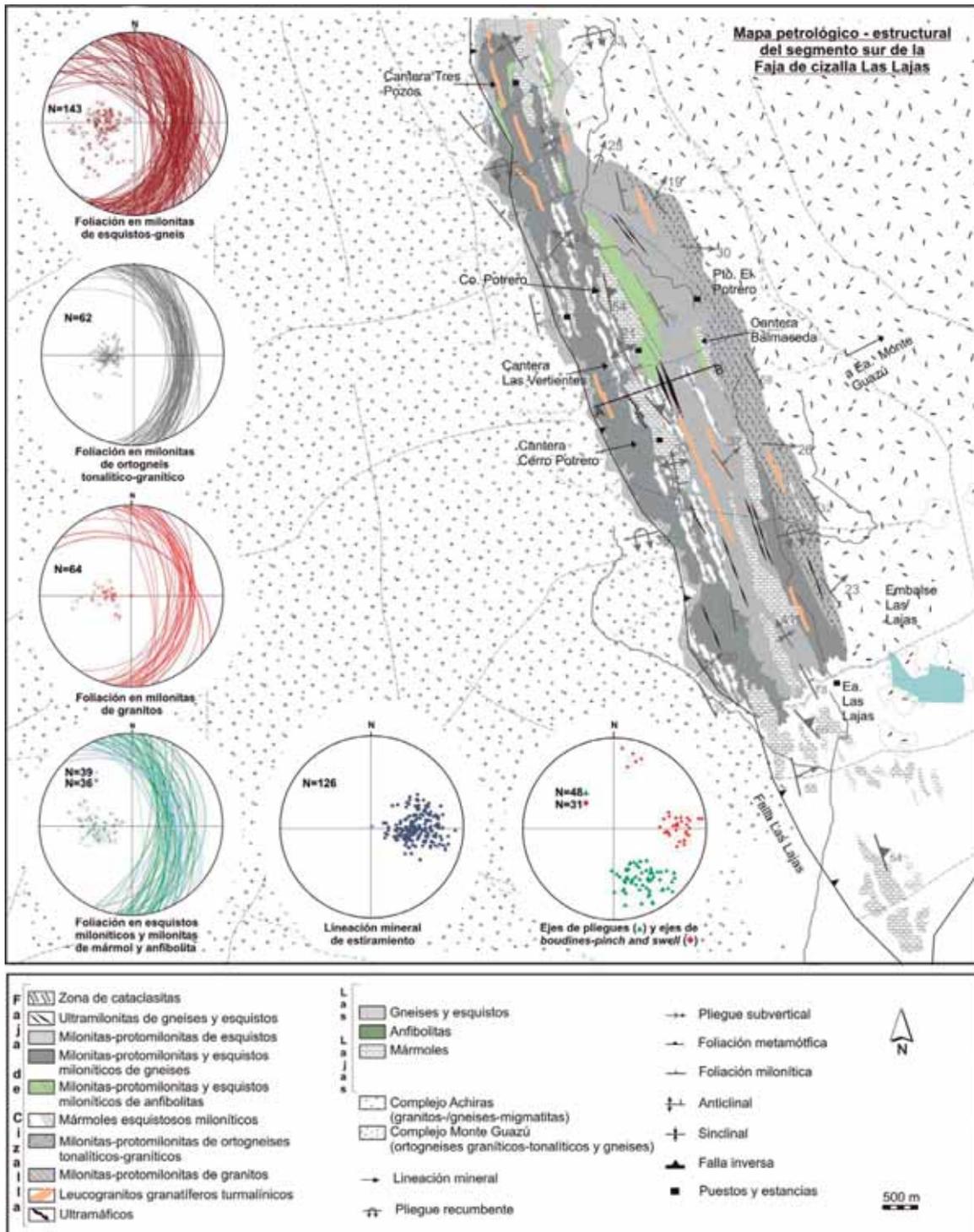


Figura 3: Mapa petroológico-estructural del segmento sur de la faja de cizalla Las Lajas, donde se representan las diferentes litologías y estructuras. Se incluyen las representaciones estereográficas del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se proyectan en diagramas de polos la orientación de las foliaciones miloníticas, lineaciones minerales, ejes de pliegues y *boudines-pinch and swell*.

exhiben una intensa trituración dando lugar al desarrollo de fajas de cataclitas de espesores > 15 cm compuestas por microbrechas no cohesivas y por harina de falla. Esta zona de falla se extiende hacia el norte evidenciada solo por el desarrollo de un lineamiento profundo sobre el cual circula el arroyo Las Lajas hasta sus

nacientes, a partir de aquí la zona de falla se muestra como varios lineamientos ortogonales menores. En tanto que hacia el sur la falla Las Lajas se extiende bajo la cubierta cuaternaria donde se intersecta con el sistema de fallas Las Lagunas-Sampacho (Fig. 1). Cabe destacar, que en otros puntos del límite oeste de la faja de

cizalla Las Lajas a la latitud de las canteras Tres Pozos-Loma-Blanca-Garro, el mismo también es transicional y retrabaja a los granitoides del complejo Achiras generando protomilonitas y milonitas con fábrica S-C. Si bien la extensión definida en los antecedentes para la faja de cizalla Las La-

jas muestra que no supera los 18 km, iniciando al norte en el faldeo oriental de la sierra de Comechingones (estancia Boca del Río) y culminando al sur en los afloramientos que circundan a la estancia Las Lajas (Otamendi *et al.* 1996), cabe indicar que la cartografía actual muestra una considerable extensión hacia el SSE. El extremo sur puede extenderse con certeza por unos 11 km más, hasta los últimos asomos del basamento expuestos en el denominado cerro Áspero cercano al paraje Chañaritos (Fig. 1). En el mencionado cerro, los mármoles y gneises biotíticos son también transformados a mármoles esquistosos miloníticos y protomilonitas. Del mismo modo, si se observa su extremo norte, éste no queda restringido al borde oeste de la sierra de Comechingones, sino que estudios realizados en la sierra La Aguada a 5 km al oeste del mencionado punto, indican que también allí se expone el efecto de la faja sobre las rocas del basamento (Fig. 1). Todo esto lleva a confirmar que la faja de cizalla Las Lajas tiene una extensión considerable que excedería los 35 km (posiblemente llegaría a 45 km) a lo largo del rumbo.

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

La faja de cizalla Las Lajas (*s.s.*) está conformada por milonitas, protomilonitas, ultramilonitas y esquistos miloníticos cuyos protolitos son gneises, esquistos, anfíbolitas, mármoles, ortogneises graníticos-tonalíticos y leucogranitos. Dentro de la faja de cizalla Las Lajas y en base al cambio textural-paragenético, al grado de retrabajo de los protolitos y al desarrollo de un dominio litológico de rocas miloníticas (*s.l.*), se pueden delimitar dos segmentos bien diferenciados: 1) el segmento norte con su localidad tipo definida en la cantera Loma Blanca; y 2) el segmento sur con su localidad tipo presente a lo largo de la transecta que lleva desde el puesto El Potrero hasta la cantera Las Vertientes (Figs. 2 y 3).

Segmento norte

En el segmento norte, la faja de ciza-

lla Las Lajas se expresa a modo de intercalaciones <500 m de potencia y 2 km de extensión longitudinal de milonitas-protomilonitas de gneises biotíticos y/o cuarzo-feldespáticos y ortogneises tonalíticos-graníticos, nucleándose en mayor medida en la interfase entre las rocas ortoderivadas-paraderivadas, principalmente en las canteras Loma Blanca y Garro (Fig. 2). Dichas fajas miloníticas pasan en transición hacia el oeste de su localidad tipo (canteras Loma Blanca) a un dominio ininterrumpido de gneises biotíticos y/o cuarzo-feldespáticos, anfíbolitas bandeadas, mármoles dolomíticos y profusas intrusiones de leucogranitos, culminando en el contacto con los granitoides del Complejo Achiras. Cabe destacar que tanto a la latitud de la cantera Loma Blanca como en cercanías a la cantera Garro, los granitoides del Complejo Achiras también son afectados de manera localizada por la faja de cizalla Las Lajas, la cual genera la superposición de una foliación milonítica típica y una reducción del tamaño de grano, con desarrollo de filetes de protomilonitas de potencia <150 m (Fig. 2). Asimismo, se debe resaltar que todo el conjunto litológico que se expone en el segmento norte, se encuentra fuertemente plegado a todas las escalas llegando a constituir megaplegamientos asimétricos, isoclinales y recumbentes con vergencia oeste. Asimismo, cabe destacar que a pesar de que todas las litologías son plegadas conjuntamente, aquellas rocas que no son transformadas por la deformación milonítica, exhiben con claridad tanto las fábricas, paragénesis de medio a alto grado como las relaciones texturales primarias correspondientes a su génesis primaria. Por otra parte, una particularidad adicional del segmento es marcada por la paragénesis que exhiben las milonitas-protomilonitas. Aquí las mismas muestran asociaciones minerales estabilizadas en facies de esquistos verdes a anfíbolita baja ($Qtz+Pl+Bt+Ms\pm Chl$; $Qtz+Pl+Bt\pm Sill$) baja a media?, donde la asociación mineral biotita-moscovita es la dominante en todas las milonitas. Este hecho, al igual que el desarrollo localizado de fajas mi-

loníticas, son observaciones relevantes que justifican la segmentación longitudinal de la faja de cizalla Las Lajas. Seguidamente se hará una descripción detallada solo de las rocas miloníticas presentes en éste segmento. La descripción y análisis de las litologías menores asociadas a la faja de cizalla Las Lajas ya fue mostrada por Otamendi *et al.* (1996).

Milonitas-protomilonitas de gneises y esquistos: estas rocas son uno de los productos litológicos más importantes de la faja de cizalla Las Lajas en el segmento norte. Se presentan únicamente en el contacto con los ortogneises tonalíticos-graníticos en proximidades de las canteras Loma Blanca y Garro, y/o en pequeñas fajas aisladas (Fig. 2). A escala de afloramiento se disponen como tabiques discontinuos, elongados en sentido N-S y con tono gris oscuro. Las potencias varían de 10 m a >150 m, y la extensión longitudinal es <2 km. Las milonitas-protomilonitas presentan tamaño de grano medio y exhiben una foliación milonítica grosera, marcada por una matriz anastomosada de filossilicatos alternante con bandas de 0,5 a 10 mm de cuarzo-feldespatos (Fig. 4b, c, d, f). Sobre los planos de la foliación se desarrolla una lineación mineral ligada a la neoformación de biotita, moscovita y cintas o bastones de cuarzo. La matriz de esta litología es de tamaño de grano <2 mm, textura porfiroclástica, esquistosidad milonítica grosera y fábricas S-C aisladas. Su mineralogía se conforma de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita (Fig. 4c, d, e, f). Además, se observan escamas de sericita - clorita y como inclusiones circón y opacos. La paragénesis definida muestra la coexistencia de $Qtz+Pl+Bt+Ms\pm Chl$ y aisladamente $Qtz+Pl+Bt\pm Sill$?. El cuarzo se dispone en cristales de 0,25 a 0,85 mm, aislados en la matriz con extinción en parche, y como cristales poligonales de 0,2 mm con extinción normal asociados a sombras de presión. Además, desarrolla cintas de cristales euhedros pequeños. La plagioclasa se presenta en cristales de 0,25 mm subhedros a anhédros y con profusas inclusiones de circón y opacos (Fig. 4d, f). La biotita conforma folias finas asociada a moscovita englo-



bando a porfiroclastos. Se dispone en láminas de 0,2 mm, subhedras, con extremos desflecados y formas pisciformes. La biotita se encuentra cloritizada y/o desferriada (Fig. 4d, f), muestra pleocroismo y tonalidades pardas-rojizas que varían a verdes pálidas. La moscovita ocurre como láminas subhedras de 0,25 a 0,5 mm, con bordes aserrados y formas pisciformes. Asociada a biotita en las folias desarrolla pliegues acodados (tipo *kink bands*). La sericita es escasa y se presenta en escamas < 0,25 mm formando finas fajas. La clorita es exigua, está en láminas < 0,15 mm, subhedras, de color verde intenso y siempre reemplaza a biotita. La sillimanita, solo está aisladamente junto a láminas de biotita. Forma finos cristales prismáticos que en ocasiones se muestran co-

Figura 4: a) Foto de afloramiento con vista al S de protomilonita de ortogneis tonalítico, mostrando la morfología de cuerpos lajosos elongados y con buzamiento al E; b) Foto de afloramiento con vista al NO, mostrando el contacto en el segmento norte de la faja de cizalla Las Lajas entre las milonitas de granitos del Complejo Achiras con las milonitas de gneises del Complejo Monte Guazú. Se indica la vergencia del movimiento y con línea continua el plano de cizalla indicando el techo y piso; c y e) Fotos de afloramiento de protomilonita de gneis mostrando la presencia de venas de cuarzo abundadas e indicadores cinemáticos pisciformes. Se marca la foliación milonítica. Además en c se exhibe una pequeña falla que desplaza a escala del centímetro a la fábrica milonítica. Vista de sección paralela al plano XZ; d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de gneis, exponiendo la matriz anastomosada fina rodeando a porfiroclastos sigmoidales. Se destacan cintas de cuarzo con extinción en lamelas y subgranos; f) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de gneis, donde se observan peces de moscovita elongados con los clivajes paralelos a la foliación y microplegamientos en las micas; g) Foto de afloramiento con vista al S de protomilonita de ortogneis granítico, destacando la planaridad de los afloramientos y la foliación interna. Se indica con flechas el movimiento de la cizalla (sección XZ); h) Fotomicrografía a nicoles cruzados de ortogneis granítico destacando porfiroclastos complejos de feldespato alcalino y plagioclasa, rodeados de una fina matriz cuarzo-micácea; i) Foto de afloramiento con vista al S de protomilonita de granito del Complejo Achiras, evidenciando la penetratividad de la fábrica milonítica; j) Fotomicrografía a nicoles cruzado de protomilonita de granito mostrando un porfiroclasto delta y otros complejos de feldespato alcalino y plagioclasa, con textura de manto-núcleo rodeados de una fina matriz. Barra de escala 1 mm; piqueta 30 cm; nivel 15 cm; escala 10 cm. Microfotografías observadas en plano XZ.

mo prismas cortos de 0,18 mm. Se presenta de forma subhedra y con fracturas basales marcadas. Los porfiroclastos varían de tamaño entre 1 a 3 mm, compuestos por plagioclasa, granate y agregados poliminerale de plagioclasa-cuarzo. Desarrollan formas de tipo sigma con colas asimétricas, aunque mayormente muestran morfologías de porfiroclasto tipo complejos. La plagioclasa siempre se presenta subhedra y exhibe recristalización dinámica perigranular (textura en manto y núcleo). Además muestra extinción en parche, maclas polisintéticas acuñadas al borde del cristal y colas asimétricas con recristalización de cuarzo poligonal y láminas de biotita-moscovita (Fig. 4d, f). El granate está como porfiroclastos con hábito subhedral, con tonos pardos-rojizos intensos y exhibe el desarrollo de colas asimétricas. También como cristales anhedros poiquilíticos, mostrando morfologías complejas, tonos pardos e inclusiones de opacos, micas y cuarzo en su núcleo. Los agregados de plagioclasa-cuarzo están en baja proporción, con morfologías complejas o sigma, con colas asimétricas y con recristalización a subgranos en los bordes.

Protomilonitas de ortogneises tonalíticos-graníticos: son el segundo producto litológico en importancia en el segmento norte de la faja de cizalla Las Lajas. Afloran en los alrededores de las canteras Loma Blanca y Garro y en continuidad hacia el sur desaparecen a la latitud de las labores del Paso Malo (Fig. 2). Las protomilonitas están en cuerpos lenticulares y elongados en sentido NO-SE, de entre 20 m a 300 m de potencia y extensión >1 km. Exhiben tonalidades ocres a blanquecinas y tamaño de grano medio a fino. Muestran una foliación milonítica anastomosada muy penetrativa, que torna muy angulosos a los afloramientos (Figs. 2 y 4a, g). Sobre los planos de la foliación la lineación mineral es definida por cintas de cuarzo y/o neoformación de pequeñas láminas de moscovita-biotita. Las protomilonitas desarrollan matriz porfiroclástica de grano variable entre 0,2 a 0,8 mm, con esquistosidad milonítica y dominada por cuarzo-plagioclasa y en menor

proporción moscovita, biotita y clorita (Fig. 4g, h). Como accesorios frecuentes se observa circón, opacos y epidoto. La paragénesis usual queda expresada por $Pl+Qtz+Ms+Bt\pm Chl$. El cuarzo conforma cintas <1,5 mm de ancho, como cristales subhedrales de 0,5 mm y extinción en lamelas. Además está como agregados poligonales granoblásticos finos asociados a las sombras de presión (Fig. 4h). También ocurre como inclusiones anhedrales ameboidales en porfiroclastos de plagioclasa. La plagioclasa se dispone como cristales de 0,8 a 1,5 mm formando agregados con cuarzo, y como cristales subhedrales de 1,2 mm mostrando maclas polisintéticas acuñadas. Las micas (moscovita-biotita) se disponen como láminas subhedras de 0,5 a 0,8 mm, con bordes desflecados, formando fajas continuas que rodean a los porfiroclastos (Fig. 4h). Es común que desarrollen pliegues acodados (tipo *kink bands*). La biotita está desferrozada y presenta tonos pardos a verdes. La clorita solo está reemplazando a biotita, como laminillas subhedras <0,15 mm. El epidoto es escaso y solo conforma cristales subhedros <0,5 mm asociados a plagioclasa. Los porfiroclastos están compuestos por plagioclasa, microclino y ocasionalmente agregados poliminerale de plagioclasa y/o feldespato potásico y cuarzo. Presentan tamaños medios de 2 a 3,5 mm y formas tipo complejas y esporádicamente sigma o delta. La plagioclasa está como cristales subhedros, elongados con contornos irregulares, con maclas polisintéticas curvas e inclusiones de opacos y cuarzo (Fig. 4h). Se distingue una zonación concéntrica relicta y coronas de recristalización a subgranos. El microclino está con formas de ojos elongados según un eje mayor, con desarrollo de finas colas. Son cristales anhedros y ocasionalmente exponen recristalización perigranular incipiente. Muestran maclas en enrejado curvas, bordes alterados a caolín e inclusiones de micas, cuarzo y opacos. Los agregados poliminerale se componen de plagioclasa y cuarzo, o en ocasiones feldespato alcalino. Todos los minerales varían de subhedros a anhedros y poseen inclusiones de

micas y circón. Puntualmente el cuarzo del agregado, está totalmente recristalizado a subgranos o con incipiente extinción en damero. Por su parte el feldespato alcalino muestra fracturas y desgarres. *Protomilonitas de granitos del Complejo Achiras:* esta litología se presenta de manera acotada a las latitudes que abarcan desde la cantera Garro al norte hasta las canteras Tres Pozos al sur (Fig. 2). Se desarrollan en la zona de contacto entre los Complejos Achiras y Monte Guazú, afectando a los granitoides y generando fajas de 10 m a 500 m de potencia y extensión variable, pero siempre < 2 km. Las protomilonitas afloran en cuerpos lenticulares aplastados, de grano medio a grueso y exhiben una coloración blanquecina a rojiza pálida. En todos los casos muestran una fábrica planar del tipo foliación milonítica, penetrativa a toda escala y sobre sus planos una lineación mineral (Fig. 4i). La lineación mineral es definida por cuarzo y moscovita, aunque no es reconocible de manera genérica debido a la alteración marcada de los afloramientos. En los casos en que se define inequívocamente, se muestra por el crecimiento alineado siguiendo una dirección preferencial de escamas frescas subhedras pequeñas (0,5-2 mm) de moscovita, que en secciones su forma no siempre es perfecta y toman morfologías de ojos, las cuales se destacan por su brillo característico. También la lineación se observa por el crecimiento de finos agregados cristalinos de cuarzo tipo listón (*stripe lineations*) o rods los cuales se disponen elongados también de manera subparalela a las micas. La matriz es de tamaño variable entre 0,2 y 1 mm, de textura porfiroclástica y con esquistosidad milonítica clara. Está conformada por cuarzo, plagioclasa, microclino, en bajo porcentaje modal moscovita y biotita; y como accesorios circón y opacos. La paragénesis que define a estas protomilonitas muestra la coexistencia de $Qtz+Pl+Ms+Bt$. El cuarzo se dispone en las sombras de presión conformando un mosaico granoblástico de granos poligonales de 0,5 a 1 mm, con uniones de puntos triples a 120°. Además, forma cintas de ancho < 2 mm con dos hábitos: uno



como cristales euhedrales de 0,5 mm con uniones ortogonales a los límites de las cintas, y otro como agregados poligonales de 0,8 mm, tanto con extinción normal como en lamelas (Fig. 4j). La plagioclasa está siempre como cristales subidioblásticos de 0,5 a 0,8 mm. En algunos cristales subhedros de 1 mm se reconocen maclas polisintéticas difusas alabeadas. El microclino solo conforma cristales de 0,8 mm subhedros, con aspecto pulverulento denotando su marcada alteración a caolín. A veces se distingue maclado en enrejado, difuso y curvo. Entre las micas predomina moscovita, siempre como láminas pisciformes de 0,5 a 0,8 mm (Fig. 4j). También ocurren como cristales de 1 mm, intercrecidos con plagioclasa-cuarzo. Por su parte la biotita es exigua, solo está como laminillas de 0,8 mm y con bordes desflecados. Los porfiroclastos presentan tamaño de 2 a 3,5 mm, morfologías en muchos casos complejas y lo-

Figura 5: a) Foto de afloramiento con vista al SE de esquistos miloníticos de gneis. Se observa la fina foliación y los microplegamientos internos; b) Fotomicrografía a nicules cruzados de esquistos miloníticos de gneis, mostrando la matriz granolepidoblástica y los porfiroclastos complejos y sigmoidales de cuarzo-plagioclasa; c) Foto de afloramiento con vista al S de protomilonita de ortogneis granítico con desarrollo de foliación anastomosada y fábricas SC; d) Fotomicrografía a nicules cruzados de ortogneis granítico mostrando una matriz fina y porfiroclastos complejos de plagioclasa; e) Foto de afloramiento con vista al NO de esquistos miloníticos de anfibolita. Se destaca la morfología de típicas lajas y su tonalidad verdeocre. Se muestra un detalle de la foliación milimétrica y la marcada reducción del grano; f) Fotomicrografía a nicules paralelos de esquistos miloníticos de anfibolita indicando la fina matriz de Amph-Pl, y cintas de Pl-Qtz con recrystalización en subgranos; g) Foto de afloramiento con vista al NO de mármol esquistoso milonítico, donde se muestra el patrón de afloramiento anguloso y en detalle la foliación curvilinear interna; h) Fotomicrografía a nicules cruzados de mármol esquistoso milonítico evidenciando el aplastamiento de los cristales de Cal-Dol que toman formas pisciformes. Internamente revelan la curvatura y acuñaamiento de sus maclas; i) Foto de afloramiento con vista al SE de protomilonita de granito del Complejo Achiras, exponiendo una matriz anastomosada muy fina que rodea a porfiroclastos cuarzo-feldespáticos; j) Fotomicrografía a nicules cruzado de protomilonita de granito, donde se exhiben porfiroclastos feldespáticos rodeados de una matriz micácea. Barra de escala 1 mm; nivel 15 cm; lápiz 15 cm. Microfotografías observadas en plano XZ.

calmente de tipo sigma y/o delta, y formados por plagioclasa, microclino y en ocasiones granate (Fig. 4j). La plagioclasa posee hábito anhedro a subhedro, texturas de manto-núcleo y maclado polisintético acuñado al borde. Muestra sombras de presión e inclusiones de opacos y cuarzo. El microclino se dispone en cristales de 3 mm subhedros con maclado en enrejado curvo o como cristales de 2 mm anhedros aplastados y elongados con su eje mayor paralelo a la foliación. Estos últimos muestran incipientes procesos de recristalización dinámica perigranular y fracturas curvoplanares que segmentan los granos y son rellenas de micas-cuarzo. El granate siempre ocurre como cristales medianos, subhedros a anhedros, mayormente poiquilíticos con tonalidades rosadas pálidas e inclusiones de biotita y cuarzo. En ocasiones poseen bordes engolfados y/o fracturas rellenas de micas.

Segmento sur

En el segmento sur la faja de cizalla Las Lajas se muestra en su mayor expresión espacial, transformando casi totalmente a todas las rocas del basamento, generando secuencias continuas y potentes (>2000 m de longitud, >500 m de potencia) de milonitas (*s.l.*) y esquistos miloníticos de gneises y esquistos, ortogneis tonalítico-granítico, anfibolitas bandeadas, mármoles dolomíticos, diques leucograníticos y granitoides. La mejor exposición de las características geológicas del segmento sur, se observa a lo largo de la transecta que une el puesto El Potrero con las canteras Las Vertientes (Fig. 3). Es importante aclarar que en todo el segmento y puntualmente en los alrededores de la estancia Las Lajas como en proximidades a las antiguas labores mineras (canteras Balmaceda, Vertientes, Tres Pozos y otras menores), las rocas exhiben las características petro-estructurales resultado de la actividad de la faja de cizalla Las Lajas, siendo las rocas miloníticas el litotipo dominante. Por otra parte, en el contacto con los granitoides del Complejo Achiras, el efecto de la faja de cizalla Las Lajas se expresa de manera marcada y da lugar a fajas de protomilonitas

> 100 m de potencia y > 1 km de longitud (Fig. 3). Generalmente todas las milonitas (*s.l.*) y esquistos miloníticos se exponen como bancos continuos lajosos, mostrando foliación milonítica anastomosada y poseen un aspecto esquistoso-fílitico con tonalidades ocres-verdes y brillo satinado (Fig. 5a, e). Las asociaciones minerales reconocidas, indica que fueron estabilizadas en facies retrogradadas de esquistos verdes con coexistencia de Qtz+Pl+Ms+Chl±Bt± Ser; Act/Tr+Chl+Pl+Ep±(Hbl), Cc+Dol+Tr+Tlc+Phl; Cc+Dol+Tr+Thl±(Di). A continuación se hará solo una descripción de las milonitas (*s.l.*) y esquistos miloníticos presentes en este segmento de la faja de cizalla Las Lajas.

Milonitas-protomilonitas y esquistos miloníticos de gneises y esquistos: se definen como las rocas más abundantes del segmento sur de la faja de cizalla Las Lajas, quedando el resto de litotipos relegados a escasos afloramientos rodeados por dichas rocas (Fig. 3). En afloramiento se presentan como bancos continuos de coloración gris ocre (Fig. 5a). Se disponen elongados en sentido N-S y NO-SE, con potencias < 500 m y extensión siempre > 3 km. Exhiben una foliación milonítica anastomosada, conformada por bandas lenticulares de cuarzo-feldespato de 10 mm de espesor que alternan con una matriz fina de filosilicatos (Fig. 5b). Dicha foliación se acentúa en los casos donde el protolito son esquistos biotíticos, dado que las rocas adquieren un aspecto esquistoso-fílitico intenso, donde la foliación se torna muy apretada (< 2 mm de espesor) y a escala de afloramiento se pierde el patrón anastomosado, siendo solo reconocido en sección delgada (Figs. 3 y 5a, b). En general las milonitas (*s.l.*) y esquistos miloníticos presentan grano fino a medio, mostrando una lineación mineral definida por el crecimiento orientado subparalelo de micas (Ms-Chl-Bt) o cuarzo, o de pequeños granos elipsoidales de plagioclasa (andesina) y microclino. Localmente en las porciones ricas en cuarzo se reconocen pliegues intrafoliares isoclinales desenraizados, cuyas charnelas definen una lineación con morfología de listones,

orientada de manera similar a la lineación antes mencionada. Éstas rocas muestran una matriz porfiroclástica localizada en las bandas cuarzo-feldespáticas de grano < 1 mm y una esquistosidad milonítica muy apretada (Fig. 5a, b). Comúnmente se observan cintas de cuarzo con extinción en lamelas que envuelven a los porfiroclastos, o las mismas se acuñan y son rodeadas por filosilicatos. Se reconocen puntualmente fábricas S-C y micropliegues tipo *kink bands*. La matriz se conforma por cuarzo, plagioclasa, moscovita, clorita, biotita y de manera subordinada sericita, circón, apatita y opacos (Fig. 5b). La paragénesis se caracteriza por la coexistencia de Qtz+Pl+Ms+Chl±Bt±Ser. El cuarzo se presenta en tamaños de 0,1 a 0,25 mm, como cristales aislados o en las sombras de presión, desarrollando hábito ameboidal con extinción en lamelas o como granos poligonales con extinción normal (Fig. 5b). La plagioclasa conforma cristales de 0,25 a 0,8 mm, subhedros con maclado polisintético difuso, inclusiones de opacos y alteración a caolín-sericita. La moscovita forma láminas subhedras de 0,5 a 1 mm, con bordes aserrados e inclusiones de circón. Muestra formas pisciformes, pliegues tipo *kink bands*, y se sitúan también asociadas a cuarzo como láminas < 0,3 mm en las colas de porfiroclastos. La clorita define placas < 0,125 mm, subhedras, con bordes desflecados, leve pleocroísmo y de color verde claro. La biotita es escasa, aparece siempre asociada a moscovita en láminas subhedras de 0,05 a 0,7 mm, exhibe color pardo-verdoso muy pleocroicas y clivajes curvos (Fig. 5b). La sericita forma finas fajas asociada a moscovita, en agregados de escamas subhedras < 0,2 mm. Los porfiroclastos varían de 1 a 3,5 mm y se componen de plagioclasa, ocasionalmente granate o agregados de plagioclasa-cuarzo (Fig. 5b). Exhiben morfologías complejas y en ocasiones tipo delta. La plagioclasa varía de subhedra a anhedra, presenta maclado polisintético acuñado al borde del cristal, maclado *Carlsbad* y en ocasiones dos juegos de maclas mecánicas polisintéticas ortogonales entre sí. Muestra recristalización a sub-

granos en sus bordes y texturas de manto-núcleo. También está como cristales subhedros <2 mm conformando junto a cuarzo porfiroclastos poliminerálicos. El granate solo se aprecia como porfiroclastos delta y complejos, subhedros con colas asimétricas. En ocasiones está como cristales poiquilíticos <2,5 mm, con numerosas inclusiones de opacos, micas y cuarzo en su núcleo, lo que ocasiona la apariencia de núcleos turbios y una corona límpida. También está como pequeños porfiroclastos desgarrados y fracturados. Los agregados de plagioclasa-cuarzo se componen de cristales <2 mm subhedros de plagioclasa y cristales de 3 mm de cuarzo anhedral. Generan morfologías sigmoidales y con colas simétricas donde el cuarzo presenta extinción en lamelas.

Protomilonitas-milonitas de ortogneises tonalíticos-graníticos: dentro de la faja de cizalla Las Lajas aparecen como fajas estrechas de 50 m a 300 m de potencia y extensión >2 km (Fig. 3), en inmediaciones del puesto El Potrero. En este sector se desarrollan en la zona de contacto transicional entre ortogneises tonalíticos-graníticos y paragneises, y en continuidad hacia el sur se las puede seguir hasta la latitud de la estancia Las Lajas (Fig. 3). También se presentan de manera puntual a unos 1000 m al este de las canteras Tres Pozos, en la zona central de la faja, donde conforman bancos <50 m de potencia y 100 m de longitud. Afloran como tabiques de coloración ocre a blanquecina, dispuestos en cuerpos lenticulares y elongados en sentido NO-SE. Las protomilonitas-milonitas exhiben una foliación anastomosada fina, que se reduce en espesor en algunos casos otorgándole un aspecto esquistoso, con tonalidades ocre y brillo satinado (Fig. 5c). Además, presentan grano fino a medio destacándose una lineación definida por ojos elipsoidales de microclino y/o plagioclasa (andesina) dispuestos siguiendo una dirección subparalela con su eje mayor orientado en igual sentido, y/o por el crecimiento subparalelo de micas (Ms-Chl-Bt) y cintas de cuarzo. La matriz es porfiroclástica de tamaño <1 mm, con esquistosidad milonítica fina, es rica en cuarzo-plagiocla-

sa y en menor medida moscovita, clorita, biotita, sericita, circón, apatita y opacos (Fig. 5d). En ocasiones se aprecia esfena y epidoto. Su paragénesis indica la coexistencia de Qtz+Pl+Ms+Chl±Bt±Ser. El cuarzo se presenta como cristales aislados asociados a plagioclasa, con hábito ameboidal, extinción en lamelas y tamaño <0,8 mm (Fig. 5d). También está en las sombras de presión como un mosaico de granos poligonales de 0,5 mm con unión de puntos triples. Además, conforma cintas curvas <1 mm de ancho, constituidas por cristales <0,8 mm de hábito rectangular (euhedral) y extinción en lamelas. La plagioclasa ocurre como cristales subhedros de 0,8 a 1 mm, con maclado polisintético localmente acuñado. Las micas están dominadas por Ms-Chl y aisladamente Bt o Ser, se presentan en folias finas como laminillas subhedros <0,5 mm y con clivaje flexurado (Fig. 5d). En ocasiones muestran forma pisciforme, bordes desflecados y pliegues acodados. El epidoto es escaso, presentándose prismático y subhedro <0,8 mm asociado a biotita. La esfena aparece en agregados granulares anhedral de 0,6 mm. Los porfiroclastos son siempre de tamaño <3 mm, compuestos por plagioclasa, microclino y agregados de plagioclasa/microclino-cuarzo. Todos muestran morfologías complejas y localmente de tipo sigma o delta con desarrollo variable de colas asimétricas (Fig. 5c). Siempre incluyen micas, circón y apatita. La plagioclasa es subhedra, con maclado polisintético curvo y Carlsbad, muestra recristalización a subgranos en sus colas y zonado. El microclino está en cristales ovoidales anhedral a subhedros, con recristalización dinámica perigranular, extinción ondulosa, maclas en enrejado curvas-acuñadas y en ocasiones muestra microfracturas por tracción con intrusión de matriz en su interior

Esquistos miloníticos y milonitas de anfibolitas: estas litologías se presentan con una distribución saltuaria entre las milonitas de gneises y esquistos, siempre asociadas a bancos de mármoles con variado grado de deformación. Se las reconoce en el borde oriental del cerro El Potrero, flan-

queándolo en toda su longitud, así como también en cercanías a las canteras de Balmaceda (Fig. 3) y en los alrededores de las canteras Tres Pozos. Afloran a modo de fajas continuas con potencias que varían de 50 m a 300 m y longitudes <1 km, salvo la faja del cerro El Potrero la cual se extiende por más de 2 km (Fig. 3). Son rocas de grano medio a fino, de tono verde claro intenso con foliación milonítica, la cual es afectada por corrugaciones y kink-bands. En ocasiones, a escala macroscópica, dicha foliación se pierde dada la intensa reducción del tamaño de grano, siendo reconocida solo en lámina delgada. En estos casos donde la intensidad de deformación es máxima, la roca pierde su fábrica anastomosada característica, y exhibe una fuerte esquistosidad que convierte a las rocas en típicos esquistos miloníticos (Fig. 5e, f). Aquí la fábrica milonítica se expresa por finas folias de anfíboles fibrosos que alternan con folias de plagioclasa-epidoto-cuarzo, destacándose por un patrón de afloramiento particularmente lajoso con brillo satinado (Fig. 5e). Sobre los planos de la foliación se reconoce una lineación mineral, dada por la orientación de anfíboles dispuestos creciendo bajo una dirección preferencial subparalela común. La matriz es porfiroclástica de grano <0,8 mm, con esquistosidad milonítica marcada y microplegamientos asimétricos. En ocasiones se diferencia un bandeado fino, dado por la alternancia de hornblenda-tremolita/actinolita y plagioclasa (Fig. 5e, f). Esta matriz se constituye de tremolita/actinolita, clorita, plagioclasa, y escaso epidoto hornblenda y cuarzo. Son abundantes los opacos, el circón y en ocasiones titanita. La paragénesis de estas rocas queda expresada por Act/Tr+Chl+Pl+Ep±(Hbl). La tremolita-actinolita se dispone en fajas finas junto a hornblenda, como cristales fibrosos de 0,5 mm y subhedros, así como en agregados columnares de 0,6 mm. Presenta pleocroismo débil y tenues tonos verdes pálidos. La hornblenda está como cristales de 0,8 mm de hábito nematoblástico a fibroblástico, con marcado pleocroismo y tonos verdes pálidos. Se disponen con su eje mayor paralelo a la

orientación general de la matriz, conformando microbandas continuas muy finas junto a tremolita y plagioclasa (Fig. 5f). Comúnmente se transforman a tremolita/actinolita y/o clorita y exhiben un *par-titing* muy desarrollado. La plagioclasa está como cristales de 0,9 mm, subhedros y con maclas polisintéticas difusas, se dispone en trenes con el anfíbol fibroso (Fig. 5f). El epidoto solo se presenta asociado a plagioclasa, como cristales subhedros a anhedralos de 0,5 a 0,9 mm. El cuarzo conforma granos <1 mm, ameboidales con extinción en lamelas. La esfena exhibe hábito romboidal, tamaño de 0,9 mm y define trenes junto a anfíbol. Los porfiroclastos son escasos, de tamaño entre 1 y 2 mm, con morfologías sigmoidales y mayormente complejas. Se componen de hornblenda/tremolita y en ocasiones plagioclasa (Fig. 5f). La hornblenda/tremolita/actinolita ocurre como cristales prismáticos a fibrosos subhedros, con bordes engolfados moderadamente pleocroicos. La plagioclasa solo está como cristales subhedros, con alteración a sericita, maclado polisintético curvo y localmente recristalización a subgranos.

Mármoles esquistosos miloníticos: estas rocas se presentan asociadas a fajas de esquistos miloníticos y/o milonitas de anfibolitas, e intercaladas con bancos de mármoles dolomíticos con escasa deformación. Afloran en el cerro El Potrero, tanto en su segmento norte como su continuación austral, y en cercanías a las canteras de Balmaceda, Las Vertientes y a la estación Las Lajas (Fig. 3). Estas rocas se disponen a modo de fajas discontinuas con potencias de entre 50 m y 200 m y longitudes >700 m (Fig. 3). Presentan color blanco con intercalaciones verdes, con un tamaño de grano medio, textura sacaroidal y desarrollo de una foliación milonítica (Fig. 5g, h). La fábrica se muestra como una fina esquistosidad (0,5 cm), que otorga a las rocas un aspecto esquistoso. En tal caso la fábrica milonítica se expresa por finas folias de calcita-dolomita que alternan con folias de anfíboles fibrosos-flogopita-brucita (Fig. 5g, h). En ocasiones se reconoce una lineación dada tanto por la orientación de anfíboles como

por el desarrollo de varillas elongadas de carbonatos, dispuestos bajo una dirección común. La matriz es granoblástica dominante a porfiroclástica localizada, de tamaño de grano entre 0,6 a 1,8 mm, y con esquistosidad marcada. Se compone de calcita, dolomita, tremolita, con bajos porcentajes de flogopita, talco, moscovita, cuarzo, brucita y escasos opacos y serpentina (Fig. 5h). La paragénesis en estas rocas está definida por $Cc+Dol+Tr+Tlc+Phl\pm Qtz$. La calcita y dolomita se presentan como cristales subhedros de 0,8 a 1,8 mm, conformando el 90% de la matriz. Se disponen en folias muy finas, donde en ocasiones predomina dolomita alternante con dominios de calcita. Ambos minerales se disponen elongados con su eje mayor siguiendo la dirección de la foliación, y exhiben un maclado dispuesto tanto paralelo como con bajo ángulo con respecto a la fábrica foliada. Muestran microplegamientos acodados, acuñamiento y/o flexurado de sus maclas y bordes aserrados (Fig. 5h). La tremolita se dispone en cristales <1,2 mm incoloros, subhedros a euhedros, variando de hábito fibroso a prismático fino. Se disponen en la foliación asociados a calcita y en ocasiones son producto de la uralitización de diópsidos. Las micas blancas (flogopita-moscovita) son escasas, solo definen individuos laminares a tabulares finos (flogopita) <0,8 mm, incoloros a levemente ocre, con bordes desflecados y clivajes flexurados (Fig. 5h). En ocasiones la flogopita presenta extinción moteada (en ojo de perdiz) y la moscovita muestra plegamientos acodados. El cuarzo solo está como cristales de 1 mm anhedralos, con bordes suturales y evidencias de recristalización en subgranos. La brucita es escasa, solo como cristales subhedros de 1,2 mm, incoloros a tonos ocre, con clivaje marcado algo flexurado y elongada con su eje mayor paralelo a la foliación. La serpentina (antigorita?) es escasa, siempre en cristales diminutos subhedros de tonos verdosos a amarillentos. Estas rocas no contienen porfiroclastos en sentido estricto, aunque se observan cristales > 3 mm de calcita-dolomita que se disponen con morfología

sigma desdibujada asemejando a porfiroclastos, los cuales son rodeados por bandas de tremolita, mica blanca y/o carbonatos (Fig. 5h).

Protomilonitas de granitos del Complejo Achiras: se presentan como una faja continua de 50 m a 200 m de potencia, en el contacto entre los Complejos Achiras y Monte Guazú próximo a las canteras las Vertientes, extendiéndose hacia el norte como fajas discontinuas de potencias <100 m hasta el límite sur de las canteras Tres Pozos (Fig. 3). El patrón de afloramiento es lenticular elongado en sentido N-S. Las protomilonitas muestran grano grueso, coloración rojiza pálida y una foliación milonítica marcada (Fig. 5i, j). Sobre los planos de la foliación se define una fábrica linear, indicada por el crecimiento de cristales de pequeño tamaño de moscovita-biotita, los cuales se disponen alineados siguiendo una dirección preferencial y resaltando por su brillo característico y otorgando un aspecto moteado al plano de foliación. Asimismo se define la lineación por el desarrollo de bastones finos de cuarzo o agregados de cuarzo recristalizados, los cuales se posicionan también alineados en una dirección preferencial coincidente con la de los filosilicatos. Las protomilonitas muestran una matriz porfiroclástica de tamaño que varía entre 0,5 y 1 mm, y con una esquistosidad milonítica marcada por la alternancia de bandas de fluxión de agregados de plagioclasa-cuarzo-micas y cintas de cuarzo poligonal. La matriz se compone de cuarzo, plagioclasa y en bajo porcentaje feldespato alcalino, moscovita, clorita y biotita (Fig. 5i, j). El circón y minerales opacos son accesorios frecuentes y sericita-caolín aparecen como alteración de los feldespatos. La paragénesis queda indicada por $Qtz+Pl+Ms+Chl\pm Bt$. El cuarzo está como cristales ameboidales de 0,8 mm con extinción en lamelas asociadas a plagioclasa, o como parte de lentes elongadas como granos poligonales de 0,5 mm. También forma cintas dominadas por cristales euhedrales de 0,5 mm con extinción normal (Fig. 5j). La plagioclasa está como cristales subhedros de 0,5 mm con maclado polisintético acu-

ñado al centro del cristal. El microclino desarrolla cristales subhedros de 0,8 mm, con alteración a caolín y maclas en enrejado difusas. La moscovita es la mica más abundante, presente en laminillas de 0,6 mm orientadas en bandas de fluxión junto a biotita-cuarzo (Fig. 5j). Desarrollan clivajes curvos y leve forma pisciforme. La clorita se dispone en escamas <0,4 mm, con pleocroísmo marcado y color verde intenso (Fig. 5j) siempre se asocia a biotita. La biotita es escasa, solo está en escamas <0,4 mm, con pleocroísmo marcado, tonalidades verdosas (Fig. 5j) y muestra pliegues acodados. Los porfiroclastos son de plagioclasa, microclino y ocasionalmente granate, con tamaño variable entre 2,5 y 3,5 mm, y morfologías de tipo complejas y localmente sigma o delta (Fig. 5j). La plagioclasa es subhedra con colas asimétricas, recristalización en subgranos en sus bordes y maclado polisintético curvo (Fig. 5j). El microclino solo conforma cristales anhedros muy alterados a caolín. Puntualmente exhiben fracturas que segmentan totalmente los granos o los desmembran parcialmente. El granate es escaso y solo está en cristales poiquilíticos, con numerosas inclusiones de minerales opacos-micas, ocasionalmente desmembrado o con colas asimétricas.

ESTRUCTURA INTERNA

Foliación milonítica

La foliación milonítica es el rasgo estructural planar más desarrollado en la faja de cizalla Las Lajas, la cual se exhibe de manera generalizada y penetrativa a toda escala (Figs. 2 y 3). Esta estructura se define en la matriz de las milonitas (*s.l.*) por el desarrollo y la sucesión de folias finas a muy finas de geometría anastomosada, conformadas dependiendo del protolito por: filosilicatos (Ms; Bt; Chl; Ser), agregados de cuarzo-plagioclasa, cintas de cuarzo, anfíboles fibrosos o prismáticos finos, epidoto y/o calcita/dolomita (ver detalle en apartado Relaciones de campo y petrografía). La foliación milonítica es una estructura planar curva cuya máxima expresión se muestra en el segmento sur,

donde imprime a escala de afloramiento una morfología angulosa dominante (Figs. 5a, e, g, 6a, b). Asimismo, se evidencia tanto internamente como en la geometría externa de los cuerpos, los cuales se posicionan espacialmente elongados con su eje mayor paralelo al rumbo de la fábrica milonítica (Figs. 4c, g, h, 6a, b). Esto último se manifiesta claramente cuando la faja de cizalla Las Lajas afecta tanto a los ortogneis del complejo Monte Guazú como a los granitoides del complejo Achiras, aunque en sentido general es observable en todas las litologías. Por su parte, en el segmento norte, esta foliación se puede apreciar solamente en los sectores donde la intensidad de deformación es máxima y logra transformar totalmente a los protolitos, borrando casi por completo las fábricas previas (Fig. 4e, g). Cabe destacar que la foliación milonítica es anastomosada de manera generalizada, aunque en ocasiones el patrón curvilinear se pierde a escala de afloramiento, siendo solo visible en sección delgada. Esto ocurre debido a que dentro de la faja de cizalla Las Lajas la deformación se particiona y genera segmentos donde la tasa de deformación es máxima, provocando una intensa transformación de los protolitos, con marcada reducción del tamaño de grano y neofomación de una matriz donde la fábrica milonítica se torna muy apretada, desdibujando su patrón anastomosado y generando una marcada esquistosidad (Fig. 4a, e). En dichos casos las rocas se convierten en típicos esquistos miloníticos, denotando un patrón de afloramiento particularmente lajoso con intenso brillo satinado. La foliación milonítica presenta a lo largo de toda la faja de cizalla Las Lajas una disposición espacial anastomosada, cuyos planos exhiben una dispersión fuerte en sus rumbos entre los N 342° y los N 18°, cuyo plano medio estadístico se dispone N 354° (Figs. 2 y 3). Asimismo, su buzamiento varía entre 55° y 70°, con un valor medio estadístico de 64°, buzante regularmente al E.

Lineaciones

A lo largo de toda la faja de cizalla Las Lajas se ha reconocido una fábrica lineal de-

finida sobre los planos de la foliación milonítica. Esta estructura es muy clara en todas las milonitas (*s.l.*) y esquistos miloníticos del segmento sur, y aunque también presente se encuentra menos visible en las rocas del segmento norte (Figs. 2 y 3). En sentido general se define como la estructura lineal más frecuente a una lineación mineral de estiramiento indicada por la blástesis de pequeños cristales de moscovita, biotita o anfíbol, dispuestos sobre los planos de foliación con sus ejes mayores orientados siguiendo una dirección preferencial subparalela (Fig. 6c). También dicha lineación es expresada por la neofomación de pequeños granos de cuarzo, los cuales se agregan en finas cintas o listones. Asimismo, se reconoce una lineación dada por la orientación de cristales de biotita, moscovita y clorita de tamaño medio, los cuales muestran forma de ojos o más comúnmente definen escamas elongadas levemente inclinadas sobre la fábrica planar. Por último y solo asociado a milonitas (*s.l.*) de protolitos ígneos (ortogneis y granitoides), se destacan ojos elipsoidales de microclino y/o plagioclasa cuyos ejes mayores se posicionan siguiendo una orientación preferencial la cual es también paralela a las lineaciones definidas por micas. En conjunto estas lineaciones se orientan espacialmente entre N 75° y N 115°, con un máximo valor estadístico que indica la dirección N 87°. La inmersión general muestran valores entre 45° y 65° siempre al E (Figs. 2 y 3).

Pliegues

Considerando a la faja de cizalla Las Lajas en toda su extensión, se puede precisar que en gran medida en su segmento austral se definen con claridad pliegues asociados al desarrollo de la misma (Fig. 3), aunque es posible encontrarlos también en el segmento norte (Fig. 2). En ambas zonas, se desarrollan recurrentemente pliegues de primer orden de tipo asimétrico, que presentan formas de S-Z con asimetría variable. Los pliegues exhiben planos axiales orientados NO-NNO y buzamiento suave al E (valor medio estadístico de Rbo/Bz: N 352°/21° E), y

afectan a la fábrica milonítica en conjunto (Figs. 2, 3, y 6e, f). Los ejes de los pliegues muestran una dirección S-SE dominante y una inmersión moderada entre 15° y 26° en igual sentido. Las longitudes de onda de estos pliegues varían del orden de 1 a 10 m, aunque son más frecuentes las longitudes de onda < 4 m (Figs. 2, 3, y 6e, f). También se reconocen en los núcleos de los pliegues mayores, corrugaciones y pliegues de segundo orden de escala centimétrica y cuyas longitudes de onda varían de 5 a 40 cm. En general son pliegues intrafoliares asimétricos variando a apretados, cuyos planos y ejes se orientan de manera análoga a los pliegues mayores. Cabe destacar que estas estructuras indican regularmente vergencia hacia el SO.

Figura 6: a y b) Fotos de afloramiento general y de detalle con vista al S de protomilonita de gneis y granito. Se indica con línea continua la traza de los planos de la foliación milonítica. Se indica también el sentido del movimiento; c) Fotos de afloramiento de detalle de protomilonita de gneis, señalando con línea sobre el plano de foliación la lineación mineral de moscovita-cuarzo y un detalle de la misma; d) Fotos de afloramiento mostrando un boudinage de 50 cm de longitud. Se observa en el centro una lente de cuarzo-feldespato plegada y desmembrada, rodeada por una vaina cuarzo-micácea. Con línea continua se indica la morfología de la estructura; e) Foto de afloramiento con vista al SO exhibiendo un pliegue asimétrico, cuya longitud de onda supera los 5 m. Se destaca el plegamiento general de la secuencia de milonitas de gneises y mármoles esquistos miloníticos. Se indica con flechas la presencia de micropliegues centimétricos en sus flancos y la intrusión de leucogranitos que son desmembrados. Se indica el sentido del movimiento; f) Foto de afloramiento con vista al NE exhibiendo plegamiento asimétrico en protomilonita de ortogneis tonalítico. La longitud de onda es < 1 m. Se señala con línea continua la morfología del plegamiento; g y h) Fotomicrografías a nicole cruzado de protomilonita de gneis, exhibiendo una matriz con cintas de cuarzo-plagioclasa con bordes suturales y juntas de puntos triples. Se observan extinción local en lamelas, en parte damero y procesos de creep por dislocación y recuperación. Se indican con flechas algunas de las microfábricas mencionadas; i y j) Fotomicrografías a nicole cruzado de protomilonita de granito, destacando porfiroclastos de feldespatos con fragmentación, desgarre y desplazamiento. Se observa la intrusión de la matriz en las zonas de desgarre, y localmente maclado mecánico y procesos de disolución por presión. Se indican con flechas las microfábricas. Masa 30 cm; lápiz 15 cm; cobertor de lente 7 cm. Microfotografías observadas en plano XZ.



Estructuras en *boudin* y *pinch and swell*

Las estructuras en *boudin* sobre el plano YZ se presentan a escala centimétrica normalmente no superando los 60 cm de cuello a cuello, ligados tanto a gneises, esquistos, ortogneises, anfíbolitas y/o mármoles que han sufrido intensa deformación milonítica (Figs. 2, 3 y 6d). En los gneises/esquistos milonitizados, esta estructura se desarrolla en venas formadas por cuarzo-plagioclasa <5 cm de espesor, que exhiben un estiramiento y adelgazamiento recurrente generando *boudines* de entre 2 y 20 cm de cuello a cuello, tanto simétricos como asimétricos, siendo los últimos los más abundantes (Fig. 6d). En el caso de los ortogneises milonitizados, los *boudines* se muestran con dimensiones del orden de los 10 cm de cuello a cuello, asociados a bandas de cuarzo-plagioclasa y/o feldespato alcalino. Asimismo, los *pinch and swell* se presentan a escala que no supera los 20 cm de cuello a cuello, asociados comúnmente a mármoles y anfíbolitas deformadas. Dentro de los bancos de estas rocas es frecuente la presencia de bandas de carbonatos, anfíbol y/o piroxenos muy adelgazadas, que muestran una marcada estrangulación de los cuellos del *boudin*, quedando en algunos casos tanto unidos como con desplazamiento del orden de los 5 cm. Además, se registran fragmentos de estas litologías desmembrados e inmersos en típicas milonitas (*s.l.*). La mayor parte de los ejemplos de *boudinages* y *pinch and swell* se disponen con una orientación de sus cuellos de N 84° a N 96° y con inmersión moderada de 22° a 36° al E, siendo estas orientaciones similares a las definidas por las lineaciones (Figs. 2 y 3). Cabe destacar que de manera saltuaría se reconocen sobre el plano XZ *boudines* de 20 cm, ligados a gneises y mármoles milonitizados. Estos muestran un estiramiento marcado y una separación que supera los >35 cm, y la orientación de sus cuellos varía entre N 5° a N 15° con inmersión de 25° al E. Dichas estructuras son poco frecuentes, pero integradas con los *boudines* descrito en los planos YZ, podrían representar típicos *boudinages* en tableta de chocolate.

CARACTERIZACIÓN DE LA CINEMÁTICA Y LOS MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Estableciendo a la faja de cizalla Las Lajas como una zona estrecha y profunda donde la deformación dúctil-frágil actuó de manera continua y localizada en dominios de alta y baja tasa de intensidad de deformación (Sibson 1977, White *et al.* 1980, Paschier y Trouw 1996), se puede tomar el criterio de que las estructuras y litologías (milonitas *s.l.*) allí generadas se pueden asociar a mecanismos de deformación por cizallamiento simple. Si consideramos que la disposición espacial de las lineaciones es subparalela a la dirección de cizalla o transporte tectónico sobre el plano de foliación milonítica (Passchier y Trouw 1996), este elemento puede ser aunado junto a indicadores de rotación para caracterizar la cinemática de la faja de cizalla Las Lajas en su conjunto. Cabe destacar, que se han tomado como indicadores de rotación esencialmente a porfiroclastos de geometría sigma, delta, fábricas mesoscópicas de tipo S-C y bandas sigmoidales (Figs. 4c, f, h, j, 5b, i, j). En base a las estructuras mencionadas y analizando 20 muestras orientadas tomadas a lo largo de toda la zona, se puede definir a la faja de cizalla Las Lajas como una zona de cizalla dúctil de comportamiento no coaxial con cinemática inversa claramente dominante, donde el transporte tectónico del techo es siempre al O (Figs. 7 y 8). Asimismo, cabe destacar que la faja de cizalla Las Lajas exhibe subordinadamente una componente de movimiento de rumbo, mostrando variaciones entre movimientos sinestrales frecuentes y dextrales restringidos. Sin embargo, cuando se evalúa la disposición espacial de las lineaciones con respecto a la dirección de máximo buzamiento de los planos de la foliación (Figs. 2, 3 y 8), éstas indican una distancia angular exigua (normalmente < 15°), lo que revela que dicha componente de rumbo sería poco relevante, dominado la cinemática inversa en la faja de cizalla Las Lajas. Por otra parte, si tenemos en cuenta también para deducir la cinemática al conjun-

to de pliegues de tipo asimétrico de primer y segundo orden, éstos revelan con certeza el movimiento inverso ya establecido (Fig. 8).

Considerando la orientación espacial tanto de las lineaciones, como de los pliegues y *boudines*, se puede asignar a este conjunto de estructuras a una única generación que guarda consistencia con el elipsoide de deformación finita (Figs. 8a y 8b). Las lineaciones, indicadoras del transporte tectónico, paralelas al eje X de deformación finita, son oblicuas a los ejes de pliegues (Figs. 8a y 8b). Estos últimos, se disponen casi sub-perpendiculares a la lineación de estiramiento, lo cual indica una escasa rotación de los mismos. Por otra parte, los ejes de los *boudines* más abundantes son paralelos a la lineación de estiramiento e indicarían una componente de extensión paralela al eje Y del elipsoide de deformación y los más relegados indicarían una extensión paralela al eje X, producto de un aplastamiento paralelo al eje Z de deformación finita (Figs. 8a y 8b). Por lo tanto evaluando en conjunto lo antes indicado, vemos que habría estiramiento tanto en la dirección X como Y del elipsoide de deformación (Figs. 8a y 8b), y se denota una intensidad mayor del estiramiento en la dirección del eje X indicada por la presencia de *boudinages* marcadamente elongados y segmentados con amplia separación, que en ocasiones imposibilitan su claro reconocimiento. Todo el conjunto de características mencionadas son recurrentes en regímenes de cizalla con convergencia oblicua (transpresión), lo cual muestra que internamente parte de la faja de cizalla Las Lajas podría responder a dicho régimen. Lo mencionado se condice con los modelos clásicos de zonas de cizalla transpresivas (ver Sanderson y Marchini 1984, Fossen y Tikoff 1998, Czeck y Hudleston 2003, Jiang 2007, Fernández y Díaz Aspiroz 2009). En tanto que las variaciones de algunas estructuras (lineaciones, pliegues) e indicadores de movimiento revelan una complejidad interna mayor de la faja de cizalla Las Lajas, vinculada a los regímenes de deformación afines a flujos complejos (monoclínicos y/o triclíni-

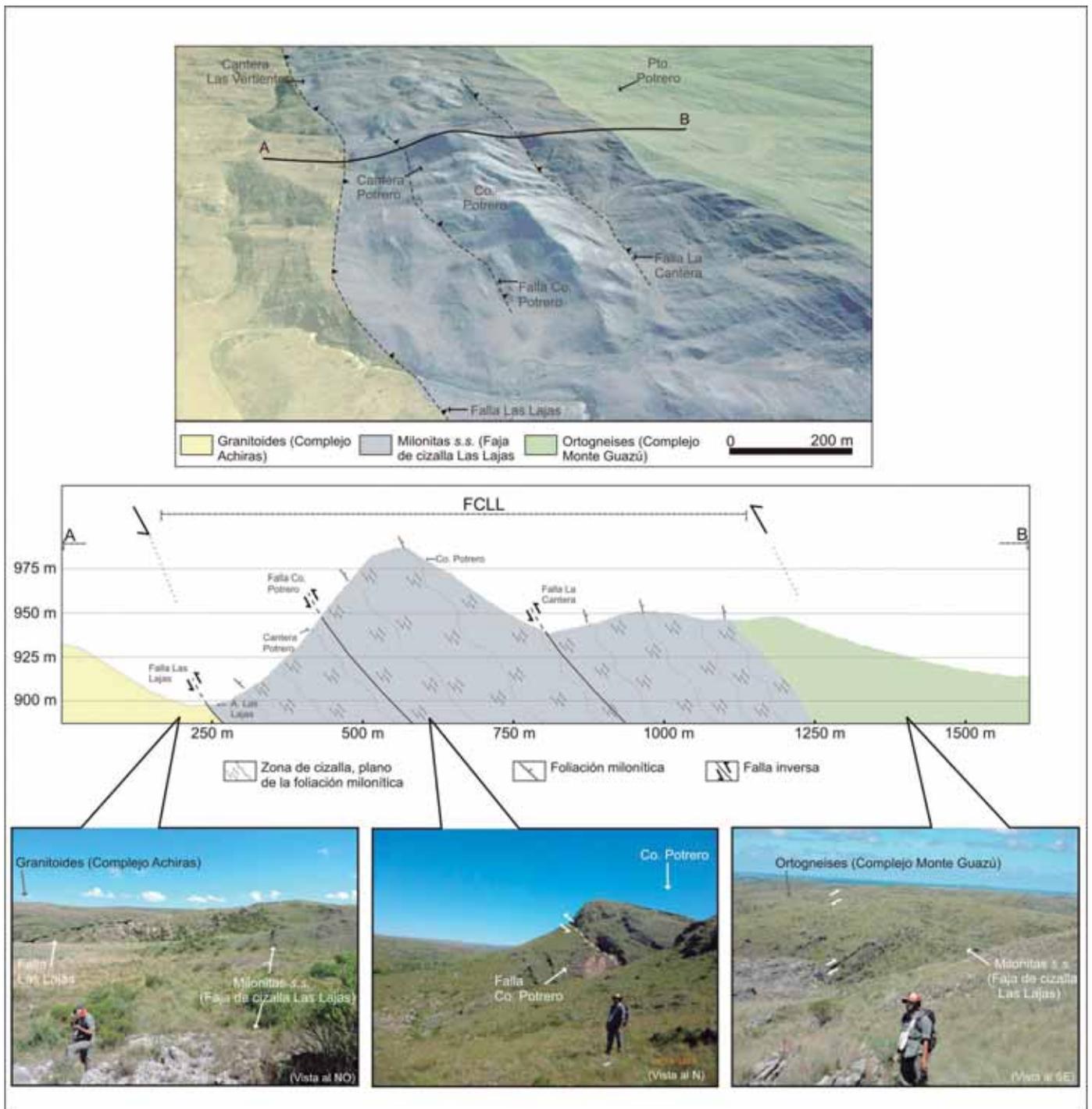


Figura 7: Sección geológica A-B que expresa las relaciones entre las unidades litológicas y las estructuras, definidas a lo largo de la transecta que une el puesto el Potrero con la cantera Las Vertientes (ver ubicación exacta en Fig. 3). Se muestra el sentido del movimiento de la faja de cizalla Las Lajas y la variación en el buzamiento de la foliación milonítica interna. También se indican las grandes estructuras frágiles (fallas) y su sentido de desplazamiento.

cos con extrusiones oblicuas; ver Czeck y Hudleston 2003, Fernández y Díaz Aspíroz 2009), que están siendo evaluados y modelados para entender con certeza el comportamiento y cinemática de la faja de cizalla Las Lajas.

CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS

La edad de la actividad de la faja de cizalla Las Lajas no se ha resuelto aún con

precisión y sigue siendo un tema a dilucidar. No obstante hasta la actualidad está definida como una faja pos-Famatianina (Devónica), dado que afecta al granito El Potrero el cual forma parte de la unidad Granito Los Nogales (agrupados dentro

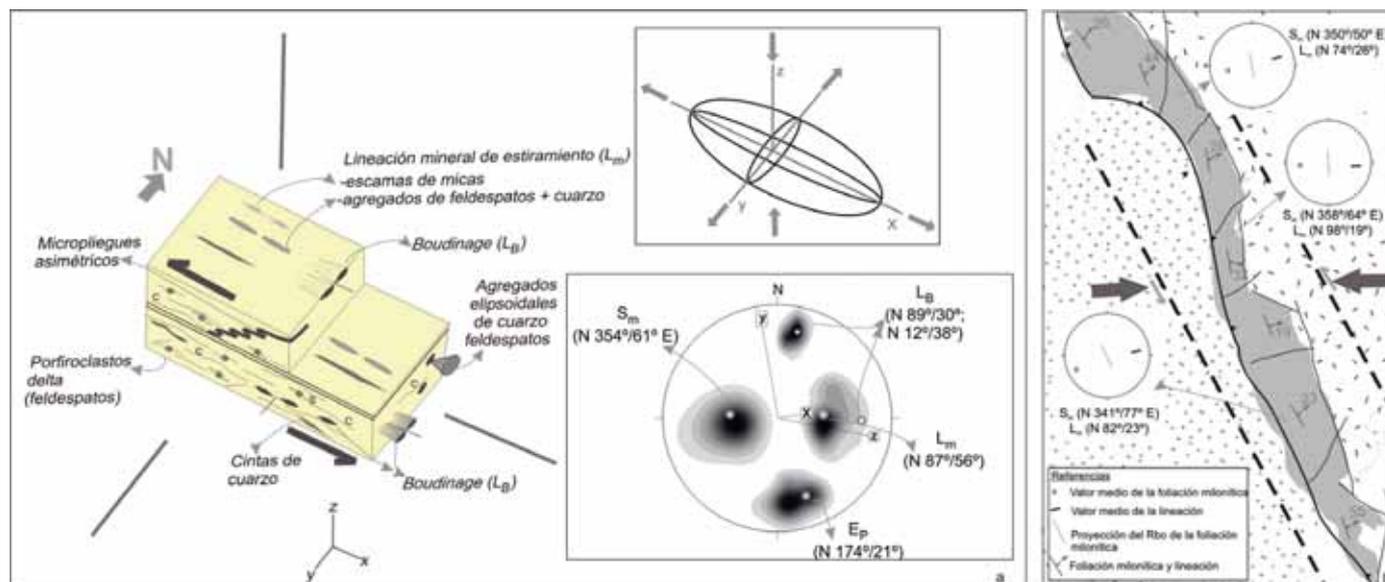


Figura 8: a) Esquema gráfico donde se muestran todas las estructuras (foliación milonítica (Sm), lineación mineral de estiramiento (Lm), ejes de pliegues (Ep), ejes de boudinages (LB), porfiroclastos sigmas-deltas, microfábricas SC, etc.) definidas en las milonitas (s.s.) y esquistos miloníticos generados en la faja de cizalla Las Lajas. Además se expresan los indicadores cinemáticos y el sentido del movimiento deducido para la faja. Se incluye un esquema del elipsoide de la deformación finita, donde se muestra las direcciones de estiramiento y acortamiento. También se incluye la representación estereográfica del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se proyecta en diagrama de densidad la orientación espacial de las foliaciones miloníticas (Sm), lineación (Lm), ejes de pliegues (EP) y ejes de boudinages (EB) señalando el valor medio de las mismas; b) Esquema de la faja de cizalla Las Lajas donde se presentan un resumen de los rasgos estructurales asociados a la cinemática deducida para toda la faja.

del Complejo Achiras; ver Sims *et al.* 1997, Stuart-Smith y Skirrow 1997, Otamendi *et al.* 2014). Esta unidad fue datada por U/Pb en circón indicando una edad de cristalización de 382 ± 6 Ma (Devónico medio; Sims *et al.* 1997, Stuart-Smith *et al.* 1999, Otamendi *et al.* 2014). El hecho de que el granito El Potrero sea afectado en su límite este por una deformación localizada, con desarrollo de foliación milonítica penetrativa, lineación y generación de milonitas s.s., y cuya disposición espacial lo coloca limitado al E por la faja de cizalla Las Lajas, indicaría que dichas fábricas y rocas se vincularían al accionar de la misma. Asimismo, la orientación espacial de dichas estructuras son similares con las relevadas en este trabajo dentro de la faja de cizalla Las Lajas y las paragénesis indican condiciones metamórficas semejantes. Con lo cual por lo menos a partir del Devónico superior la faja de cizalla Las Lajas fue activa afectando a los granitos devónicos, siendo esto consistente también con lo observado a escala regional donde se muestra que la misma transpone tectónicamente al Complejo Achiras en su extremo norte (Otamendi

et al. 2000). Basado en esta edad Martino (2003) la agrupa dentro de las fajas contraccionales achalianas, ya que dicho ciclo estaría acotado entre 370 y 355 Ma (Ar-Ar en micas, Camacho 1997) y por lo cual la actividad final de la misma podría vincularse a dicho periodo temporal. Los resultados que surgen de este trabajo sugieren que la faja de cizalla Las Lajas registra un evento de deformación temporalmente progresivo, y aunque no se descarta que el inicio de su actividad pueda asociarse a tiempos pre-devónicos (ver Chernicoff y Ramos 2003, Otamendi *et al.* 2004), actualmente solo se la puede vincular con la orogénesis Achaliana, y solo la combinación de nuevas evidencias de campo y datos geocronológicos permitirán acotar temporalmente la evolución íntegra de la misma.

RELACIONES ENTRE EL PROCESO DE DEFORMACIÓN Y LA ZONACIÓN DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS

Analizando la faja de cizalla Las Lajas y

teniendo en cuenta el desarrollo, distribución espacial y características tanto de los productos litológicos como del conjunto de estructuras que en ella se exhiben, queda evidenciada una clara zonación longitudinal dentro de la misma, aquí indicada mediante la subdivisión en los segmentos norte y sur (Figs. 2 y 3). Tal como fue expresando, se destaca que la faja de cizalla Las Lajas muestra que la deformación en el segmento norte fue intensa pero muy localizada, resolviéndose en estrechas fajas dominadas por milonitas (s.l.) las cuales quedan rodeadas por un conjunto de rocas que exhiben escasa deformación. De la misma forma se observó que la faja de cizalla Las Lajas se resuelve en su segmento austral en una única faja continua y potente, donde todo el conjunto litológico es transformado a milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos (Figs. 2 y 3). Asimismo, el incremento de la intensidad de deformación de norte a sur a lo largo de la faja de cizalla Las Lajas es expuesto también por la presencia en su tramo austral de numerosos esquistos miloníticos (Figs. 1b, 3), los cuales son comparables petrográficamente con las típicas milonitas pizarreñas

que se desarrollan en las zonas de máxima deformación dentro de una faja de cizalla (Sibson 1977, Bell y Hammond 1984, Passchier y Trouw 2005). Dichos esquistos miloníticos exhiben una intensa recristalización de la matriz, con reducción marcada del tamaño de grano y presencia de numerosas cintas cuarzo-micáceas o anfibólicas (según el protolito), que en conjunto ocasionan la pérdida a macroescala del anastomosado de la foliación, generando una fábrica planar esquistosa semejante a la que exponen las milonitas pizarreñas (Fig. 5a, b, e, f).

Por último, si se analizan comparativamente las asociaciones paragenéticas de las milonitas (*s.l.*) se encuentra que las rocas del segmento norte muestran predominantemente paragénesis establecidas en facies de anfibolita baja a esquistos verde, en tanto que las del segmento sur revelan paragénesis retrógradas en facies de esquistos verde baja. Esta exigua aunque visible disminución del grado metamórfico, también se condice con la presencia de un conjunto de microfábricas de deformación. En el caso de las milonitas (*s.l.*) del segmento norte, todas presentan en su matriz cristales tanto de cuarzo como feldespato (Pl) que exhiben bordes suturales hasta juntas de puntos triples, al igual que la presencia de cintas policristalinas de cuarzo con extinciones en lamelas, puntualmente en damero y evidentes procesos de *creep* por dislocación y recuperación (Fig. 6g, h). Estas microfábricas demuestran que las condiciones de deformación actuantes en dicho segmento, ocurrieron por lo menos a temperaturas moderadas (500 a 550 °C; ver Hirth y Tullis 1992, Tribe y D'Lemos 1996, Passchier y Trouw 2005) y que las rocas sufrieron recristalización intensa durante y posterior (*annealing*) al evento de deformación. Esto indicaría que las temperaturas actuantes en dicho segmento no se redujeron de manera marcada, y que la deformación actuó concentrada en pequeños dominios bajo condiciones dúctiles de alta plasticidad. Lo planteado es parcialmente validado por las condiciones térmicas que indica la paragénesis de las milonitas de dicha zona. Por su parte las milonitas

(*s.l.*) y esquistos miloníticos del segmento sur, muestran que aquí la deformación fue mucho más intensa y aún más generalizada que en el tramo norte, pero actuó bajo condiciones térmicas menores (350 a 450 °C), demostrado por microfábricas que indican procesos locales de ruptura y/o recristalización. Entre dichas microfábricas se destaca la presencia de porfiroclastos de feldespatos con fragmentación, desgarre y desplazamiento (Fig. 6j), desarrollo de maclados mecánicos en plagioclasa (Fig. 6i), kinking y/o procesos de disolución por presión, todas generadas en condiciones de temperaturas bajas a moderadas (Tribe y D'Lemos 1996, Passchier y Trouw 2005), coincidentes con las indicadas por las paragénesis de las rocas (Fig. 6i, j). En base a lo expuesto se puede indicar que en el segmento sur de la faja de cizalla Las Lajas, posiblemente las condiciones térmicas durante la deformación no superaron la parte baja del grado medio, y la misma se desarrolló en gran medida bajo condiciones dúctiles a frágiles, esto siempre condicionado por la reología de las fases minerales dominantes en cada protolito.

El análisis realizado en los párrafos anteriores indica que la zonación longitudinal que presenta la faja de cizalla Las Lajas, evidencia que el proceso de deformación por cizalla actuó progresivamente a lo largo del tiempo pero localizado en dominios, donde la intensidad de deformación y las condiciones térmicas han sido moderadamente variantes. Asimismo, lo planteado en el análisis de la deformación, la cinemática, las variaciones paragenéticas internas y la zonación longitudinal de la faja de cizalla Las Lajas, es semejante a lo expuesto por Martino (1992) para la faja Guamanes del sector norte de las Sierras de Córdoba, como para las zonas de cizalla del borde oriental del Famatina (López y Toselli 1993) o la faja de cataclasis de las sierras de Capiullitas-La Ovejería (Durand *et al.* 1984).

CONSIDERACIONES FINALES

La faja de cizalla Las Lajas ha sido con-

siderada desde su primera mención (ver Otamendi *et al.* 1996, Sims *et al.* 1997, Stuart-Smith y Skirrow 1997) como una zona de intensa deformación, la cual actúa de límite local entre dos dominios litológicos disímiles denominados Complejo Monte Guazú y Complejo Achiras. El estudio petrológico-estructural realizado en este trabajo, muestra que esta estrecha zona de cizalla exhibe una extensión > 35 km, lo cual indica que no puede ser solo pensada como un límite local entre diferentes dominios litológicos (ver Otamendi *et al.* 2000; Figs. 1, 2 y 3). En sentido amplio la faja de cizalla Las Lajas puede ser considerada como una discontinuidad estructural regional dentro del basamento de sierra de Comechingones, donde la deformación ha operado acomodando el acortamiento orogénico durante el Paleozoico (ver Chernicoff y Ramos 2003, Otamendi *et al.* 2014). Lo planteado también se condice con algunas observaciones realizadas en el cerro Sampacho a 10 km al noroeste de la localidad homónima (Fig. 1). En dicho sitio el basamento aflorante muestra marcada deformación por cizalla dúctil-frágil, con estructuras y asociaciones paragenéticas similares a las descriptas para la zona central de la faja de cizalla Las Lajas. Teniendo en cuenta las características mencionadas y dado que su disposición espacial coincide con la prolongación austral de la traza de la faja de cizalla Las Lajas, se puede asociar tentativamente a dicha deformación con la actividad de la misma. Dichas observaciones indican que la extensión de la faja de cizalla Las Lajas sería aún mayor (>45 km), siendo muy relevante dentro de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

La cartografía de la faja de cizalla Las Lajas presentada en este trabajo, puede ser considerada para examinar la disposición espacial de dicha zona dentro del contexto geológico que expone el basamento austral de la sierra de Comechingones (Figs. 1, 2 y 3). Realizando este análisis se puede deducir que la deformación provocada durante la actividad paleozoica de la faja de cizalla Las Lajas, se nucleó en una zona que reológicamente concedió menor

resistencia a los efectos de la misma. Esta zona es expresada por la estrecha faja de gneises, esquistos, anfíbolitas y mármoles que se sitúa separando a dos dominios con respuesta reológica parcialmente disímiles y evoluciones geológicas-temporales contrastadas (Figs. 2, 3 y 7): 1) al E un dominio de rigidez elevada dada la presencia de voluminosos cuerpos masivos y homogéneos de ortogneises derivados de granitoides ordovícicos del Complejo Monte Guazú; y 2) al O un dominio heterogéneo dúctil con presencia de numerosos cuerpos anatéticos y graníticos foliados devónicos del Complejo Achiras. Este hecho lleva a considerar que el cinturón de metamorfitas actuó como un nivel de desacople del basamento, dado que en éste los esfuerzos operaron de manera óptima concentrándose, transformando a las rocas del sector y acoplaron dos zonas que evolucionaron en diferentes periodos temporales. Lo antes mencionado está en coherencia parcial con lo planteado por Ramos y Vujovich (1993) y por Chernicoff y Ramos (2003) en base a datos geológicos y aeromagnéticos. Estos autores asumen a la faja de cizalla Las Lajas como una zona de debilidad cortical paleozoica, reactivada tanto por las orogénias Famatiniana, Achaliana como la Andina y que podría representar el contacto entre terrenos (¿Pampia-Cratón Río de la Plata?; ¿Córdoba-Pampia?), ya que se expresa siempre como un lineamiento magnético fuerte que indica el contacto entre unidades litomagnéticas y geológicas diferentes. En este sentido, hasta el momento los datos mostrados en este trabajo solo indican con certeza que la faja de cizalla Las Lajas es una extensa zona de intensa deformación, que actuó mayormente en el Paleozoico y que separa y afecta a unidades litológicas con historias geológicas diferentes.

Analizando internamente a la faja de cizalla Las Lajas se observa que ésta no exhibe una zonación transversal clara, tal como se lo indica en los modelos teóricos que describen zonas de cizalla. Con respecto a esto, hay evidencias geológicas expuestas en el análisis petrológico de este trabajo, que muestran que toda la

secuencia litológica (gneises-esquistos-anfíbolitas-mármoles-ortogneises) que formó parte del bloque del techo de la cizalla (Figs. 2, 3, 7, 8a, 8b), sufrió la deformación en su máximo desarrollo. Este hecho expone que en la disposición espacial actual de las litologías, hay una disminución en el gradiente de la deformación de E a O, siendo el bloque del techo el más deformado (Figs. 2, 3, 7, 8a, 8b). Por lo tanto, esto indica que habría sido dicho bloque el activo durante el desarrollo de la faja de cizalla Las Lajas, sugiriendo un sobrecorrimiento con movimientos inversos de todo el conjunto litológico del Complejo Monte Guazú (bloque de techo) sobre el Complejo Achiras (bloque de piso; Figs. 1 y 7). De esta manera se sustenta también que la cinemática de tipo inversa definida en el análisis de la estructura interna es la más acertada. Por otra parte, si consideramos la zonación longitudinal de la faja de cizalla Las Lajas, la misma evidenciaría que su actividad paleozoica no ha sido homogénea. Esto se deduce dado el incremento en la intensidad de deformación que se observa desde el segmento norte al sur. De esta manera, tendríamos expuestos al mismo nivel dentro de la faja de cizalla Las Lajas dos segmentos potencialmente diferentes, que representan niveles estructurales de la deformación disímiles. La disposición actual de estos niveles podría ser resultado de que la erosión que ha sufrido la zona, ha seccionado a la faja en secciones diferentes, y que la disposición estructural de los bloques del basamento ha facilitado su exposición actual. Por otra parte, no se descarta de que esta característica que muestra la faja de cizalla Las Lajas, junto a la presencia de estructuras de plegamiento complejo e inconsistencias locales de la cinemática interna (ver Otamendi *et al.* 1966; 2004), pueda inducir a pensar de que su actividad pudo haber tenido variaciones en el tiempo, que hasta la actualidad no fueron evaluadas y que pueden complejizar su historia evolutiva. Finalmente evaluando a la faja de cizalla Las Lajas en un contexto geológico regional, se puede pensar que su génesis podría ligarse al acortamiento cortical

generalizado que tuvo lugar entre el Ordovícico (¿medio?) y el Devónico a lo largo del borde del Gondwana Occidental, y que está expresado en el desarrollo de numerosas fajas de cizalla que exponen características petro-estructurales afines con la faja de cizalla Las Lajas (faja Carapé; Valle Fértil-La Huerta; Loma de Las Chacras; Río Guzmán-La Arenilla, entre otras; ver von Gosen y Prozzi 1998, Chernicoff y Ramos 2003, Martino 2003, Whitmeyer y Simpson 2004, Cristofolini *et al.* 2014). Es por esto que la actividad del conjunto de fajas de cizallas presentes en todo el antiguo margen gondwánico, se relaciona con un evento orogénico de escala continental (orógeno Famatiniano) que culmina con la colisión del terreno Cuyania / Precordillera con el margen proto-Andino del Gondwana Occidental (Astini y Dávila 2004, Whitmeyer y Simpson 2004). Pero en el caso particular de la faja de cizalla Las Lajas, la actividad hasta el momento más generalizada y evidenciada se vincula a tiempos devónicos, posiblemente ligada a la fase orogénica Achaliana, tal como se ha mencionado en apartados previos.

Por último, cabe mencionar que la faja de cizalla Las Lajas actualmente sigue cobrando relevancia en la actividad tectónica presente en el sector austral de la Sierra de Comechingones. Esto radica en el hecho de que la traza de la misma está ligada a una estructura frágil sísmicamente activa (falla Las Lajas), la cual en su segmento austral toma el nombre de falla Sampacho (Fig. 1). Esta estructura (falla Las Lajas-Sampacho) en conjunción con la falla Las Lagunas a la cual intersecta en cercanías al paraje Chañaritos, muestran un significativo potencial sismogénico y una sísmicidad histórica relevante. Las mismas son consideradas como fuente de más de 150 sismos-microsismos que afectaron la región, y que en 1934 provocaron el denominado “Gran Terremoto de Sampacho” ($M=5,5$ y $6,0$ escala de Richter; ver Sagripanti *et al.* 2011, Villalba y Sagripanti 2014). Asimismo, dichas fallas han sido las causantes ya en el Cuaternario de numerosos paleo-terremotos de magnitudes extremas ($M=7$ escala de

Richter) que han ocasionado hasta rupturas superficiales (Sagripanti *et al.* 2011 y citas en este), indicando su clara relevancia sismogénica. Por lo tanto, lo analizado señala que la faja de cizalla Las Lajas representa desde el Paleozoico y hasta la actualidad una zona de relevancia tectónica en la evolución geológica del segmento austral de la Sierra de Comechingones y sus pedanías.

CONCLUSIONES

La faja de cizalla Las Lajas es una discontinuidad geológica de escala regional, que concentró todo el acortamiento orogénico del Paleozoico a lo largo del borde del Gondwana Occidental, y que hoy sigue cobrando importancia al estar ligada a la actividad sísmica del sistema de fallas de intraplaca Las-Lajas-Sampacho-Las Lagunas. La faja de cizalla Las Lajas, cuyas características demuestran una segmentación longitudinal, exhibe una extensión > 35 km de largo y un ancho medio de 1,5 km. Asimismo, la estructura interna y las fábricas de deformación la definen como una zona de deformación dúctil-frágil, que actuó con una cinemática inversa dominante que indica corrimiento con vergencia al oeste.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subsidiado por los proyectos PICT 00453/10 y PICT 0572/13 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina y a través del fondo de ayuda de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Agradecemos las valiosas y acertadas sugerencias y correcciones realizadas por el revisor anónimo y el Dr. Roberto Weinberg, ya que las mismas han sido sustanciales por el revisor anónimo, el Dr. Roberto Weinberg y la editora Monica López de Luchi, para mejorar la calidad del trabajo. Se agradece al Lic. Nicolás Zambroni, Lic. Matías Barzola y a la Dra. Stefania Radice, por su valioso aporte en las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Astini, R.A. y Davila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Oclroyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precodillera terrane accretion. *Tectonics* 23, TC4008, doi:10.1029/2003TC001620.
- Bell, T. y Hammond, R. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *The Journal of Geology* 92: 667-686.
- Camacho, A. 1997. 40Ar-39Ar and Rb-Sr Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization (inédito), 25 p., Buenos Aires.
- Chernicoff, C. y Ramos, V. 2003. El basamento de la sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 511-524.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Walker, B., Tibaldi, A., Armas, P., Bergantz, G. y Martino, R. 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.
- Cristofolini, E., Martino, R., Otamendi, J., Tibaldi, A., Armas, P., Barzola, M. y Zambrovi, N. 2015. Faja de cizalla Las Lajas: nuevos aportes al conocimiento de su geología, extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis. 16° Reunión de Tectónica y 5° Taller de Campo, Actas 1: 28-29, General Roca.
- Czeck, D. y Hudleston, P.J. 2003. Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: A natural example and theoretical discussion. *Journal of Structural Geology* 25: 959-982.
- Durand, F., Toselli, A. y Aceñolaza, F. 1984. Las rocas cataclásticas de las sierras de Capillitas-La Ovejería, provincia de Catamarca. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 204-217, Buenos Aires.
- Fernández, C. y Díaz Azpiroz, M. 2009. Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology* 31: 1255-1269.
- Fossen, H. y Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. En: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics, Geological Society Special Publications 135: 15-33, London.
- Gordillo, L.E. y Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencia, Actas 1: 577-650, Córdoba.
- Hanmer, S. y Passchier, C. 1991. Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada* 90: 1-72.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14: 145-159.
- Jiang, D. 2007. Sustainable transpression: An examination of strain and kinematics in deforming zones with migrating boundaries. *Journal of Structural Geology* 29: 1984-2005.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- López, J.P. y Toselli, A.J. 1993. La faja milonítica TIPa: Faldeo oriental del Sistema de Famatina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 39-42, Mendoza.
- Martino, R.D. 1992. La faja de deformación Guamanes: petrografía, estructura interna y significado tectónico, sierra Grande de Córdoba. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 21-32.
- 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.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Carignano, C.C. 2012. Influencia de la Tectónica Preandina sobre la Tectónica Andina: El caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 207-221.
- Otamendi, J., Nullo, F., Fagiano, M. y Aragón, E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-266, Mendoza.

- Otamendi, J., Fagiano, M. y Nullo, F. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la Sierra de Comechingones. *Revista Asociación Geológica Argentina* 55: 265-279.
- Otamendi, J., 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: 1143-1155.
- Otamendi, J., Cristofolini, E., Fagiano, M., Pinotti, L. y D'Eramo, F. 2014. Los Granitos Devónicos del sur de la Sierra de Comechingones. 19º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1, 277-291, Córdoba.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana: an introduction. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society Special Publication 142: 1-10, London.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p., Berlin.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 1993. The Pampia craton within western Gondwanaland. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Proceedings: 113-116, México DF.
- Sagripanti, 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: 53-71.
- Sanderson, D. y Marchini, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6: 449-458.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133: 191-213.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, P. 1997. Informe geológico y metalogénico 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
- Stuart-Smith, P.R. y Skirrow, R.G., 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, 43 p., Buenos Aires.
- Tribe, I. y D'Lemos, R. 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society* 153: 127-138.
- Villalba, D. y Sagripanti, G.L. 2014. Análisis morfológico de escarpas asociadas a una falla de intraplaca con actividad cuaternaria: falla Las lagunas, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 82-91.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En Pankhurst, B. y Rapela C.W. (eds.) *Protomargin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 235-258, London.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal Structural Geology* 2: 175-187.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2004. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal Structural Geology* 25: 909-922.

Recibido: 1 de marzo de 2016

Aceptado: 24 de febrero de 2017