

# Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba

Roberto D. MARTINO<sup>1,2</sup>, Alina B. GUERESCHI<sup>1,2</sup> y Jorge A. SFRAGULLA<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 1611, X5016 GCA-Córdoba.

<sup>2</sup>CONICET. E-mail: rdmartino@com.uncor.edu

<sup>3</sup>Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba, Av. Hipólito Yrigoyen 401, 5000-Córdoba.

**RESUMEN.** La Faja de Deformación Los Túneles (FDLT) se dispone norte-sur, con 75 kilómetros de largo y 1-5 kilómetros de ancho. Limita al oeste con la falla de Pocho y la zona de falla La Mermela, al este con las rocas del Macizo San Carlos y el gneis Las Palmas, al sur con la faja de deformación Pachango y hacia el norte se extiende paralelamente a las Sierras de Pocho y Guasapampa. Las rocas van desde milonitas al norte, pasando por protomilonitas y luego estromatitas poco deformadas al sur. Concomitantemente con la deformación, habrían ingresado fluidos ricos en H<sup>+</sup>, en un sistema abierto, los que habrían producido sillimanita y luego abundante muscovita a partir de plagioclasa y biotita. Las condiciones físicas de deformación varían desde la facies de anfíbolitas superiores hasta la facies de esquistos verdes. La foliación reconocida es compuesta y está integrada por una foliación predominante C, orientada N 334°/42°E, la que es cortada por bandas de cizalla extensional de bajo ángulo C'. Sobre el plano C hay una lineación de estiramiento de Ms ± Sil ± Qtz, orientada N 50°/43° y con 80°N de cabeceo. La FDLT se interpreta como una faja de deformación dúctil, con movimiento inverso del techo hacia N 230°, que superpone rocas en zona de Sil + Kfs sobre rocas en zona de Sil + Ms. Se reconocen dos inversiones metamórficas de distintas edades y producidas en distintos regímenes de deformación. La FDLT es posmetamórfica con respecto a las metamorfitas regionales y preplutónica con respecto al plutón de Charquina. El período de actividad tectónica oscila entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior (509-474 Ma), y coincidiría con el acercamiento del terrane Cuyania al margen gondwánico y con las etapas contraccionales póstumas de la colisión del terrane Pampia con el margen occidental de Gondwana.

**Palabras clave:** Faja de deformación, Estructura, Petrografía, Significado tectónico, Sierras de Pocho y Guasapampa

**ABSTRACT.** Petrography, structure and tectonic significance of 'Los Túneles' Shear Zone, Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba, Argentina. The 'Los Túneles' Shear Zone (LTSZ) is a 75 km long by 1-5 km wide north-south trending belt. It is bordered to the west by the Pocho Fault and the La Mermela Fault Zone, and to the east by the San Carlos Massif rocks and Las Palmas gneiss. The southern border is the Pachango Shear Zone and it extends northward parallel to the Sierras de Pocho y Guasapampa. Mylonites in the north, protomylonites in the centre and little-deformed stromatites in the south are recognized along the LTSZ. H<sup>+</sup>-rich fluids would have infiltrated during the deformation producing sillimanite and abundant muscovite from plagioclase and biotite. The P-T conditions of deformation were transitional between upper amphibolite to greenschist facies. The observed foliation is composite and consists of a predominant foliation C, oriented N 334°/42°E, which is cut by low angle extensional shear bands C'. On the C plane there is a stretching lineation of Ms ± Sil ± Qtz, oriented N 50°/43° with 80°N pitch. The kinematics of LTSZ are interpreted as those of a reverse ductile shear zone with movement to the southwest (N 230°), thrusting rocks from Sil + Kfs zone over Sil + Ms zone. Two metamorphic inversions with different ages and developed at different deformation regimes are recognized. The LTSZ is post-metamorphic in relation to the regional metamorphic rocks, and pre-plutonic in relation to the pluton of Charquina. The period of tectonic activity was between Upper Cambrian and Lower Ordovician (509-474 Ma), and it would have coincided with the approach of Cuyania terrane to the gondwanic margin and with the contractional stages of the collision of Pampia terrane with the western margin of Gondwana.

**Key words:** Shear zone, Structure, Petrography, Tectonic significance, Sierras de Pocho y Guasapampa

## Introducción

La región occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba está integrada, de norte a sur, por las Sierras de Guasapampa, Pocho y Altautina, que forman en conjunto un bloque, limitado por una falla inversa de carácter

regional al oeste (Figs. 1 y 2a,b) y, al este, por fallas inversas menores y valles. Al igual que el resto de las Sierras de Córdoba, este bloque bascula hacia el este y es fuertemente asimétrico, con una pendiente occidental pronunciada y otra oriental suave. Ese gran bloque de basamento está segmentado, al menos

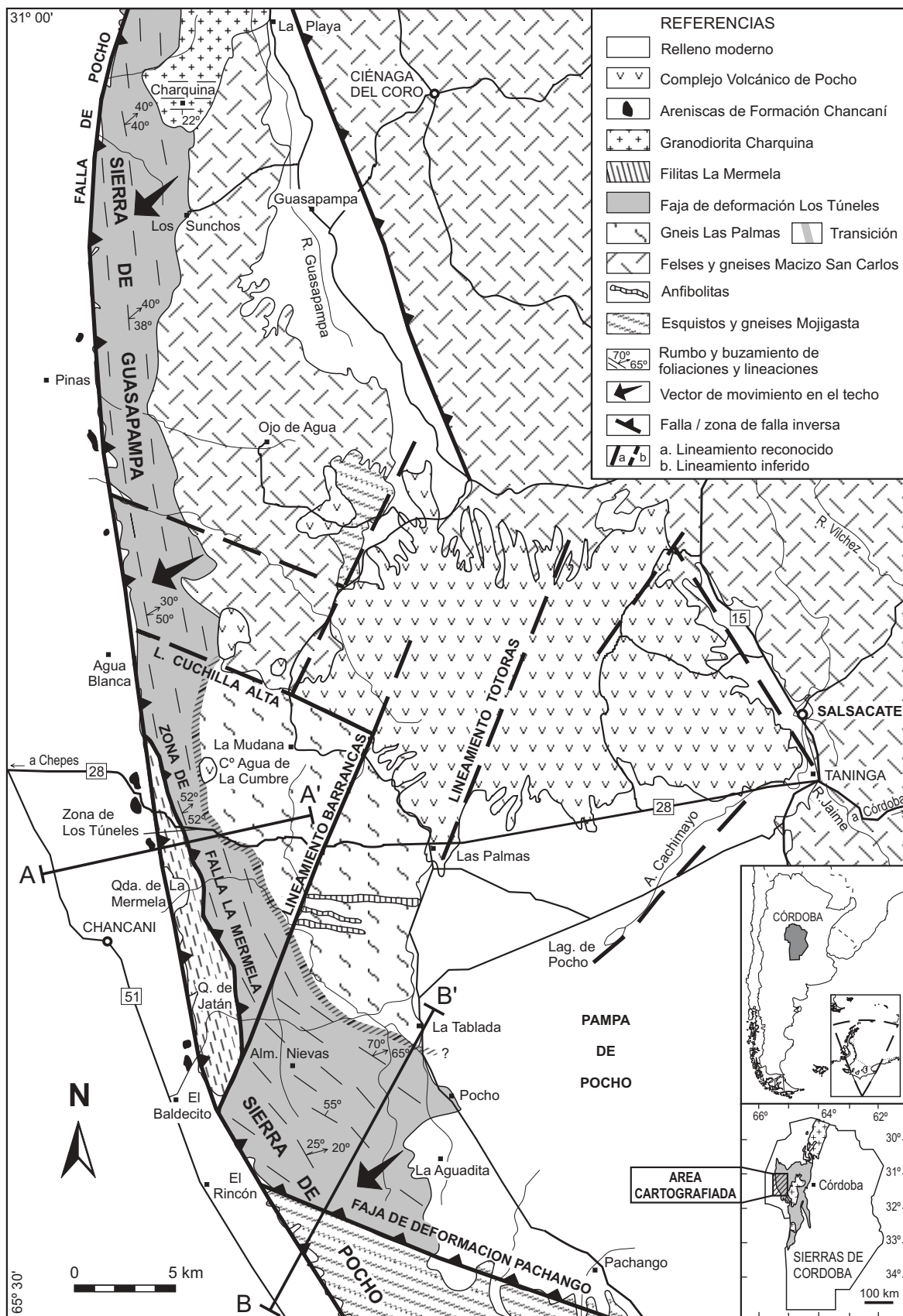
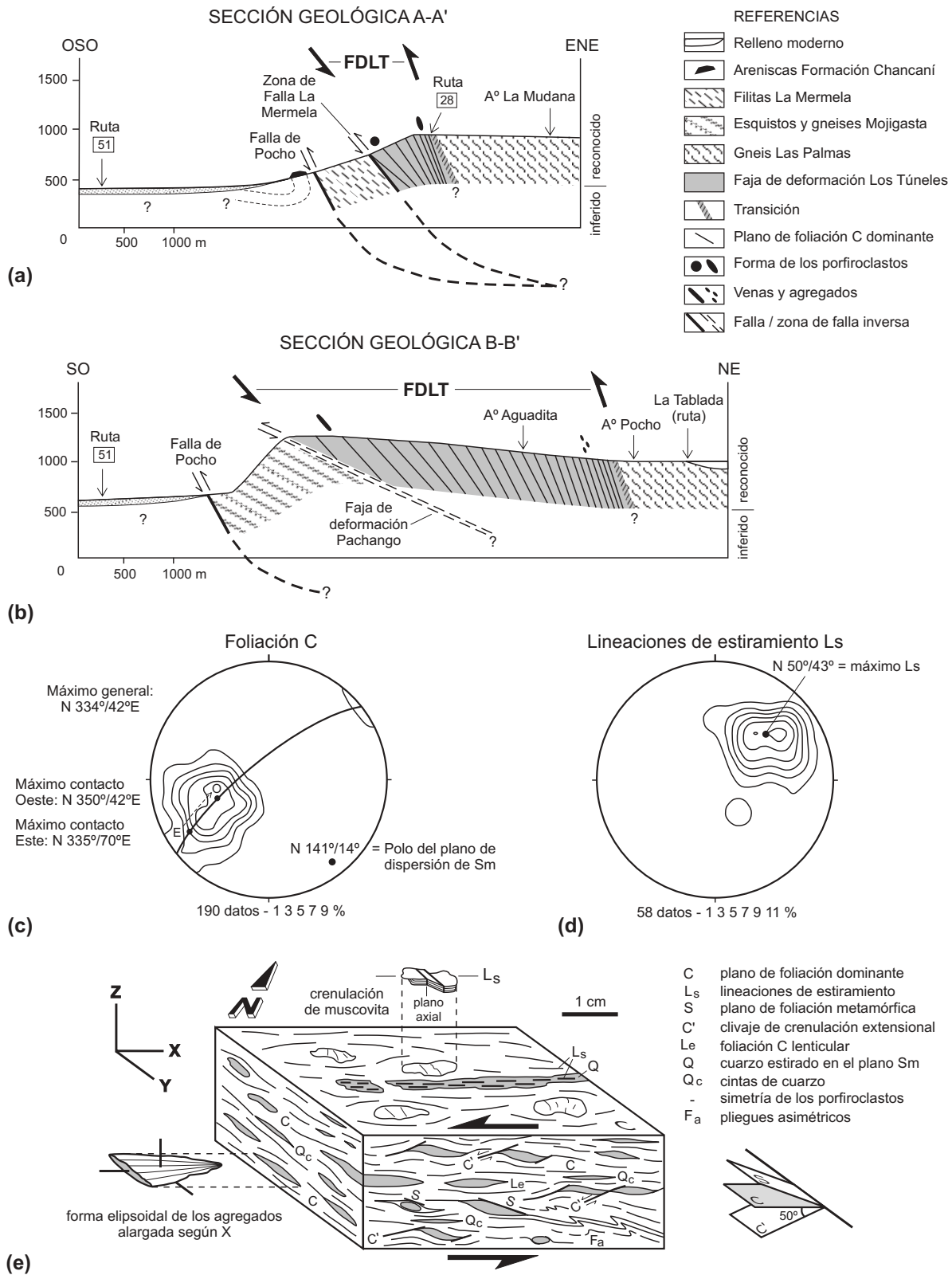


Figura 1: Ubicación geográfica y mapa geológico del área estudiada, en el que se muestra la faja de deformación Los Túneles y las secciones geológicas realizadas.



**Figura 2:** Secciones geológicas A-A' (a) y B-B' (b) con indicación del sentido de movimiento a lo largo de la FDLT. Notar la disposición en abanico de la foliación interna y el cambio de forma de los porfiroclastos, venas y agregados, indicando un aumento de la intensidad de la deformación hacia el este. c, Red estereográfica en la que se muestra la orientación general de la foliación dominante C. Notar la variación de buzamiento de la foliación entre los contactos este y oeste de la FDLT. d, Red estereográfica en la que se proyecta la orientación de las lineaciones de estiramiento Ls. e, Esquema compilado de las estructuras reconocidas en las rocas de la FDLT. Se señalan los principales planos y los indicadores cinemáticos con el sentido de movimiento deducido. Comparar con las fotografías de la figura 5.

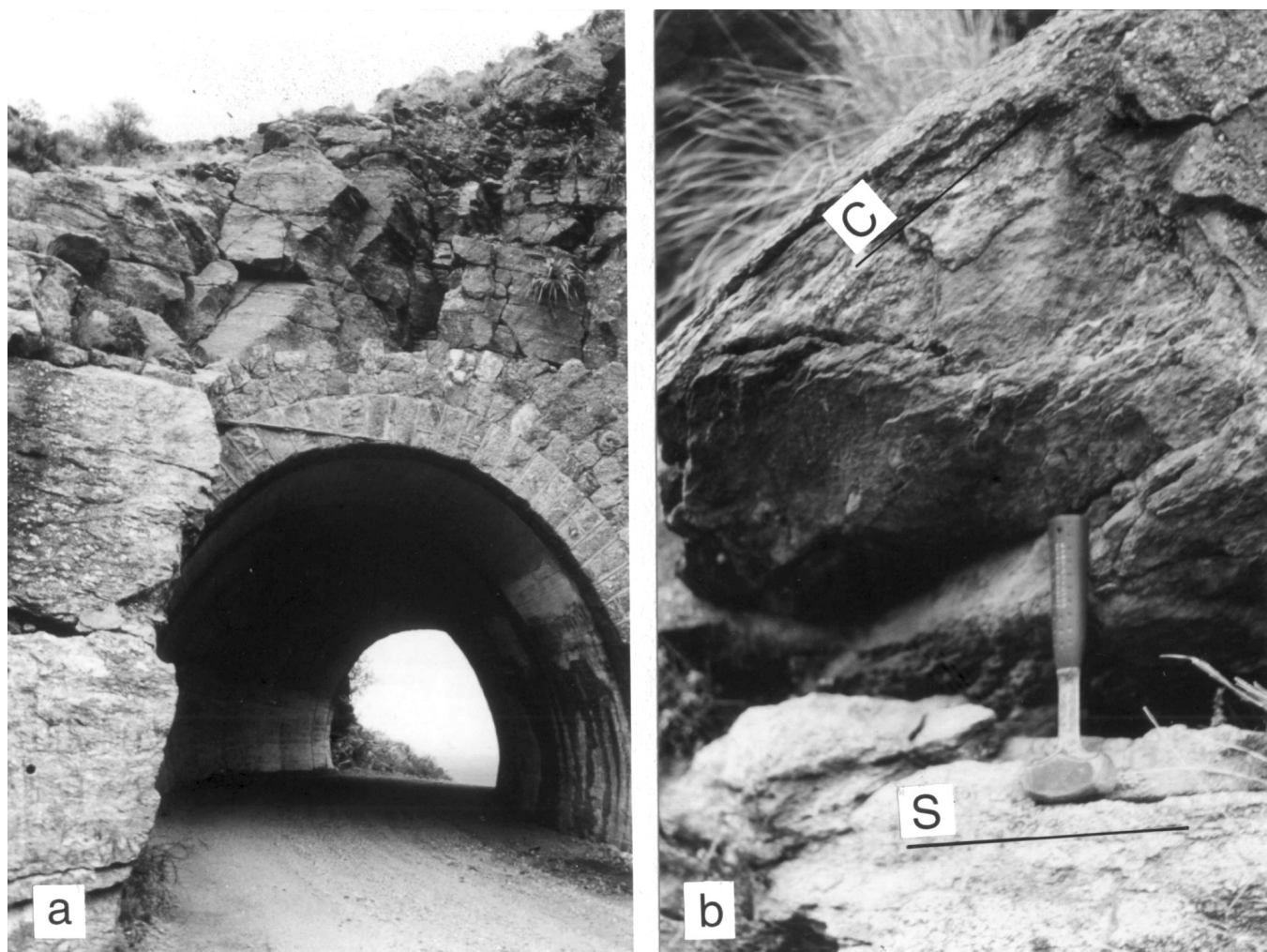
en tres partes, por fracturas transversales al rumbo general NNO.

En la Sierra de Pocho, a lo largo de la ruta provincial N° 28 (Fig. 1), Gordillo (1984) denominó “gneis de Los Túneles” (Fig. 3a) a unas rocas de grano grueso, con “ojos” redondeados a ovoides y venas lenticulares de oligoclasa y cuarzo, que se encuentran en una matriz micácea compuesta por biotita, muscovita, plagioclasa y sillimanita. Dicho autor también reconoció anfibolitas diopsídicas y ‘cuarcitas biotíticas listadas’ como litologías que acompañan al gneis Los Túneles. La única mención previa de estas rocas es la hecha por Stelzner (1875), quien las identificó a lo largo de la quebrada de Jatán, aproximadamente a 10 kilómetros al sur de la ruta mencionada, y destacó su característica más notable al denominarlas “gneis ondulado”.

Posteriormente, Martino (1993a) estudió esas mismas rocas, reconociendo sus contactos con el gneis Las Palmas y con las filitas La Mermela del faldeo occidental de

las Sierras de Pocho (Fig. 1), y las redefinió como protomilonitas-milonitas pertenecientes a una extensa faja de deformación, que supera los límites conocidos para el “gneis ondulado” y el “gneis de Los Túneles”, abarcando gran parte de las rocas de las Sierras de Pocho y Guasapampa. Simpson *et al.* (1998) interpretaron regionalmente esos afloramientos como ligados al acortamiento cortical de un arco magmático cámbrico.

A pesar de los estudios mencionados, aún quedaban por definir importantes aspectos de la faja de deformación aquí denominada ‘Los Túneles’ (de aquí en más FDLT), entre los que se cuentan: la determinación precisa de sus límites, la relación con los otros grupos litológicos fuera de la faja, las variaciones litológicas a lo largo de la misma y la estructura interna general. Estos son los principales objetivos a desarrollar en este trabajo, discutiéndose, además, la FDLT en un contexto regional, a fin de complementar lo realizado por Simpson *et al.* (1998) y Martino *et al.* (1999, 2002).



**Figura 3:** a, Afloramiento típico de las rocas miloníticas de la FDLT sobre la ruta provincial N°28. Los túneles fueron realizados en 1930 y desde allí se obtiene una vista panorámica de los Llanos de La Rioja, al pie de la Sierra de Pocho. b, Contacto intrusivo discordante entre las milonitas de la FDLT y el plutón de Charquina. En la parte superior se observa el plano de foliación dominante C de la FDLT y en la parte inferior la foliación S subhorizontal de la granodiorita. Martillo de escala = 25 cm.

## Ubicación y metodología de trabajo

El área estudiada se ubica a 130 kilómetros al oeste de la ciudad de Córdoba y se accede a parte de ella por la ruta provincial N° 28, que comunica con las localidades de Salsacate y Chancaní (Fig. 1), atravesando en dirección este-oeste toda la secuencia conocida tradicionalmente como gneis Las Palmas, gneis Los Túneles y filitas La Mermela (Hünicken y Pensa 1980, Gordillo 1984). Al resto del área, se accede desde la localidad de Las Palmas por un camino consolidado que comunica hacia el norte con la localidad de La Playa y hacia el sur con la de Pachango. Desde este camino, a través de caminos secundarios, quebradas y sendas de difícil acceso, se llega al resto de los afloramientos de las Sierras de Pocho y Guasapampa.

La FDLT se cartografió mediante fotografías aéreas convencionales a escala 1:20.000 y los aspectos regionales fueron determinados utilizando imágenes Landsat TM, a escala 1:100.000, con tratamiento selectivo a fin de resaltar las rocas de la faja y sus límites principales. El mapa preliminar fue ajustado en varias campañas, hasta la delimitación final mostrada en la figura 1. Este mapa se usó luego de base para la confección de la Hoja Geológica Villa Dolores (Bonalmi *et al.*, en prensa).

En el campo, se tomaron 36 muestras orientadas y se relevaron datos de foliación, lineación y estructuras menores. Las rocas fueron estudiadas mediante microscopio óptico en cortes delgados y con lupa binocular en placas pulidas. Los datos estructurales fueron tratados estadísticamente en la red de Schmidt (hemisferio inferior).

## Descripción general y límites

La FDLT se dispone en sentido norte-sur y alcanza, al menos, 50 kilómetros de largo y 1 a 5 kilómetros de ancho. Se extiende desde la localidad de La Playa al norte, donde hace de encajonante sudoccidental a la granodiorita Charquina y se pone en contacto con los felses (en el sentido de Winkler 1978) y gneises del Macizo San Carlos, hasta la faja de deformación Pachango al sur que, a su vez, la separa de los esquistos y gneises Mojigasta (Fig. 1).

Hacia el oeste, la FDLT constituye el margen occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa, excepto a la altura de la quebrada de La Mermela, donde se pone en contacto con las filitas homónimas, mediante la 'zona de falla La Mermela' (Martino *et al.* 2002), del orden de la decena de metros (Figs. 1, 2a y 4a). Esta zona de falla, nucleada en rocas de la FDLT y de naturaleza inversa, se caracteriza por presentar intensa trituración y fuerte desferrización de la biotita, destacándose, además, dos fajas de cataclasitas de espesores decimétricos, compuestas por harina de falla (N 5°/53°E) y por una brecha (N 350°/75°E) no cohesivas, separadas por un septo de material con fuerte clivaje de fractura subhorizontal (N

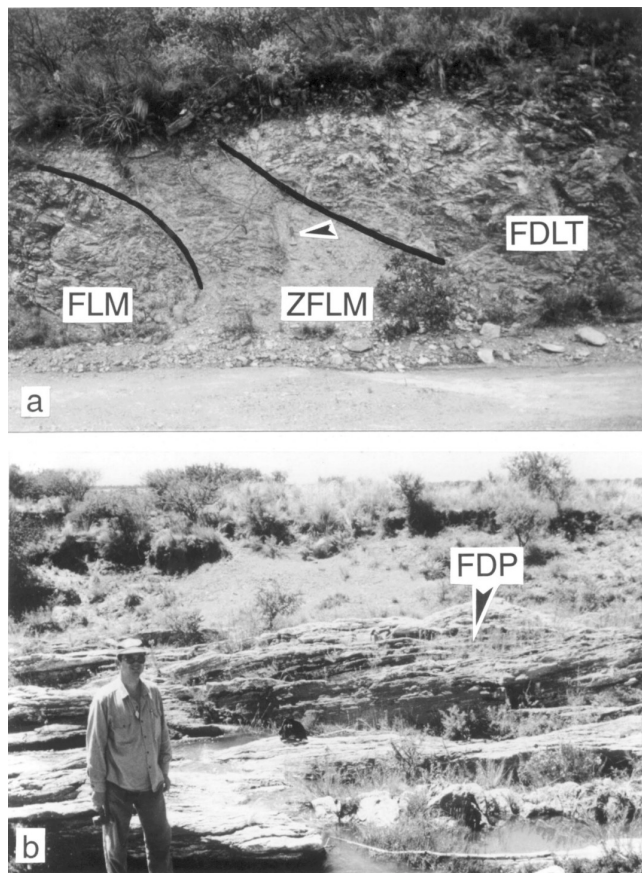
305°/30°N). Esta zona se conecta con la falla de Pocho formando un *rejoining splay* en planta, que tiene como efecto la delimitación de un caballo de falla o *horse* (Boyer y Elliott 1982) constituido por las filitas (Figs. 1 y 2a). Es de hacer notar que esta deformación frágil afecta a todo el interior de la FDLT y es registrada por un aumento de la desferrización de la biotita hacia la zona de falla La Mermela.

Hacia el este, en una línea que une la localidad de Charquina y el Cerro Agua de la Cumbre, y que termina inmediatamente al sur de la localidad de La Tablada (Fig. 1), la FDLT se pone en contacto neto con las rocas del Macizo San Carlos y en contacto transicional con el gneis Las Palmas. Entre Charquina y el lineamiento Cuchilla Alta, el contacto neto está puesto en evidencia por diferencias en la deformación: aquí las rocas de la FDLT se presentan con fábrica de protomilonita a milonita originada por metamorfismo dinámico sobrepuesto a los felses y gneises del Macizo San Carlos. Entre el lineamiento Cuchilla Alta y La Tablada, el contacto con el gneis Las Palmas es transicional en deformación y mineralogía: el gneis granatífero-sillimanítico Las Palmas pierde el granate y la sillimanita, aumenta la cantidad de muscovita y comienza a adquirir una foliación muy apretada (1-2 cm de espesor) que pasa a folias más gruesas ( $\approx 5$  cm), con aspecto anastomosado en partes, transformándose en un gneis bandeado y luego en un gneis de ojos. Al sur de la Tablada, el límite este se encuentra cubierto por las sedimentitas modernas de la Pampa de Pocho.

Hacia el sur, la FDLT termina abruptamente en contra de una faja de deformación irregular, denominada en este trabajo 'Pachango' (Figs. 1, 2b y 4b), orientada NNO-SSE, en la cual las litologías pertenecientes tanto a la FDLT como a los esquistos y gneises de Mojigasta están interdigitadas e intruidas por pegmatitas ácidas muy deformadas. Aquí las rocas de la FDLT se presentan menos deformadas, con una estructura migmatítica de tipo estromatítico, y se las clasifica como estromatitas 'La Aguadita' (ver Petrografía).

Hacia el norte, la continuación de la FDLT se encuentra actualmente en estudio, aunque puede adelantarse que llegaría hasta la terminación de la Sierra de Guasapampa, es decir, unos 25 kilómetros más (Martino y Fasola, 2001), que totalizarían hasta el momento 75 kilómetros de largo.

Otro hecho de importancia regional es la relación plutónica que guarda la FDLT con la granodiorita Charquina (Fig. 1), la cual es discordante con respecto a las rocas de la faja de deformación y a las rocas del Macizo San Carlos. Además del contraste litológico entre las unidades mencionadas, en el contacto, se observa el desarrollo de una foliación orientada N 90°/22°S en la granodiorita, mientras que las rocas de la FDLT tienen una foliación orientada N 320°/45°NE (Fig. 3a). El límite entre ambas rocas es neto y sin efectos térmicos visibles. En las cercanías de la zona de contacto, se han reconocido rocas graníticas muscovíticas con titanita y



**Figura 4:** a, Contacto entre las filitas La Mermela y la FDLT a través de la zona de falla La Mermela, sobre la ruta provincial N°28; la flecha indica el martillo de escala (25 cm). b, Afloramiento típico de las rocas de la faja de deformación Pachango que hace de límite sur de la FDLT.

granate, que yacen a modo de diques, menores de 5 metros de espesor, que afectan a las milonitas del encajonante. Estas rocas fueron deformadas posteriormente junto con las de la FDLT y desarrollaron una foliación milonítica, en la que se destaca fuerte corrugación de la muscovita.

### Petrografía

En general, se reconoce una variación textural y mineralógica en las rocas a lo largo de la FDLT, que pasan, de norte a sur, de milonitas a protomilonitas (Sibson 1977) y estromatitas. En el sector norte de la FDLT, en cercanías del puesto Los Sunchos (Fig. 1), las rocas se pueden clasificar como milonitas (Fig. 5a) y se caracterizan por ojos aislados de plagioclasa en una matriz de grano fino, cintas de cuarzo fuertemente recrystalizadas, grandes láminas de muscovita y ausencia de sillimanita. Hacia el sector central, particularmente en la sección que aflora a lo largo de la ruta provincial N°28, aparecen intercalaciones de rocas con aspecto bandeado, que pueden clasificarse como protomilonitas (Fig. 5b), en las

que predominan lentes leucocráticas de plagioclasa y cuarzo en lugar de ojos aislados de plagioclasa, casi no contienen matriz y es común la presencia de sillimanita en fajas centimétricas, además de grandes láminas de muscovita o de biotita. Las milonitas y protomilonitas presentan una estructura gnéica organizada en una foliación compuesta (ver Estructura). Hacia el sur de la FDLT, en las cercanías del Almacén Nieves y en su terminación contra la faja de deformación Pachango (Fig. 1), predominan las estromatitas La Aguadita, que consisten de bandas de grano grueso compuestas por biotita, sillimanita y muscovita, y venas cuarzo-feldespáticas también de grano grueso y con espesores centimétricos.

En los sectores centro y sur de la FDLT, se reconocen intercalaciones menores de otras litologías, que no sobrepasan la decena de metros, entre las que se destacan: grandes clastos elipsoidales de anfibolitas con fuerte plegamiento interno; *boudines* de cuarcitas calcosilicáticas (Fig. 5d) que aparentemente pasan en transición a las protomilonitas; y *boudines* de gneises cuarzosos, con formas lenticulares a sigmoides. No se han hallado mármoles; sin embargo, en la quebrada del Agua Blanca, frente a la localidad homónima (Fig. 1), se ha encontrado un rodado decimétrico de mármol dolomítico, del que no se ha podido hallar su afloramiento. Dentro de las estromatitas La Aguadita, aparecen pequeños cuerpos de mármoles, anfibolitas y cuarcitas, y pequeños clastos ovoides de rocas ultramáficas.

A continuación se hará una descripción detallada de las milonitas y protomilonitas, y una descripción más somera de las litologías menores asociadas a las mismas. Cabe aclarar que, entre estas últimas, los gneises cuarzosos y las cuarcitas calcosilicáticas son descriptos por primera vez. Las rocas menos deformadas, como las estromatitas La Aguadita y litologías menores asociadas, serán motivo de otro trabajo.

### Milonitas

Son rocas de color gris compuestas esencialmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. La textura milonítica (Fig. 5a) está formada por la combinación de varios elementos: porfiroclastos u ojos de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, cintas de cuarzo, escasos agregados lenticulares leucocráticos de 2-3 cm de ancho constituidos por plagioclasa y cuarzo y láminas de muscovita en forma de ojos de gran tamaño (1,5 cm). Todos los elementos mencionados están inmersos en una matriz de grano muy fino, integrada por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. Se reconocen fajas lepidoblásticas de biotita y muscovita que envuelven a los ojos y agregados, definiendo una foliación milonítica anastomosada, sobre la que se distingue una lineación de muscovita y/o sillimanita (ver Estructura). En algunos sectores, la foliación está cortada en bajo ángulo por microcizallas marcadas por fajas de sericita; cuando el desarrollo de sericita es

profuso oblitera los rasgos texturales. La foliación descrita permite la separación en capas groseras de varios centímetros de espesor, bastante irregulares, que definen una fábrica general gnéisica. Esta característica permite clasificar genéricamente a estas rocas como milonitas gnéisicas.

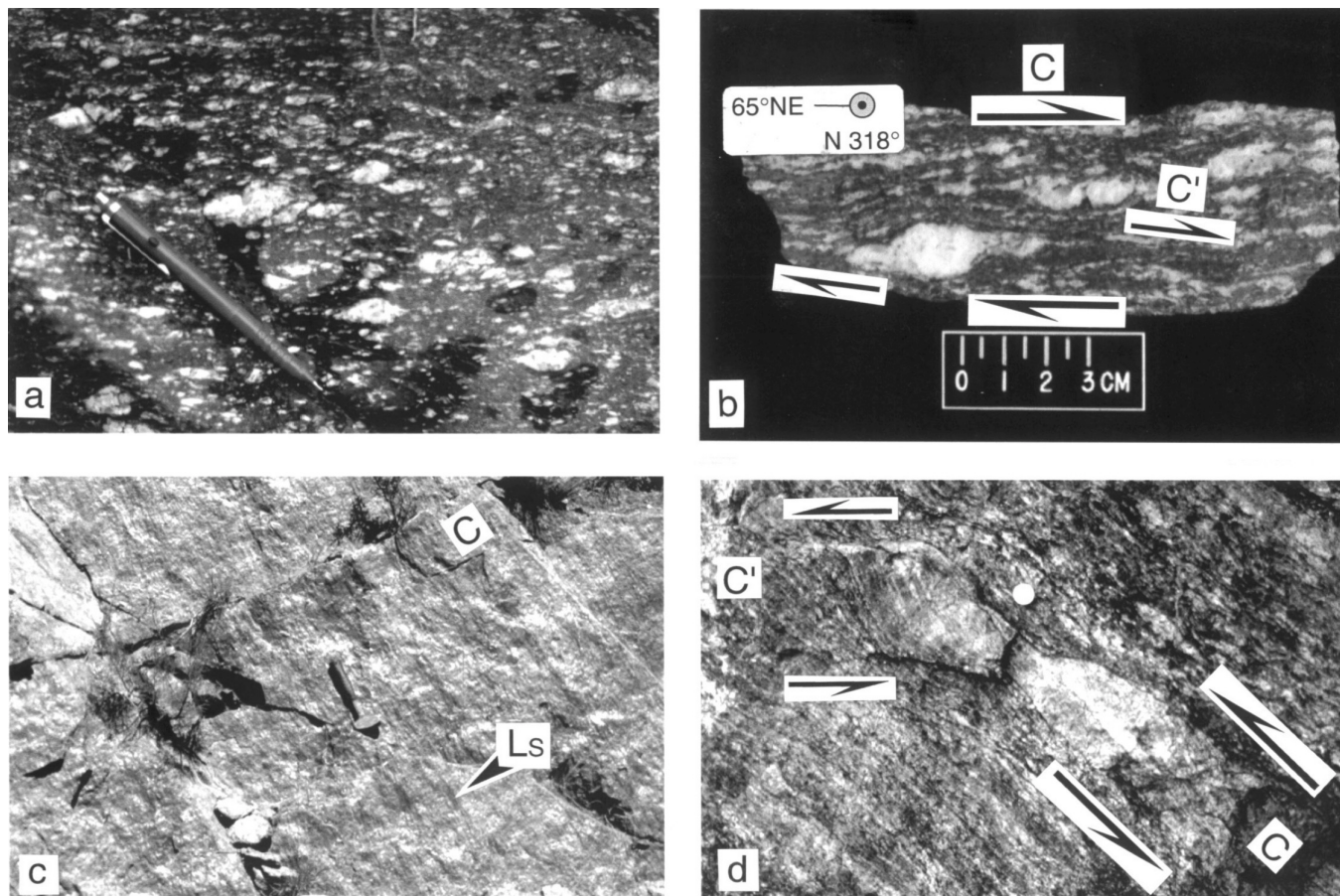
**Cuarzo:** se encuentra en las lentes y en las sombras de presión de los porfiroclastos formando un mosaico de granos poligonales de 1-2 mm, con uniones triples a  $120^\circ$ . En las cintas se presenta con dos texturas: en granos rectangulares (< 2 mm de largo), con uniones perpendiculares al contorno de la cinta (Fig. 7a,b), o en agregados poligonales en mosaico. En la matriz aparece en granos menores a 0,3 mm también con formas poligonales.

**Plagioclasa:** se dispone como porfiroclastos lenticulares de hasta 10 mm de largo, con extinción ondulosa y maclas polisintéticas acuñadas, flexuradas o difusas. Contiene escasas inclusiones de cuarzo, biotita y

apatita, y se altera levemente a caolín y sericita. En la matriz forma pequeños granos subidioblásticos (< 0,3 mm).

**Biotita:** se encuentra como láminas subidioblásticas de color pardo, pleocroicas, con bordes desflecados, parcialmente desferrizadas o cloritizadas y con minerales opacos en los bordes y planos de clivaje; algunas láminas están flexuradas. Las láminas de 0,5-1 mm de largo forman fajas con muscovita y las más finas (0,1-0,3 mm) constituyen la matriz.

**Muscovita:** aparece como láminas pisciformes (*mica fish*) de hasta 5 mm de largo, generalmente flexuradas, con extinción ondulosa, a veces con inclusiones de restos de biotita y minerales opacos. También se encuentra como láminas subidioblásticas de 0,3-1 mm de largo, frecuentemente flexuradas, con minerales opacos en los bordes y planos de clivaje. Las láminas mayores forman fajas que envuelven a los ojos y las más finas integran la matriz.



**Figura 5:** a, Textura típica de las milonitas que afloran en el sector norte de la FDLT, en el puesto Los Sunchos. Lápiz de escala = 15 cm. b, Textura típica de las protomilonitas que afloran en la parte central y sur de la FDLT. Se observa la fábrica C-C' y un porfiroclasto sigmoide compuesto por un agregado de feldespatos y cuarzo, donde se indica el sentido de movimiento deducido. c, Plano de foliación dominante C de las rocas de la FDLT, donde se reconoce la lineación de estiramiento Ls, paralela a la longitud del martillo (25 cm). d, Cuarcitas calcosilicáticas boudinadas dentro de la FDLT (sector central), con indicación del sentido de movimiento deducido. Se distingue el clivaje de crenulación extensional C' y la retrorrotación de los *boudines*. Diámetro moneda = 2,5 cm.

*Clorita*: es escasa y aparecen como láminas subidioblásticas a xenoblásticas (< 0,5 mm) de color verde pálido, levemente pleocroicas, con bordes desflecados y minerales opacos; reemplaza parcialmente a la biotita (Fig. 6c,d).

*Sericita*: se observa en algunas muestras como alteración de feldespatos y formando agregados lenticulares o fajas que marcan microcizallas.

En menor proporción, se encuentran: *apatita*, en pequeños clastos o granos subhedros redondeados (< 1 mm); *minerales opacos*, en granos irregulares o alargados que se asocian a las micas; *circón*, en pequeños granos redondeados; y, más raramente, *turmalina* verde, pleocroica, en granos euhedros.

#### *Protomilonitas*

Son rocas de colores grises y grano medio a grueso que están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y sillimanita. Poseen un bandeo grosero e irregular, que está dado por bandas claras (2-3 cm de ancho) donde predominan cuarzo y plagioclasa dispuestos formando ojos, venas y lentes, y bandas oscuras ricas en biotita, a la que se asocian muscovita y sillimanita, todas orientadas definiendo la foliación milonítica anastomosada (Fig. 5b). Sobre el plano de foliación, se destaca una lineación dada por la orientación preferente de prismas de sillimanita. La fábrica general está integrada por la combinación de varios elementos, lo que ha dificultado su correcta clasificación y descripción (ver Estructura).

*Cuarzo*: se encuentra como xenoblastos (< 4 mm), con contornos irregulares a suturados, que forman agregados con plagioclasa. En las cintas aparece como porfiroblastos rectangulares (< 10 mm de largo y 1-2 mm de ancho), con extinción ondulosa y bandas de deformación; las uniones entre los granos son casi perpendiculares al contorno de la cinta (Fig. 7a,b).

*Plagioclasa*: aparece como xenoblastos (< 4 mm) que forman agregados con cuarzo y como porfiroclastos elongados (< 10 mm de largo y 1-2 mm de ancho), con contornos irregulares, maclas polisintéticas acuña-das o difusas, e inclusiones de cuarzo, biotita y sillimanita (Fig. 6a). Se altera levemente a caolín y sericita.

*Biotita*: láminas subidioblásticas (< 1 mm) de color pardo, pleocroicas, con bordes desflecados y minerales opacos, a veces parcialmente cloritizadas y desferrizadas. Forma fajas con muscovita, sobre las que, a su vez, se desarrollan fajas de sillimanita que aíslan láminas sigmoides de biotita (< 3 mm de largo).

*Sillimanita*: constituye agregados de prismas general-

mente de grano fino, aunque algunos alcanzan 1 mm de largo. Se encuentran intercrecidos con biotita, incluidos en plagioclasa y muscovita (Fig. 6a,b), o en los contactos intergranos de cuarzo y plagioclasa. También forma agregados lenticulares o fajas que se desarrollan sobre las fajas biotíticas (cf. descripción de biotita). Se altera parcialmente a sericita.

*Muscovita*: láminas subidioblásticas (< 2 mm), con minerales opacos en los bordes y clivajes, a veces flexuradas o con *kink-bands*. Se asocia a biotita y sillimanita en las fajas, a veces se superpone a biotita e incluye a sillimanita (Fig. 6b).

*Clorita*: es de color verde claro, levemente pleocroica, y aparece en escamas xenoblásticas aisladas que cortan la foliación o en agregados irregulares, con minerales opacos en los bordes. Reemplaza parcialmente a la biotita (Fig. 6c,d).

*Sericita*: es escasa y se encuentra en agregados de pequeñas escamas con minerales opacos, formando fajas delgadas que se desarrollan sobre las fajas de sillimanita, muscovita y biotita.

En menor proporción, se observan: *apatita*, en granos subhedros redondeados o irregulares (< 1 mm); *minerales opacos*, en pequeños granos irregulares asociados a las micas; *circón*, en pequeños granos redondeados; y raramente *turmalina* verde en granos subhedros.

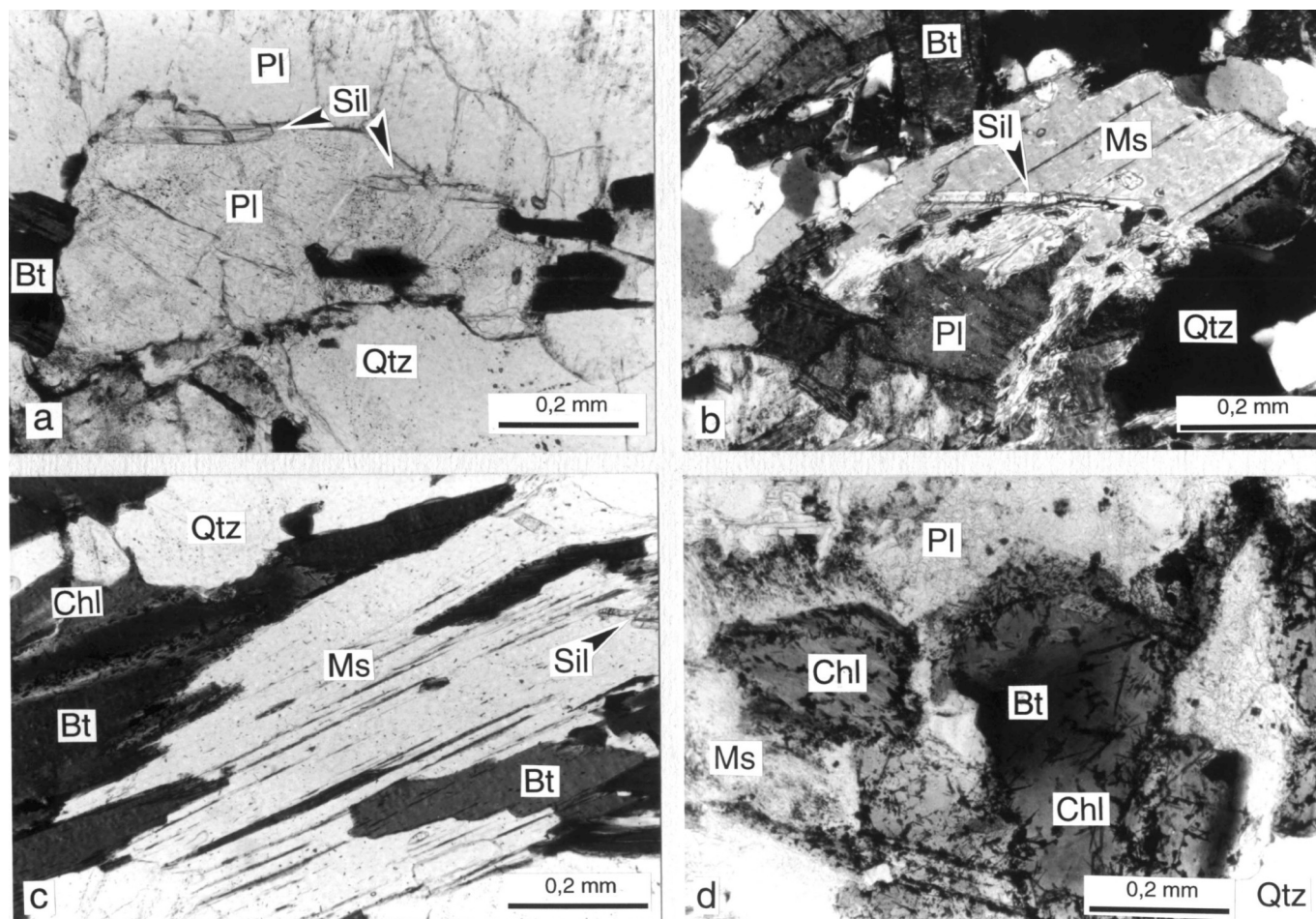
Ocasionalmente se encuentra *calcita*, a veces acompañada por *clinocloro*, en forma de venillas que rellenan fracturas perpendiculares a la foliación que atraviesan toda la roca.

#### *Otras litologías menores*

*Anfibolitas*: Son rocas de color verde oscuro con textura nematogranoblástica de grano fino (< 1 mm); a veces poseen textura porfiroblástica, con escasos porfiroblastos orientados de hornblenda de hasta 7 mm de largo. Están compuestas esencialmente por hornblenda verde y plagioclasa, con escaso cuarzo y raramente biotita pardo verdosa. El principal accesorio es titanita; en menor proporción, se encuentran apatita e ilmenita. Como minerales secundarios se reconocen epidoto, sericita y escasa clorita. Con frecuencia se observa un bandeo fino (< 5 mm de ancho) que está dado por bandas oscuras ricas en hornblenda y bandas claras ricas en plagioclasa, que se engrosan y afinan. Poseen una foliación metamórfica bien desarrollada que está configurada por la orientación preferente de los prismas de hornblenda y también de titanita. En ocasiones se encuentran microplegadas (ver Estructura).

*Gneises cuarzosos*: Son rocas de color gris y de grano fino que están compuestas por abundante cuarzo ahuma-



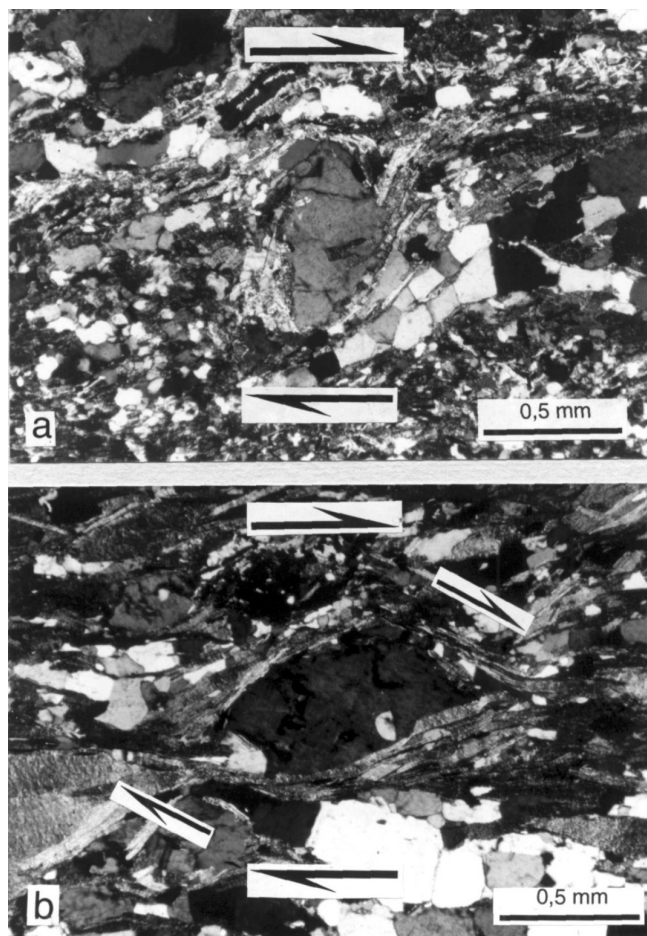


**Figura 6:** Fotomicrografías (protomilonita sobre ruta provincial N° 28, sector central y sur de la FDLT): **a**, Relictos de sillimanita incluidos en plagioclasa, nicoles paralelos. **b**, Reacciones (1) y (2) entre biotita y plagioclasa para formar sillimanita y luego muscovita, nicoles cruzados. **c**, Transformación de biotita en muscovita y reemplazo parcial de biotita por clorita, nicoles paralelos. **d**, Resorción de biotita y reemplazo casi total por clorita y minerales opacos, nicoles paralelos.

do, con menor proporción de plagioclasa teñida de color rojizo y micas de color verdoso (biotita, muscovita y clorita). Poseen una foliación milonítica grosera que está dada por la orientación del cuarzo y las micas; sobre el plano de foliación se reconoce una lineación de estiramiento de cuarzo (ver Estructura). La textura es granolepidoblástica elongada según la foliación milonítica, de grano fino (< 2-3 mm), con orientación preferente (de forma y cristalográfica) del cuarzo deformado y de láminas aisladas de biotita, muscovita y clorita. En ciertos casos, se distingue una fábrica S-C: los planos S están formados por la orientación de abundantes blastos elongados de cuarzo y de pequeñas láminas (< 0,5 mm) aisladas de biotita y muscovita; los planos C están compuestos por las bandas de deformación de algunos blastos de cuarzo y por la orientación de láminas aisladas más grandes (< 2 mm) de biotita y muscovita, sobre las que se desarrollan *kink-bands* casi perpendiculares. También

se reconocen bandas cataclásticas, con trituración de cuarzo, que son paralelas o ligeramente oblicuas a la foliación milonítica. Además, se observan venas de calcita y clorita que rellenan fracturas de extensión casi perpendiculares a la foliación milonítica. El tamaño de estas bandas y venas no supera los pocos milímetros de espesor.

*Cuarzitas calcosilicáticas:* Son rocas de color amarillo pálido a gris pardusco que están compuestas por abundante cuarzo, de grano medio a grueso, con granos aislados de granate, actinolita, epidoto ( $Ep_1$ ) y plagioclasa alterada. En menor proporción, se encuentran: titanita, allanita y apatita; como minerales secundarios se identifican epidoto ( $Ep_2$  en coronas), clorita, muscovita, minerales opacos y sericita. Los accesorios calcosilicáticos se disponen como pequeños granos (< 0,5-1 mm) alineados en forma de ristras o como ojos ais-



**Figura 7:** Fotomicrografías (milonitas en las cercanías del puesto Los Sunchos): **a**, Porfiroclasto tipo  $\delta$  de plagioclasa con indicación del sentido de movimiento deducido. Se observan las cintas de cuarzo con hábito rectangular. Nicoles cruzados. **b**, Porfiroclasto de plagioclasa con indicación del sentido de movimiento. Nicoles cruzados.

lados ( $< 2$  mm). Se reconoce un leve bandeo composicional ( $< 5$  cm de ancho), con bandas amarillentas con plagioclasa, bandas grises sin plagioclasa y bandas blancas más delgadas ( $< 1$  cm de ancho) con clinozoisita. Poseen una foliación milonítica espaciada y grosera que está dada por el bandeo y por la orientación preferente del cuarzo y de las ristras de accesorios calcosilicáticos. La foliación milonítica se anastomosa suavemente alrededor de los ojos de granate, plagioclasa, actinolita y epidoto, formando colas. Una blástesis general de cuarzo en granos elongados ( $< 6$  mm de largo), con contornos irregulares y orientación preferente, engloba al resto de los minerales accesorios. Mesoscópicamente, sobre el plano de foliación se reconoce una lineación de estiramiento de cuarzo.

Entre las cuarcitas calcosilicáticas y las protomilonitas, se encuentra una zona menor a 1 cm de ancho, de una roca de color gris, con textura granolepidoblástica de grano fino ( $< 1$  mm), compuesta por plagioclasa, biotita parda y granate, en la que llama la atención la ausencia de cuarzo. Las láminas de biotita están orientadas preferente-

mente, pero aisladas entre sí o formando agregados discontinuos. Hacia las cuarcitas, el contacto es neto; en cambio, hacia las protomilonitas el contacto es transicional, con progresivo enriquecimiento en cuarzo.

En síntesis, las asociaciones minerales de las distintas litologías descriptas son las siguientes:

Milonitas: Qtz-Pl-Bt-Ms-Chl-Ser-Ap-Op-Zrn-Tur

Protomilonitas: Qtz-Pl-Bt-Sil-Ms-Chl-Ser-Ap-Op-Zrn-Tur

Anfibolitas: Hbl-Pl-Qtz-Bt-Ttn-Ap-Ep-Ser-Chl

Gneises cuarzosos: Qtz-Pl-Bt-Ms-Chl-Ap-Op-Zrn

Cuarcitas calcosilicáticas: Qtz-Pl-Act-Grt-Ep-Ttn-Chl-Ms-Ser-Aln-Ap-Op

### Reacciones y condiciones metamórficas durante la deformación

Un rasgo destacado en las milonitas y protomilonitas es la abundancia de muscovita, generalmente de gran tamaño, a lo largo de toda la FDLT, y la presencia de sillimanita en los sectores central y sur de la misma. Además, en estas últimas áreas se observa un reemplazo parcial a total de sillimanita por muscovita.

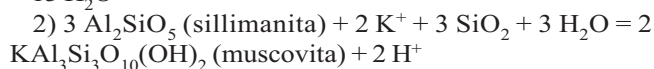
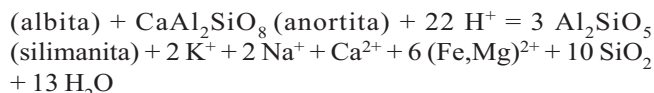
Una típica textura de reacción reconocida es la que se muestra en la figura 6b, en la que se observa cómo la muscovita incluye restos de biotita y de sillimanita, al mismo tiempo que está en contacto con cuarzo y rodea a la plagioclasa, la que presenta bordes irregulares hacia la muscovita. En otros casos, se distinguen granos de plagioclasa que contienen inclusiones de sillimanita (Fig. 6a).

A partir de la textura descrita se deduce que biotita, plagioclasa, sillimanita y cuarzo han intervenido en la reacción que generó muscovita. La evidencia textural marcaría así que hay una blástesis progresiva de muscovita, la que va aumentando su tamaño y reemplazando parcialmente a sillimanita, plagioclasa y biotita.

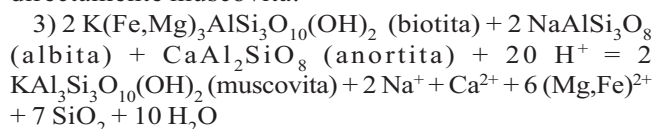
Otro hecho importante, que se detallará en el capítulo siguiente, es que tanto sillimanita como muscovita constituyen una lineación de estiramiento muy constante en el campo.

No se han encontrado reacciones específicas dentro de un sistema metamórfico cerrado para explicar la textura reconocida. Por lo tanto, aquí se postula que dichas reacciones se habrían desarrollado en un sistema abierto, con ingreso de fluidos acuosos ácidos en una roca rica en plagioclasa y biotita. Como resultado de la interacción de estos silicatos con los fluidos, se consume  $H^+$  y se liberan iones metálicos en la solución, se produce hidrólisis y finalmente se generan silicatos hidratados. Utilizando reacciones modificadas de Vernon (1979, en Kerrick 1990) y Pirajno (1992), se plantean esquemáticamente las siguientes:





La reacción (1) produce sillimanita más un fluido complejo formado por iones  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $(\text{Fe}, \text{Mg})^{2+}$  y  $\text{Si}^{4+}$  en solución acuosa. Este fluido reaccionaría, a su vez, con la sillimanita para formar muscovita (reacción 2). A partir de las evidencias micro y mesoscópicas mencionadas al principio, se postula que la deformación habría sido concomitante con el desarrollo de estas reacciones. Las características apuntadas son aplicables a gran parte de la FDLT, principalmente en los sectores centro y sur, mientras que, en el sector norte, no se reconoce sillimanita y durante la deformación se habría originado directamente muscovita:



Posteriormente a la formación de sillimanita y muscovita, se genera abundante sericita y escasa clorita (fig. 6c,d). Esta retrogresión final se habría desarrollado en fajas de microcizallas transgresivas a la foliación general. En algunas muestras, esta sericitización es tan intensa que llega a obliterar la textura de la roca, afectando completamente a las bandas micáceas.

La reacción (1) se habría producido en condiciones de facies de anfibolitas superiores (zona de Sil + Ms), continuando con las reacciones (2–3) hasta la generación de sericita y clorita en facies de esquistos verdes. Por último, las venas discordantes de calcita y clinocloro representarían la precipitación final de los fluidos.

Como se dijo anteriormente, los contactos de la FDLT en sus límites oriental y sur son transicionales hacia rocas que han experimentado metamorfismo regional M2, tales como el gneis Las Palmas y las estromatitas La Aguadita respectivamente. Las condiciones metamórficas en estos dos límites habrían sido de alto grado en el caso del gneis Las Palmas (zona de Sil + Kfs, Gordillo 1984) y en la parte superior del grado medio en las estromatitas La Aguadita (zona de Sil + Ms). De la relación con las metamorfitas mencionadas y de las transiciones observadas en el campo con éstas, se deduce que la deformación en la FDLT habría sido esencialmente postmetamórfica. Además, la presencia de inclusiones de sillimanita en plagioclasa (Fig. 6a) en rocas de la FDLT indicaría condiciones de alta temperatura para los protolitos de la misma, lo que permite asignar esa sillimanita relictica al metamorfismo regional M2 (Gordillo 1984). Como el inicio de la deformación habría sido también en condiciones de alta temperatura, la diferencia térmica entre ambos acontecimientos no habría sido apreciable, es decir, la deformación habría comenzado con el protolito en condiciones de alto grado y luego habría progresado hasta el bajo grado.

## Estructura interna

### Foliación y lineación

La foliación reconocida a lo largo de la FDLT es compuesta y está integrada por dos fábricas planares predominantes: una foliación de tipo C y una foliación de tipo C', las que se organizan conjuntamente en una fábrica C-C' (Fig. 5b). Esta fábrica es la que le imprime el aspecto anastomosado general característico, reconocido desde antiguo y que llevó a denominar a estas rocas como "gneis ondulado" (Stelzner 1875). Localmente, en los gneises cuarzosos se distingue una fábrica de tipo S asociada a la fábrica C-C'. Cabe mencionar aquí que los clastos planares de anfibolitas han desarrollado también una fábrica S-C típica (Lister y Snoke 1984). En la figura 2e se presenta un esquema general de la foliación que se describe a continuación.

*Foliación C:* es la más desarrollada y la roca se parte por estos planos en placas centimétricas groseras, lo que le da el aspecto general que llevó a clasificar a esta roca como "gneis" (Gordillo 1984). Está compuesta por tres tipos morfológicos:

-Foliación C porfiroclástica: está dominada por grandes porfiroclastos de plagioclasa con formas ovoides (< 1,5 cm de largo), orientados con su dirección de alargamiento paralela a dicho plano, y muy escasos porfiroclastos tanto de formas sigmoides (tipo  $\sigma$ , figura 5b) como del tipo  $\delta$  (Fig. 7a) En algunas rocas se reconocen, además, grandes porfiroclastos de muscovita pisciforme (*mica fish*).

-Foliación C lenticular: está formada por agregados leucocráticos (2-3 cm de ancho) de plagioclasa y cuarzo, dispuestos paralelamente a dicho plano. En tres dimensiones, estos agregados son elipsoidales y tienen su eje mayor paralelo a la lineación mineral visible (detalle en figura 2e). Estos agregados también presentan formas sigmoides tipo  $\sigma$ , como el mostrado en la figura 5b.

-Foliación C acintada: está definida por cintas de cuarzo con dos texturas diferentes (ver descripción en Petrografía).

Estas tres foliaciones se encuentran en una matriz de grano muy fino (Qtz + Pl + Bt  $\pm$  Ms) o en una matriz de grano medio predominantemente micácea (Bt + Ms  $\pm$  Sil). En ambos casos, la cara (001) de las micas (Bt + Ms) es paralela a subperpendicular a la foliación C. Las micas muestran una textura lepidoblástica, aunque en algunos sectores presentan textura decusada. Cuando la roca posee sillimanita como fase adicional, ésta se asocia a la matriz de grano medio y sus prismas se disponen con el eje *c* paralelo a la foliación y a la lineación mesoscópica visible. Las milonitas tienen tanto la matriz de grano muy fino, como la de grano medio; en cambio, las protomilonitas poseen sólo la matriz de grano medio.

Otra característica de la foliación C es la intensificación de su planaridad hacia el este, la que se refleja en el aplastamiento/estiramiento de los porfiroclastos de

plagioclasa y agregados leucocráticos. Los ojos son más estirados hacia el contacto oriental con el gneis Las Palmas (detalle en figura 2a) y se hacen más redondeados hacia el contacto occidental con las filitas (aplastamiento hacia el oeste). Estos ojos rara vez son asimétricos; cuando lo son, se asemejan a porfiroclastos de tipo  $\sigma$ . Es de hacer notar que, en el norte, la foliación compuesta se hace más grosera hacia el oeste del puesto Los Sunchos.

La orientación general de la foliación C es N 334°/42° E (Fig. 2c) y conforma un máximo puntual alargado según un círculo máximo (polo = N 141°/14°), con poca dispersión en el buzamiento pero con mayor dispersión en el rumbo, probablemente debida a cierto anastomamiento regional y a que, en ciertos sectores, se aparta notablemente de los valores medios mencionados y llega a ser casi horizontal (N 330°/19°NE); en la quebrada de Agua Blanca cambia gradualmente hasta adquirir valores hacia el NNE con buzamientos hacia el sur. En la sección cortada por la ruta provincial N°28 (Fig. 2a), así como en secciones más al norte y sur (Fig. 2b), se percibe que la foliación C adopta una forma general en abanico, tomando valores que van desde 42°E al oeste (contacto con las filitas La Mermela) hasta 70°E al este (contacto con el gneis Las Palmas). Estos valores se muestran en la figura 2c.

*Foliación C'*: se identifica como un clivaje de crenulación extensional (siguiendo a Platt y Vissers 1980) y está compuesta por un agregado lepidoblástico de biotita, sillimanita y muscovita de grano medio a fino, con las mismas características generales de la foliación C. Tanto en el afloramiento como en las secciones delgadas, los planos C y C' tienen la misma asociación mineral, por lo que se deduce que se han generado conjuntamente.

La foliación C' se reconoce a lo largo de toda la faja de deformación, desplaza al plano C y se orienta con un valor medio N 340°/15°O. El ángulo  $\beta$  (Blenkinsop y Treloar 1995) entre C y C' es variable, con un valor medio de 50° (Fig. 2e).

Sobre el plano de foliación C, se destaca una *lineación mineral de estiramiento Ls* (Figs. 2e y 5c), que está definida por la orientación de láminas de muscovita de tamaño variable y de prismas de sillimanita. En ciertos casos, las láminas de muscovita alcanzan tamaño centimétrico y adquieren forma de ojos, los que se destacan particularmente sobre el plano de foliación por su brillo característico y le dan un aspecto moteado al mismo; además, cada lámina se encuentra crenulada, con los planos axiales aproximadamente perpendiculares a la foliación (detalle en figura 2e). Otras lineaciones, con la misma orientación descrita, son: la producida por la orientación preferente de cuarzo en capas ricas en este mineral y la del eje mayor de los agregados elipsoidales leucocráticos, que forman la morfología lenticular de la foliación C (Fig. 2e).

La orientación media de estas lineaciones de estiramiento Ls es N 50°/43°, según se deduce de dos máxi-

mos muy cercanos (Fig. 2d) que varían entre N 40°/43° y N 54°/33°. El cabeceo de la lineación Ls sobre el plano de foliación C es alto: 80° desde el norte.

### *Boudines*

El *boudinage* se desarrolla en venas de cuarzo con espesores variables, pero que rara vez superan los 10 cm de espesor, y también en unidades litológicas de comportamiento más rígido durante la deformación, tales como las anfibolitas, los gneises cuarzosos y las cuarcitas calcolosilicáticas (Fig. 5d). Estas litologías se encuentran desmembradas dentro de las milonitas-protomilonitas, formando grandes clastos redondeados y bancos aislados de tamaños decimétricos. La orientación de los cuellos de los *boudines* es perpendicular a la dirección de estiramiento Ls reconocida (N 320°, con inmersiones de 20°-30° tanto al NO como al SE).

### *Pliegues*

Otro rasgo estructural notable en la estructura de la FDLT lo constituyen los pliegues, que son de dos tipos. (1) Pliegues simétricos, similares y abiertos: tienen un desarrollo local, pliegan a la foliación compuesta descrita en párrafos anteriores y son de plano axial vertical con ejes suavemente buzantes hacia el norte. (2) Pliegues asimétricos con formas S-Z, a veces de limbos plegados (*forelimb folds*, Ray 1991): tienen sus planos axiales con rumbo noroeste e inclinación al este (Fig. 2e); sus ejes se dispersan en un círculo máximo cuyo polo coincide con los polos de la foliación. La asimetría observada es muy variable, aunque muchos de los pliegues medidos son de tipo Z mirando hacia el sur e inmersión abajo de su eje. El plegamiento asimétrico afecta tanto a la foliación C de las milonitas-protomilonitas, como al plano principal de foliación S de las anfibolitas.

### *Fallas menores*

Se reconocen bandas cataclásticas con trituración de cuarzo, que son paralelas o ligeramente oblicuas a la foliación compuesta. Además, se observan venas de calcita y clinocloro que rellenan fracturas de extensión casi perpendiculares a dicha foliación compuesta. El tamaño de estas bandas y venas no supera los pocos milímetros de espesor.

### **Dirección y sentido de movimiento**

Utilizando la lineación de estiramiento Ls como dirección de transporte tectónico y varias estructuras mesoscópicas reconocidas, tales como porfiroclastos  $\sigma$  y  $\delta$

(Fig. 7a), geometrías sigmoides tipo  $\sigma$  de los agregados (Fig. 5b), fábrica S-C en clastos de anfibolitas planares, fábricas S-C y C-C' en milonitas-protomilonitas (Fig. 5b), y cuellos de los *boudines*, se deducen para la FDLT movimientos inversos, con desplazamiento del techo hacia el suroeste (N 230°, Fig. 1). Un esquema de algunas de las fábricas mencionadas, y el sentido determinado, se muestra en la figura 2e. Cabe aclarar que, en general, los pliegues asimétricos no guardan regularidad con el sentido inverso, deducido de los otros indicadores cinemáticos.

Si se comparan algunos rasgos de la estructura interna de la FDLT, desde el norte hacia el sur, se puede percibir que: (1) la foliación compuesta es más grosera hacia el oeste del puesto Los Sunchos, (2) el aplastamiento/estimamiento de los porfiroclastos de plagioclasa y agregados leucocráticos disminuye hacia el oeste a lo largo de la ruta provincial N°28 (detalle en figura 2a), y (3) la intensidad de la milonitización disminuye hacia la faja de deformación Pachango, donde aparecen las estromatitas La Aguadita poco deformadas (Fig. 2b). A partir de estas evidencias, se deduce un gradiente de la deformación que crece hacia el este, lo que implica que el bloque activo habría sido el techo (gneis Las Palmas) y sugiere un sobrecorrimiento con movimientos inversos.

## Edad

No hay dataciones directas sobre las rocas dominantes de la faja de deformación Los Túneles. Simpson *et al.* (1998) y Martino *et al.* (1999) postularon una edad Ordovícica para la FDLT, y se la atribuyeron a la fase Oclóyica de la orogenia Famatiniana, ubicada entre el Ordovícico y el Silúrico.

En este trabajo se ha podido comprobar que la granodiorita Charquina corta discordantemente a la FDLT, rasgo que puede observarse claramente en el extremo sur del plutón mencionado (Figs. 1 y 3b). Recientemente, dicho plutón ha sido objeto de estudios geoquímicos y geocronológicos. Gómez y Lira (1998) postulan una edad de emplazamiento del Devónico superior, basados en una edad de  $365 \pm 3$  Ma, realizada por el método K-Ar en concentrados de biotita de la granodiorita muscovítica biotítica, facies dominante en el plutón. Rapela *et al.* (1998a) realizaron una errorcrona Rb-Sr (citada erróneamente como U-Pb por Martino *et al.* 2002) sobre la granodiorita La Playa (Charquina en este trabajo) y la trondhjemita La Fronda, obteniendo una edad de  $474 \pm 6$  Ma. Entre estas dos dataciones existe un lapso de aproximadamente 110 Ma, a lo que se le agrega cierta deformación regional con un leve metamorfismo retrógrado, particularmente cloritización de biotita, por lo que se hace difícil constreñir la edad de la FDLT tomando como referencia las edades mencionadas. Sin embargo, y hasta tanto se disponga de edades más confiables del plutón de Charquina y se realice el fechado radimétrico de las rocas de la propia FDLT, se podría

tomar la errorcrona Rb-Sr como una edad mínima.

La edad del metamorfismo regional M2, que habría afectado al gneis Las Palmas y a las estromatitas La Aguadita, se asigna tentativamente al lapso entre el Cámbrico superior y el Cámbrico inferior-medio (510-530 Ma, Lyons *et al.* 1997, Fantini *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998a, b). Cabe agregar que se conocen edades de 900 Ma (K-Ar, Cingolani y Varela 1975) para las anfibolitas que aparecen en forma de clastos dentro de la FDLT. Estos valores proterozoicos estarían indicando una removilización de metamorfitas más antiguas, no consideradas en las dataciones de Lyons *et al.* (1997), Rapela *et al.* (1998a) y Fantini *et al.* (1998). Para complementar esta discusión acerca de la edad del metamorfismo en la región, ver Martino *et al.* (1997).

Dado que la faja de deformación Los Túneles es *posmetamórfica* con respecto a las metamorfitas regionales y *preplutónica* con respecto al plutón de Charquina, provisoriamente se podría acotar la edad de la deformación en un lapso ( $\Delta \approx 36$  Ma) que oscilaría entre el Cámbrico superior (510 Ma) y el Ordovícico inferior (474 Ma).

## Interpretación y discusión

Tradicionalmente, se ha considerado a Los Túneles como una zona en la que se verificaba un cambio en el metamorfismo entre las filitas La Mermela, el gneis Los Túneles y el gneis Las Palmas, con un aumento del grado metamórfico hacia el este, y en la que los tres grupos litológicos se conectaban por límites tectónicos (Gordillo 1984). Sin embargo, en este trabajo (Figs. 1 y 2a,b) se comprueba que la FDLT presenta transiciones hacia el gneis Las Palmas (límite oriental) y hacia las estromatitas La Aguadita (límite sur), a lo que se agrega el hecho de que el primero está en la zona de Sil + Kfs y las segundas en la zona de Sil + Ms, indicando una clara inversión metamórfica post-pico dentro del grado medio a alto, producida por efecto del funcionamiento de la FDLT. Así, esta inversión metamórfica no diferiría de otras encontradas en las Sierras de Córdoba, en las cuales las diferencias de metamorfismo entre ambos bloques, conectados por la faja de cizalla, no es muy contrastada (Martino 1993b).

Es de hacer notar, que la inversión metamórfica tradicionalmente considerada entre la FDLT y las filitas La Mermela se produce a través de la zona de falla homónima (Figs. 1 y 2a), desarrollada en un régimen frágil y acaecida probablemente durante la orogenia Terciaria. Durante el alzamiento de la Sierra de Pocho y Guasapampa, se habría generado esta zona de falla La Mermela (Fig. 4a) y la intensa desferrización de la biotita en el interior de la FDLT.

Ultimamente, Northrup *et al.* (1998) y Simpson *et al.* (1998) postulan una relación estructural y temporal entre la FDLT y la zona de cizalla 'Río Guzmán' en San Luis. Según los autores mencionados, esta última faja yuxta-

pone unidades cámbricas sobre unidades ordovícicas como consecuencia del emplazamiento del arco Ordovícico durante la Orogenia Famatiniana. Sin embargo, para la zona de Los Túneles, las dataciones de Rapela *et al.* (1998a) indican edades similares tanto para las unidades de bajo grado de las filitas La Mermela ( $525 \pm 18$  Ma), como para las de grado más alto. Esto indicaría que no es comparable a la inversión de la zona de cizalla 'Río Guzmán', la que por otra parte tiene una edad de 350-360 Ma ( $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  en sericita, Lyons *et al.* 1997).

El período de actividad tectónica de la FDLT (Cámbrico superior-Ordovícico inferior, 510-474 Ma) coincidiría con el acercamiento del terrane Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior (Dalla Salda *et al.* 1992, Astini *et al.* 1995, Thomas y Astini 1996). En el ámbito pampeano, se estarían produciendo las etapas contraccionales póstumas, relacionadas a la colisión del terrane Pampia con el margen occidental de Gondwana (Kraemer *et al.* 1995, Rapela *et al.* 1998a, Ramos 1995, 1999).

## Conclusiones

La faja de deformación Los Túneles se dispone en sentido norte-sur, por aproximadamente 75 kilómetros de largo y 1-5 kilómetros de ancho. Está limitada al oeste por la falla de Pocho y la zona de falla La Mermela. El límite este es el contacto neto con las rocas del Macizo San Carlos y el contacto transicional con el gneis Las Palmas. Hacia el sur limita con la faja de deformación Pachango y hacia el norte se extiende paralelamente a las Sierras de Pocho y Guasapampa.

Se reconoce una variación textural y mineralógica en las rocas a lo largo de la FDLT, que va desde milonitas al norte, pasando por protomilonitas y llegando finalmente a las estromatitas poco deformadas de La Aguadita al sur. En los sectores centro y sur de la FDLT, se intercalan grandes clastos de anfibolitas plegadas, gneises cuarzosos, cuarcitas calcosilicáticas, escasos mármoles y rocas ultramáficas.

Concomitantemente con la deformación, se habría producido ingreso de fluidos acuosos ricos en  $\text{H}^+$ , en un sistema abierto, los que habrían producido abundante muscovita y cuarzo a partir de la descomposición de plagioclasa y biotita, con producción intermedia de sillimanita en los sectores centro y sur de la FDLT. Las condiciones físicas de la deformación habrían comenzado en la facies de anfibolitas superiores y finalizado en la facies de esquistos verdes, con la generación de clorita y sericita.

Se interpreta que la FDLT es una faja de deformación oblicua a las principales unidades litológicas: felses y gneises del Macizo San Carlos, gneis Las Palmas y estromatitas La Aguadita.

La foliación en la FDLT es compuesta y está integrada por: una predominante de tipo C, orientada  $\text{N } 334^\circ / 42^\circ \text{E}$ , y otra constituida por bandas de cizalla exten-

sional de bajo ángulo C' que cortan a la primera. Ambas foliaciones son concomitantes, poseen la misma asociación mineral e integran una fábrica C-C' que define una cinemática general inversa, al igual que las geometrías tipo  $\sigma$  y  $\delta$  de los agregados y porfiroclastos, la fábrica S-C en clastos de anfibolitas y los cuellos de los *boudines*. Sobre el plano C, hay una lineación de estiramiento formada por  $\text{Ms} \pm \text{Sil} \pm \text{Qtz}$ , con  $80^\circ \text{N}$  de cabeceo y  $43^\circ$  de inmersión al este.

La FDLT se interpreta como una faja de deformación dúctil, con movimiento inverso del techo hacia  $\text{N } 230^\circ$ , que superpone rocas en zona de Sillimanita + Feldespato Potásico del gneis Las Palmas, sobre las estromatitas La Aguadita en zona de Sillimanita + Muscovita. Este conjunto está cabalgado, a su vez, sobre los gneises y esquistos de Mojigasta a lo largo de la faja de deformación Pachango.

En la zona de los Túneles se reconocen dos inversiones metamórficas. (1) La FDLT, a través de un régimen de deformación dúctil de edad Cámbrica superior-Ordovícico inferior, yuxtapone rocas de la zona de Sillimanita + Feldespato Potásico sobre rocas de la zona de Sillimanita + Muscovita. (2) La zona de falla La Mermela, a través de un régimen deformacional frágil de edad Terciaria, yuxtapone las rocas de la FDLT sobre las filitas La Mermela. Como las filitas tienen edades similares a las del resto de las metamorfitas dentro del ámbito de las Sierras de Córdoba, esta inversión no es comparable con la producida en la zona de cizalla del Río Guzmán en San Luis.

La FDLT es posmetamórfica con respecto a las metamorfitas regionales y preplutónica con respecto al plutón de Charquina. La edad de la deformación estaría acotada entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior (509-474 Ma). El período de actividad tectónica de la FDLT coincidiría con el acercamiento del terrane Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior. En el ámbito pampeano, se estarían produciendo las etapas contraccionales póstumas, relacionadas a la colisión del terrane Pampia con el margen occidental de Gondwana.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido solventado con fondos del PIP N° 4879 otorgado por el CONICET, con colaboración logística en las tareas de campo de la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba. Agradecemos a los árbitros de la Revista, la lectura crítica del manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Astini, R.A., Benedetto, J.L. and Vaccari, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (3): 253-273.

- Blenkinsop, T.G. and Treloar, P.J., 1995. Geometry, classification, and kinematic of S-C and S-C' fabrics in the Mushsandike area, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 17: 397-408.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. (Memoria y Mapa Geológico). SEGEMAR, Buenos Aires (en prensa).
- Boyer, S. and Elliott, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 6 (9): 1196-1230.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Geocronología rubidio-estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 9-36.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C.A. and Varela, R., 1992. Early Paleozoic belt of the Andes and Southwestern South America: results of Laurentia-Gondwana collision. *Geology*, 20: 617-620.
- Fantini, R., Gromet, P., Simpson, C. and Northrup, C.J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: implications for Laurentia-Gondwana interactions. 10° Congreso Latinoamericano de Geología Económica y 6° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 7: 388-392; Buenos Aires.
- Gómez, G.M. y Lira, R., 1998. Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, Sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (3): 291-305.
- Gordillo, C., 1984. Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40; Córdoba.
- Hünicken, M. y Pensa, M., 1980. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Fm. Chancani) y de las filitas (Fm. La Mermela) del borde occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, Tomo 53 (1-4): 255-286. Córdoba.
- Kerrick, D.M. 1990. The Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs. *Reviews in Mineralogy* 22. Mineralogical Society of America, 406 p., Washington.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32°40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Lister, G.S. and Snoke, 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Lyons, P., Skirrow, R.G. and Stuart-Smith, P.G., 1997. Report on geology and metallogenic of the "Sierras Septentrionales de Córdoba". 1:250.000 Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, Subsecretaría de Minería de la Nación, 131 p.
- Martino, R.D., 1993a. Cartografía, petrografía y significado tectónico de las fajas miloníticas de las Sierras Pampeanas de Córdoba, República Argentina. Informe Beca Externa CONICET, Buenos Aires (Inédito).
- Martino, R.D., 1993b. La faja de deformación 'Guamanes': petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 21-32.
- Martino, R.D. y Fasola, M.E., 2001. Estructura y relaciones regionales del plutón compuesto de Aguas de Ramón y su encajonante, Sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba, Argentina. En: *Avances en Microtectónica. Serie D: Publicación Especial N°5*, Asociación Geológica Argentina: 127-130.
- Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J., 1997. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (4): 433-450.
- Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J., 1999. La Faja de Deformación 'Los Túneles' en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 37; Buenos Aires.
- Martino, R.D., Guereschi, A. B. y Sfragulla, J.A. 2002. Deformación frágil y relaciones regionales de la Faja de Deformación Los Túneles en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. *Argentina Actas 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM. Artículo N° 298*, 6 pp.
- Northrup, C.J., Simpson, C. and Gromet, P., 1998. Early Paleozoic history of the eastern Sierras Pampeanas, Argentina: development of a Cambrian arc and accretionary prism along the margin of Gondwana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 2: 400-403.
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-Verlag, 709 p., Heidelberg.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6 (32): 24-29.
- Ramos, V.A., 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En: *Recursos minerales de la República Argentina* (Ed. Zappettini, E.O), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 29-49, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C.M., 1998a. The Pampean Orogeny of the Southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.). *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication, 142: 181-217, London.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. and Galindo, C., 1998b. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 (8): 707-710.
- Ray, S.K., 1991. Significance of forelimb folds in the Shumar allochthon, Lesser Himalaya, eastern Bhutan. *Journal of Structural Geology*, 13: 411-418.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Simpson, C., Law, R.D., Northrup, C.J. and Martino, R., 1998. Crustal shortening of the Cambrian Arc and Post-Metamorphic Shear Zones in the Sierras Pampeanas. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 2: 394-399.
- Stelzner, A., 1875. Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Tomo 1. También en *Anales del Ministerio de Agricultura de la República Argentina*, Buenos Aires, Tomo 1, 1873 y Tomo 2, 1874: 1-12.
- Thomas, W.A. and Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- Vernon, R.H., 1979. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high grade gneisses. *Lithos*, 12: 143-162.
- Winkler, H.G.F., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ediciones H. Blume, 346 p., Madrid.

**Recibido:** 6 de diciembre, 2001

**Aceptado:** 14 de abril, 2003