

Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico

La Horqueta Shear Zone, Sierra de Velasco, NW Argentina: petrography, geochemistry, structures and tectonic significance

J. P. López¹, P. Grosse², A. J. Toselli¹

RESUMEN

La Faja de Deformación La Horqueta (FDLH) es la sexta faja de cizalla reconocida en la sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina. Esta faja separa dos tipos de metagranitoides de características petrográficas y geoquímicas contrastadas: metagranodioritas, hacia el SO, consisten en granodioritas con biotita-allanita-titanita débilmente peraluminosas que se asemejan a los granitoides tipo I del sur de la sierra de Velasco y de sierras aledañas pertenecientes al arco magmático famatiniano, mientras que los metagranitos, hacia el NE, consisten en monzogranitos con biotita-muscovita fuertemente peraluminosos idénticos al Orthogneis Antinaco del norte de la sierra de Velasco, el cual pertenece a un cinturón de granitoides tipo S interno, respecto del arco famatiniano. La FDLH, desarrollada a partir de estos dos protolitos, tiene un espesor de 1 a 2 km y está compuesta por protomilonitas y milonitas que desarrollan una fuerte foliación milonítica de rumbo NNO y fuerte inclinación al E. El análisis cinemático indicaría un régimen deformacional transpresivo principal con componente inverso-sinistral, acompañado por una componente de transcurrancia dextral N-S subordinada, que habría puesto en contacto ambos ambientes geotectónicos.

Palabras claves: Faja de Deformación La Horqueta, cizalla, milonitas, Arco Magmático Famatiniano, sierra de Velasco.

ABSTRACT

The La Horqueta Shear Zone (LHSZ) is the sixth shear zone recognized in the Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NW Argentina. This shear zone separates two types of metagranitoids of contrasting petrographical and geochemical characteristics: metagranodiorites, outcropping towards the SW, consist in weakly peraluminous biotite-allanite-titanite granodiorites similar to the I-type granitoids of southern Sierra de Velasco and of neighboring ranges that are part of the Famatinian magmatic arc, while metagranites, outcropping towards the NE, consist of strongly peraluminous biotite-muscovite monzogranites identical to the Antinaco Orthogneis of northern Sierra de Velasco, which is part of an inner S-type granitoid belt. The LHSZ, developed from these two protoliths, has a thickness of 1 to 2 km and is composed of protomylonites and mylonites with strong NNW trending and E dipping mylonitic foliation. Cinematic analysis indicates a main transpressive deformational regime with an inverse-sinistral component, accompanied by a subordinate dextral transcurrent component, which possibly placed the two tectonic settings in contact.

Key words: La Horqueta Shear Zone, shear zones, mylonites, Famatinian magmatic arc, Sierra de Velasco.

Introducción

Las Sierras Pampeanas del noroeste argentino comprenden una unidad morfoestructural caracterizada por

un basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica superior-paleozoica cortado por numerosas fajas de cizalla miloníticas Caminos (1979) y Aceñolaza y Toselli (1981) demostraron la extensión e importancia

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán (CP 4000), Tucumán, Argentina. E-mail: lopezjp00@yahoo.com.ar.

² INSUGEO y Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, San Miguel de Tucumán (CP 4000), Tucumán, Argentina.

de estas fajas miloníticas en el noroeste argentino. Desde entonces, numerosos investigadores han reconocido y estudiado fajas de cizalla en varios sectores de las Sierras Pampeanas, como por ejemplo en las sierras de Córdoba (*e.g.* Martino, 1993 y 2003; Martino *et al.*, 1995 y 2003; Simpson *et al.*, 2001 y 2003, Whitmeyer y Simpson, 2003), San Luis (*e.g.* Sims *et al.*, 1998; Sato *et al.*, 2003; Whitmeyer y Simpson, 2004), Fiambalá (*e.g.* Höckenreiner *et al.*, 2003; Japás *et al.*, 2004) y Velasco (*e.g.* Rossi *et al.*, 1999; López y Toselli, 2000; López y Toselli, 2002; López, 2005) (fig. 1a). El estudio de estas fajas de cizalla es de utilidad para comprender la evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas durante el Paleozoico, debido a que la generación de las mismas suele estar vinculada con procesos tectónicos regionales.

En el presente trabajo se define y describe una nueva faja de cizalla localizada en el flanco occidental de la sierra de Velasco y denominada Faja de Deformación La Horqueta (FDLH). Se realiza un estudio petrográfico, geoquímico y estructural de la faja, así como de las demás litologías aflorantes en la zona, y se discute el significado tectónico de la misma.

Marco geológico

La sierra de Velasco es una unidad orográfica de rumbo general N-S perteneciente a la provincia geológica de las Sierras Pampeanas (fig. 1a). La sierra está compuesta mayormente por granitoides de edad ordovícica emplazados durante el Ciclo Orogénico Famatiniano y en menor medida por granitos post-tectónicos de edad carbonífera inferior (Toselli *et al.*, 2005) (fig. 1b). Siguiendo las clasificaciones y divisiones propuestas por Rapela *et al.* (1990) y Pankhurst *et al.* (2000), los granitoides ordovícicos de la sierra de Velasco forman parte, junto con numerosos granitoides de las Sierras Pampeanas orientales, de un cinturón plutónico interno, de características peraluminosas y de tipo S, ubicado al este del arco magmático famatiniano, mayormente calco-alcalino y de tipo I, relacionado a un borde de subducción (fig. 1a). Dataciones recientes sobre granitoides de la zona central de la sierra de Velasco, realizadas por Pankhurst *et al.* (2000) y Rapela *et al.* (2001) por el método U-Pb SHRIMP sobre circones, acota la edad de estos granitoides al Ordovícico inferior (~481 Ma).

Sin embargo, Bellos *et al.* (2002) y Bellos (2005) reconocieron que los granitoides del sector sur de la

sierra de Velasco presentan características metaluminosas y de tipo I (fig. 1b), por lo que dichos granitoides tendrían un origen diferente al resto de los granitoides de la sierra y similar a los granitoides de las sierras de Famatina y Chepes (fig. 1a), formando junto con ellos parte del arco magmático famatiniano. Los granitoides del sur de la sierra de Velasco no han sido datados, por lo que pueden considerarse tentativamente, en base a sus semejanzas, de edad similar a los granitoides de las sierras de Famatina y Chepes. En estas sierras, Pieters *et al.* (1997), Pankhurst *et al.* (1998 y 2000) y Dahlquist *et al.* (2005), han obtenido edades, por los métodos U-Pb SHRIMP y U-Pb convencional sobre circones, que abarcan el Ordovícico inferior (490 a 463 Ma), coetáneas con las edades de los granitoides tipo S del sector central de la sierra de Velasco.

Los granitoides ordovícicos de la sierra de Velasco, tanto los de tipo S como los tipo I, presentan estructura, por lo que han sido interpretados como ortogneises (Rossi *et al.*, 1999, 2005). Este metamorfismo estaría posiblemente relacionado con el Ciclo Orogénico Famatiniano, cuyo metamorfismo abarcó buena parte del Ordovícico, aproximadamente entre 480 y 430 Ma, en base a varias dataciones Rb-Sr y U-Pb (*e.g.* Bachmann *et al.*, 1986; Sims *et al.*, 1998; Lucassen y Becchio, 2003). Según Büttner *et al.* (2005), el pico metamórfico habría ocurrido a los ~470 Ma (en base a dataciones U-Pb sobre monacita y titanita). Asimismo, en la sierra de Velasco Rapela *et al.* (2001) obtienen una edad U-Pb (SHRIMP) de sobrecrecimientos en circones de 469 Ma que interpretan de igual modo. Tales ortogneises, de tipo S, fueron descritos por López y Toselli (1993) en las inmediaciones de la localidad de Antinaco y por Rossi *et al.* (1999) en el extremo NO de la sierra, denominándolos Ortogneis Antinaco. Posteriormente, Báez *et al.* (2005) agruparon bajo este nombre a todos los ortogneises del centro-oeste y noroeste de la sierra (fig. 1b). Por su parte, los granitoides tipo I del sur de la sierra han sido agrupados por Báez *et al.* (2005) simplemente como Granitoides del Sur y posteriormente Bellos (2005) los denominó Plutón Patquía (fig. 1b).

Los denominados ortogneises ordovícicos fueron afectados por deformación dinámica generándose numerosas fajas de cizalla de rumbo general NNO-SSE a lo largo de toda la sierra (fig. 1b). Estas fajas, junto con la continuación de las mismas hacia el norte en las sierras de Copacabana y Fiambalá, han sido agrupadas bajo el nombre de Faja de Deformación TIPA por López y Toselli (1993) (fig. 1a). En

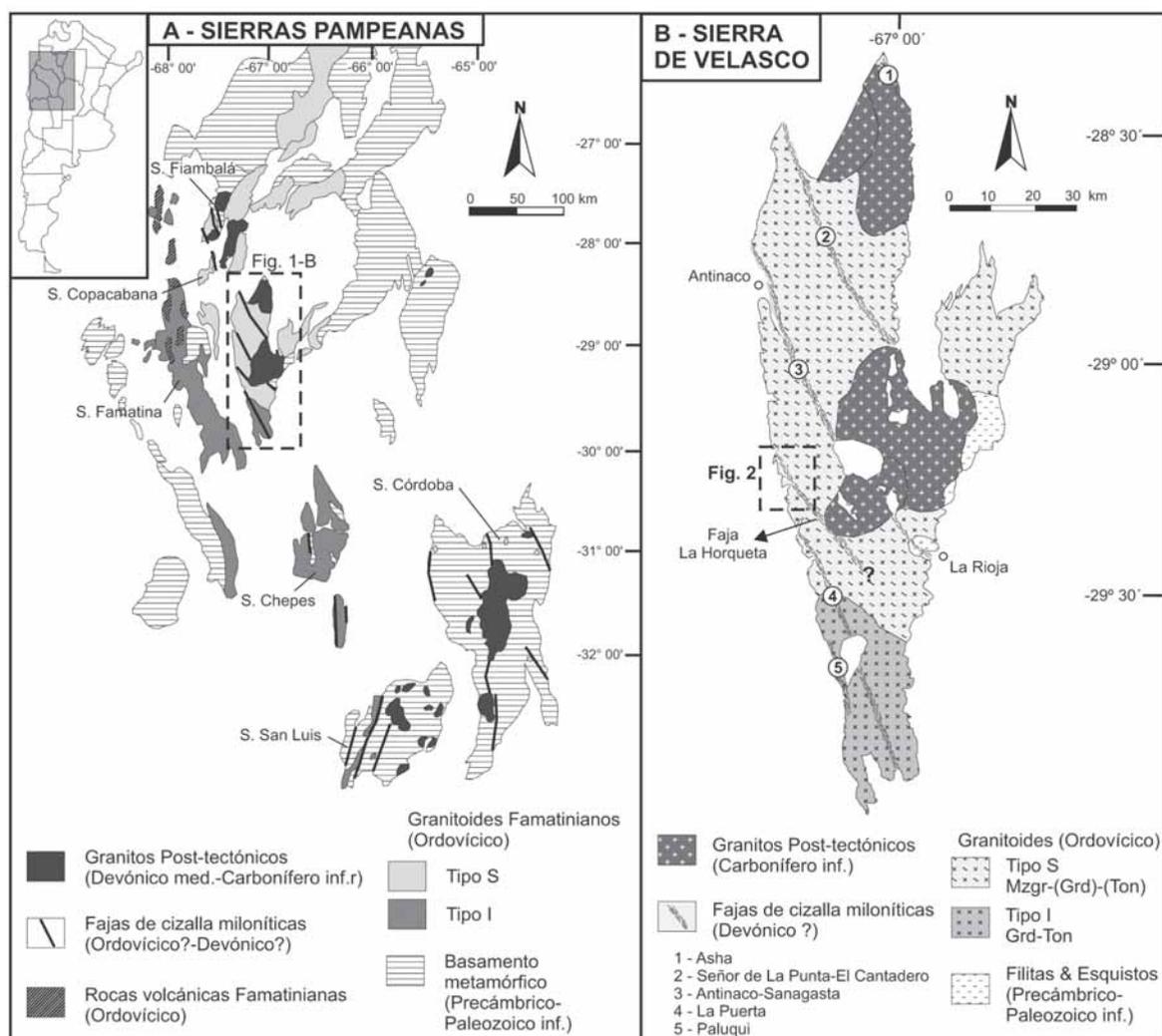


Fig. 1.—a) Esquema geológico de las Sierras Pampeanas del noroeste argentino; b) Esquema geológico de la sierra de Velasco, Provincia de La Rioja, basado en los mapas de Báez *et al.* (2005) y Toselli *et al.* (2005).

la sierra de Velasco, Toselli *et al.* (2005) reconocen cinco fajas de cizalla que denominan Asha, Señor de La Punta-El Cantadero, Antinaco-Sanagasta, La Puerta y Paluqui (fig. 1b). Todas estas fajas tienen rumbo NNO-SSE y por lo general inclinación subvertical hacia el E. Están compuestas por milonitas y protomilonitas, en el concepto de Passchier y Trouw (1996), y en menor medida por cataclasitas. En la zona de Antinaco (correspondiente a la faja Antinaco-Sanagasta de Toselli *et al.*, 2005; fig. 1b), el estudio de indicadores cinemáticos sugiere movimientos compresivos a lo largo de la faja, con

cabalgamientos de bloques hacia el O, acompañados por una componente de rumbo de menor desarrollo en sentido sinistral (López *et al.*, 1996). López (2005) reconoce además indicios de movimientos de carácter distensivo posteriores, relacionados con la formación de cataclasitas.

En la sierra de Velasco se reconocen, finalmente, varios cuerpos graníticos post-tectónicos de edad carbonífera inferior, que intruyen al basamento ordovícico y a las fajas de cizalla (e.g. Báez *et al.*, 2004; Grosse y Sardi, 2005; Dahlquist *et al.*, 2006; Toselli *et al.*, 2006) (fig. 1b).

Hasta el momento, las fajas de cizalla de la sierra de Velasco no han sido datadas. Se puede inferir que la edad de las mismas queda restringida indirectamente entre el Ordovícico inferior (edad de los ortogneises afectados por las fajas) y el Carbonífero inferior (edad de granitos post-tectónicos que truncan las fajas), aproximadamente entre 480 y 350 Ma. En la sierra de Copacabana, López *et al.* (2000) dataron muscovitas de una pegmatita aflorante en la Faja de Deformación TIPA y obtuvieron una edad de 436 ± 10 Ma por el método K-Ar. En la misma sierra, Hockenreiner *et al.* (2003) determinaron la edad de granates crecidos sintectónicamente durante el evento deformativo mediante el método Sm-Nd obteniendo una edad de 402 ± 2 Ma. Las fajas de cizalla en la sierra de Velasco corresponden a la continuación hacia el sur de las fajas de la sierra de Copacabana (*i.e.* Lopez y Toselli, 1993; Söllner *et al.*, 2003) (fig. 1a), por lo que estas edades pueden considerarse válidas para las fajas de la sierra de Velasco.

Geología de la zona de estudio

La zona estudiada comprende el sector centro-occidental de la sierra de Velasco (fig. 2), ubicado a la altura de la localidad de Nonogasta ($29^{\circ} 20' \text{ LS}$ y $67^{\circ} 15' \text{ LO}$). Las principales litologías aflorantes en la zona de estudio corresponden a granitoides variablemente deformados, en parte equivalentes a los ortogneises estudiados en otras regiones de la sierra (véase sección anterior). En el presente trabajo se utilizará el término *metagranitoides* para referirnos a estas litologías, debido a que consideramos más útil, en vistas al objetivo de la contribución, remarcar las características texturales de estas rocas antes que inferir sus procesos genéticos. Se reconocen dos tipos de metagranitoides en la zona de estudio: 1) Metagranitos de dos micas, porfiroclásticos, hacia el noreste, semejantes al Ortogneis Antinaco descrito más al norte (véase sección anterior), y 2) Metagranodioritas con biotita, epidoto y titanita hacia el suroeste (fig. 2).

A lo largo del contacto entre ambos metagranitoides se desarrolla una faja de cizalla de rumbo submeridional que aquí denominamos Faja de Deformación La Horqueta (FDLH) (debido a que los principales afloramientos se reconocen en la quebrada homónima) (fig. 2). Esta zona de cizalla afecta tanto al Metagranito como a la Metagranodiorita y tiene un espesor de 1 a 2 km. Su extensión hacia

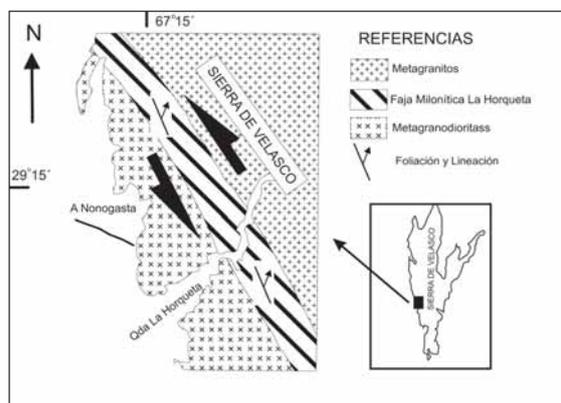


Fig. 2.—Esquema geológico de la zona de estudio, flanco centro-occidental de la sierra de Velasco, con modelo cinemático propuesto en el que se representa el régimen transpresivo para la región de la quebrada de La Horqueta.

el norte es de unos 30 km (hasta el borde occidental de la sierra) y hacia el sur continúa hasta ser parcialmente truncada por el granito post-tectónico Sanagasta (Grosse y Sardi, 2005), siendo su extensión final incierta (fig. 1b).

Metodología de trabajo

El estudio de la Faja de Deformación La Horqueta se llevó a cabo en varias etapas. En primer lugar, y a partir de la fotointerpretación en base a imágenes satelitales, se confeccionó un mapa preliminar. Sobre el mismo se seleccionaron las áreas (Quebrada La Horqueta y zonas aledañas, fig. 2) para la recolección de muestras y el relevamiento estructural-cinemático de detalle.

En el laboratorio se analizaron 20 cortes delgados de las distintas litologías relevadas en el campo con la finalidad de encarar un estudio petrográfico microscópico, que se completó con estudios mesoscópicos con lupa binocular.

Para la clasificación de las rocas plutónicas se utilizó la clasificación propuesta por la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Igneas de la IUGS (Le Maitre *et al.*, 1984) y la clasificación de las rocas miloníticas descritas se realizaron en base a los conceptos de Passchier y Trouw (1996).

Los datos estructurales (foliación, lineación, etc.) fueron procesados utilizando el shareware Stereo-Nett 2.46 (homepage.ruhr-uni-bochum.de/Johannes.P.Duyster/stereo).

Se realizaron seis análisis químicos de roca total. Dos análisis se llevaron a cabo en las universidades de Oviedo (elementos mayores por fluorescencia de rayos X) y Huelva (elementos trazas por ICP-MS), España, y los otros cuatro se realizaron en Actlabs, Canadá, por fusión ICP (elementos mayores) y fusión ICP-MS (elementos trazas).

Petrografía

Metagranito

El Metagranito tiene características mineralógicas y texturales similares al Ortogneis Antinaco, descriptos por López y Toselli (1993) y Rossi *et al.* (1999). Es una roca de grano grueso, de color gris rosado y fábrica porfiroclástica, dada por numerosos porfiroclastos de feldespatos alargados, englobados en una matriz cuarzo-micácea de fábrica foliada. Su composición modal es monzogranítica; la plagioclasa (29%) se encuentra mayormente como porfiroclastos anhedral de hasta 6 mm, maclados según Ley Albita, mientras que el feldespato potásico (35%) se encuentra como individuos de mayor tamaño, con maclas periclino-albita discontinuas, numerosas inclusiones de cuarzo y biotita y desarrollo de textura mirmequítica en los bordes de los granos. La matriz, de grano fino, está constituida mayormente por cuarzo (22%), que se presenta límpido, con extinción flash, en mosaicos y en bandas con contactos suturados y ameboidales. La biotita (11%) forma bandas iso-orientadas, a veces fracturadas y levemente alteradas a clorita. La muscovita es escasa (1-2%) y siempre se presenta asociada a biotita. La sillimanita (1%) tiene hábito fibroso, forma nódulos y en general está asociada a biotita y muscovita en bandas de aspecto fluidal. Pequeños cristales euhedrales de circón se encuentran incluidos en la biotita.

Metagranodiorita

La Metagranodiorita tiene coloración gris y estructura foliada. Su textura es inequigranular de grano medio y su composición modal es granodiorítica. La plagioclasa es el mineral más abundante (42%); se encuentra como tablillas subhedrales de entre 1 y 5 mm, con extinción zonada y maclas polisintéticas, las cuales comúnmente se presentan discontinuas y flexuradas. Suele contener pequeñas

inclusiones de biotita. El cuarzo (28%) es anhedral y por lo general de tamaño menor a la plagioclasa. Se pueden distinguir cristales deformados con extinción ondulosa y otros más pequeños con extinción normal, comúnmente agrupados a lo largo de los contactos entre feldespatos. El feldespato potásico es escaso (9%) y suele ser anhedral, pequeño e intersticial, con macla periclino-albita. Ocasionalmente se desarrollan mirmequitas en los bordes en contacto con cristales de plagioclasa. La biotita es abundante (20%) y suele encontrarse agrupada en bandas orientadas paralelas a la foliación de la roca. Es de color pardo claro a verdoso y presenta contornos subhedrales y hábito laminar. Sus cristales tienen tamaños variables entre 0,1 y 1 mm. Asociados a la biotita se reconocen pistacita, allanita y esfena (0,5-1%). La pistacita es subhedral a euhedral, de forma generalmente equidimensional, tamaño entre 0,2 y 0,8 mm y colores de interferencia fuertes. La allanita se encuentra como cristales prismáticos alargados de hasta 1 mm, subhedrales, generalmente fracturados. Tanto la pistacita como la allanita pueden además ocurrir como pequeñas inclusiones en plagioclasa. La esfena se encuentra como pequeños cristales (< 0,5 mm) subhedrales a euhedrales, de formas rómbicas y color pardo. El apatito es muy escaso y se encuentra como pequeños cristales (< 0,1 mm) redondeados asociados a biotita. Cristales de circón y monacita, muy pequeños y escasos, se encuentran como inclusiones en biotita.

Faja de Deformación La Horqueta (FDLH)

La FDLH afecta a los ortogneises mencionados produciendo protomilonitas y milonitas (figs. 3 y 4), en el sentido de Passchier y Trouw (1996). Dentro de esta zona de cizalla pueden reconocerse tres litologías:

Protomilonita (que afecta el Metagranito): está constituida por fenoclastos de microclino anhedral de hasta 5 mm de diámetro, con maclas periclino-albita deformadas. Presenta inclusiones de plagioclasa euhedrales y cuarzo redondeado con extinción normal; desarrolla mirmequitas en sus bordes y se observa pliegues kink en algunos individuos. Como constituyente de la matriz, el microclino se presenta en pequeños individuos anhedral, de carácter intersticial. El cuarzo forma mosaicos, con granos de bordes lobulados y también con puntos triples, con extinción normal. La plagioclasa se observa en fenoclastos de hasta 9 mm, subhedrales

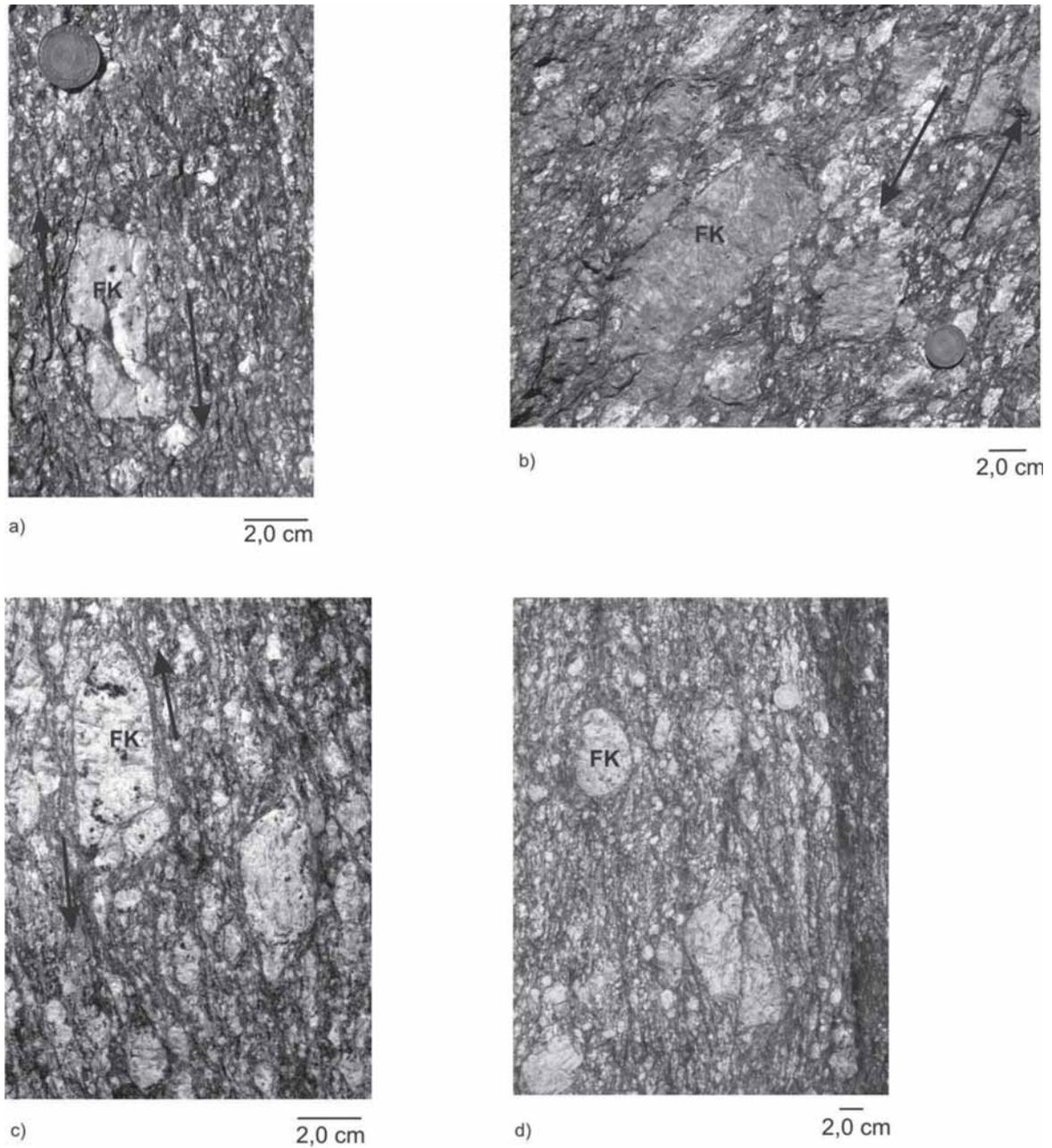


Fig. 3.—Fotografías de las rocas miloníticas donde se observan fenoclastos de feldespato potásico (FK) con desarrollo de estructuras asimétricas inmersos en una matriz micácea con estructura de flucción.

y anhedrales, con maclas albita y Carlsbad-albita deformadas, con importante alteración sericítica desarrollada en los planos de clivaje. Los accesorios más importantes son biotita y muscovita, siem-

pre asociadas, con láminas flexuradas y bordes desflecados. Forman bandas que rodean a los fenoclastos y que determinan una incipiente textura de flucción (fig. 4 a y b).

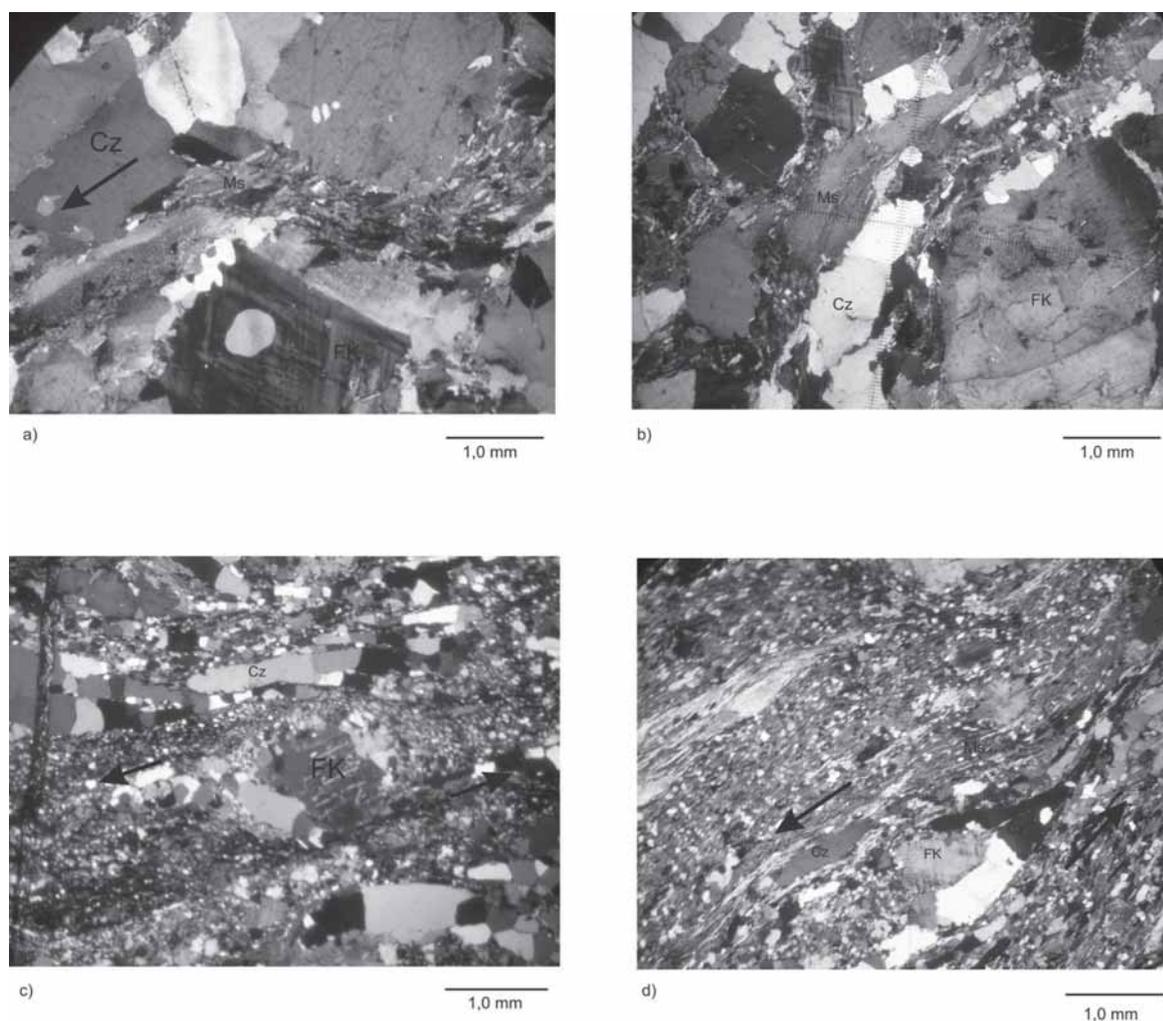


Fig. 4.—Microestructuras de las rocas deformadas: *a y b*) protomilonita con matriz micácea que presenta textura de flujo en la que se observan fenoclastos de feldespato potásico (FK) con desarrollo de estructuras asimétricas con colas de presión y bandas de cuarzo estiradas paralelas a la fluición; *c y d*) milonita donde se observa fenoclastos de feldespato potásico (FK) maclados y deformados y de cuarzo, rodeados por una matriz micácea con textura de fluición y bandas de cuarzo paralelas a ésta. Los indicadores cinemáticos indican el sentido sinistral del movimiento.

Milonita (que afecta el Metagranito): presenta una marcada textura de fluición determinada por la orientación preferencial de biotita-muscovita, íntimamente asociadas, en láminas subhedrales de bordes irregulares que alternan con bandas de cuarzo elongadas paralelas a ellas. Éstas rodean los fenoclastos y se disponen paralelas entre sí y están constituidas por blastos de bordes rectos, puntos triples y con extinción normal. Los fenoclastos de plagioclasa presentan patchy-zonning, son subhedrales, con maclas albita incompletas, con numerosas inclusiones de

biotita y con alteración a caolinita y también a sericita que se localiza en los planos de clivaje. Comúnmente presentan desarrollo de estructuras asimétricas con colas de presión conformadas por cuarzo, biotita y muscovita de neoformación; presentan un tamaño de 4,5 mm aunque algunos individuos alcanzan los 7 mm. El microclino se presenta en fenoclastos de hasta 3 mm, anhedrales, subredondeados, con maclas deformadas y desarrollo de mirmequitas en los bordes. Presenta coronas de presión conformadas por cuarzo recrystalizado. La matriz está constituida

principalmente por cuarzo pequeño, anhedral y con extinción normal (fig. 4c).

Milonita (que afecta a la Metagranodiorita): es una roca con marcada textura de fluxión, determinada por la orientación preferencial de láminas subhedrales de biotita y en menor proporción de muscovita, junto a bandas elongadas de cuarzo paralelas a aquellas y constituidas por blastos de bordes rectos, puntos triples y extinción normal. Se observen numerosos porfiroclastos de plagioclasa, subhedrales y subredondeados, con maclas albita incompletas y deformadas, alteradas a caolinita y sericita, que se desarrolla principalmente sobre los planos de clivaje; en mucha menor proporción se reconocen porfiroclastos de feldespato potásico con maclas periclino-albita deformadas, redondeados y con desarrollo de mirmequitas en sus bordes. Todo el conjunto se encuentra rodeado de una matriz cuarzosa de grano fino, con individuos anhedrales y extinción normal, asociado a biotita finamente granulada. Como minerales distintivos se reconoce pistacita y allanita, en pequeños blastos anhedrales generalmente asociados a la biotita (fig. 4d).

Geoquímica

En la tabla 1 se presentan los análisis químicos de seis muestras representativas de las distintas unidades aflorantes en la zona de estudio: dos corresponden al Metagranito, dos a la Metagranodiorita y dos a la FDLH. Es preciso aclarar que ambas muestras de la FDLH corresponden al sector de la faja que afecta al Metagranito, ya que desafortunadamente no se cuenta con análisis de la parte de la FDLH que afecta a la Metagranodiorita. Para fines comparativos se consideran además 6 análisis correspondientes al Ortogneis Antinaco (tomados de Rossi *et al.*, 2005 y datos inéditos) y 9 análisis de granitoides del sur de la sierra (tomados de Bellos *et al.*, 2002 y Bellos, 2005). Los valores promedios de estas unidades se indican también en la tabla 1.

La Metagranodiorita exhibe contenidos en SiO_2 de 69,3-69,4% mientras que el Metagranito presenta contenidos levemente superiores, de 70,3-71,7%. Ambas unidades tienen concentraciones similares en álcalis y en Fe_2O_3 y MgO , mientras que la Metagranodiorita presenta valores mayores en CaO que el Metagranito (2,3-2,9% y 1,5-1,8%, respectivamente). Por su parte, las milonitas, en comparación con el Metagranito, tienen contenidos menores en SiO_2 (69,4-69,5%) y mayores en Fe_2O_3 , MgO y CaO .

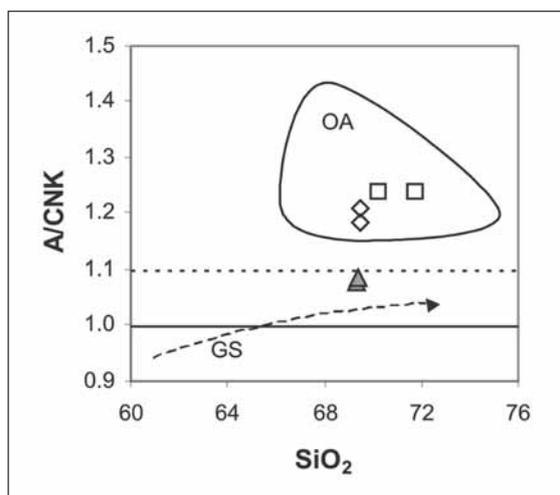


Fig. 5.—Diagrama SiO_2 vs ASI. Símbolos: Metagranodiorita = triángulos; Metagranito = cuadrados; Milonitas = rombos. OA = campo del Ortogneis Antinaco; GS = tendencia de los Granitoides del Sur.

En un diagrama SiO_2 vs. índices de saturación en alúmina (ASI o $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ molar), la Metagranodiorita se separa claramente del Metagranito y de las milonitas (fig. 5). El Metagranito y las milonitas son fuertemente peraluminosos, con valores ASI de 1,19 a 1,24, y caen dentro del campo definido por el Ortogneis Antinaco. Por otro lado, las muestras de la Metagranodiorita son moderadamente peraluminosas ($\text{ASI} = 1,08$) y se proyectan un poco por encima de la tendencia formada por los granitoides del sur de la sierra. La misma separación queda evidenciada en el Diagrama A-B de Debon y LeFort (1983) con campos propuestos por Villaseca *et al.* (1998) (fig. 6), donde las muestras del Metagranito y de las milonitas se proyectan en el campo de granitos fuertemente peraluminosos, casi exactamente sobre la tendencia descendente del Ortogneis Antinaco, mientras que las muestras de la Metagranodiorita ocupan el campo de granitos moderadamente peraluminosos, un poco por encima de la tendencia ascendente de los granitoides del sur de la sierra.

Los dos metagranitoides y las milonitas muestran concentraciones similares en algunos elementos traza y distintas en otros (tabla 1). La Metagranodiorita es levemente más rica en elementos transicionales (como Sc y V), y en Ga y Th, mientras que el Metagranito es más rico en Y y en las tierras raras pesadas. Las dos muestras de milonitas tienen concentraciones en elementos trazas similares a su

Tabla 1.—Análisis químicos del Metagranito, la Metagranodiorita y las milonitas de la Faja de Deformación La Horqueta. Se incluyen además los promedios y desviaciones estándar de análisis del Ortogneis Antinaco (6 muestras, tomados de Rossi *et al.*, 2005 y datos inéditos) y de los granitoides tipo I del sur de la sierra (9 muestras, tomados de Bellos, *et al.*, 2002 y Bellos, 2005)

Unidad	Metagranito		Faja La Horqueta		Metagranodiorita		Ortogneis Antinaco		Granitoides del Sur	
Muestra	7671	7673	7674	7675	7476	7682	media	des est	media	des est
<i>Elementos mayores (%)</i>										
SiO ₂	71,73	70,25	69,45	69,44	69,30	69,38	71,14	3,51	66,61	3,73
TiO ₂	0,44	0,46	0,45	0,49	0,47	0,45	0,45	0,22	0,67	0,23
Al ₂ O ₃	13,82	14,28	14,99	14,63	14,18	14,84	14,05	0,89	14,99	1,11
Fe ₂ O ₃ T	3,49	3,83	3,78	4,13	4,12	3,73	3,48	1,56	4,71	1,45
FeOT	3,14	3,45	3,40	3,72	3,71	3,36	3,13	1,40	4,24	1,30
MgO	1,21	1,19	1,28	1,47	1,24	1,25	1,14	0,59	1,54	0,50
MnO	0,06	0,09	0,09	0,10	0,07	0,08	0,09	0,02	0,09	0,03
CaO	1,50	1,83	2,22	2,26	2,32	2,91	1,34	0,49	3,78	1,08
Na ₂ O	2,34	2,39	2,76	2,54	2,46	2,68	2,40	0,32	2,95	0,31
K ₂ O	4,25	3,94	3,76	3,51	4,53	3,68	4,37	0,63	3,05	1,04
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,16	0,14	0,23	0,13	0,20	0,02	0,17	0,07
P.F.	0,79	0,63	0,97	1,09	0,51	0,46	1,33	0,29	0,90	0,28
Total	99,79	99,06	99,90	99,80	99,41	99,59	99,98	0,62	99,36	0,55
A/(CNK)	1,24	1,24	1,19	1,21	1,08	1,08	1,27	0,09	1,00	0,04
<i>Elementos trazas (ppm)</i>										
Be	2	3	4	5	1	2	3	1	2	1
Sc	8	10	11	12	14	14	10	4	15	4
V	44	61	59	67	65	72	48	27	93	38
Cr	60	30	30	30	60	51	38	7	48	55
Co	23	32	24	25	27	33	42	19	36	26
Ga	15	16	17	17	30	38	14	4	20	6
Rb	187	178	180	177	187	144	199	56	128	46
Sr	92	86	92	89	83	113	77	28	186	57
Y	57	51	58	39	36	26	45	16	31	7
Nb	16	13	14	14	16	15	14	4	13	3
Cs	4	5	5	6	5	5	8	3	4	1
Ba	398	340	307	315	319	494	323	129	701	371
La	34,40	41,90	42,90	36,50	36,39	42,56	29,05	14,07	57,36	62,15
Ce	74,90	92,20	93,90	79,90	70,94	81,59	60,70	29,66	115,45	116,36
Pr	8,90	11,00	11,20	9,49	9,73	10,33	7,00	3,10	11,31	9,61
Nd	33,10	40,90	41,60	35,00	38,44	39,08	26,23	12,25	44,05	31,80
Sm	7,10	8,80	9,10	7,40	7,85	6,59	5,89	2,51	8,59	3,62
Eu	1,15	1,14	1,16	1,02	1,14	1,29	0,89	0,34	1,59	0,36
Gd	6,60	7,80	8,50	6,30	7,91	5,85	5,78	2,58	7,18	1,70
Tb	1,40	1,40	1,60	1,10	1,36	0,88	1,13	0,38	1,13	0,20
Dy	8,80	8,70	9,80	6,60	7,90	5,03	7,27	2,25	6,04	1,15
Ho	1,90	1,70	1,90	1,30	1,44	1,02	1,52	0,46	1,18	0,25
Er	5,60	5,10	5,80	3,80	3,35	2,96	4,63	1,53	3,36	0,59
Tm	0,78	0,76	0,94	0,56	0,39	0,44	0,72	0,16	0,51	0,11
Yb	4,40	4,60	5,80	3,50	2,01	2,75	4,47	0,96	3,12	0,63
Lu	0,59	0,65	0,79	0,50	0,28	0,45	0,66	0,15	0,47	0,17
Ta	2	3	2	3	3	4	4	2	3	3
Pb	26	30	30	24	28	26	15	9	18	5
Th	15	18	21	16	22	19	14	5	14	8
U	2	2	2	2	2	2	2	0	2	1

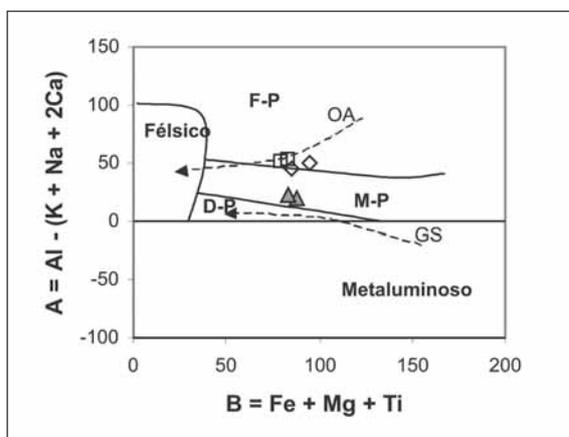


Fig. 6.—Diagrama A-B de Debon y LeFort (1983) con campos propuestos por Villaseca *et al.* (1998). Símbolos como en la figura 4. Tendencias: OA (Ortogneis Antinaco), GS (Granitoides del Sur). Campos: F-P (fuertemente peraluminoso), M-P (moderadamente peraluminoso), D-P (débilmente peraluminoso), félsico (félsico peraluminoso).

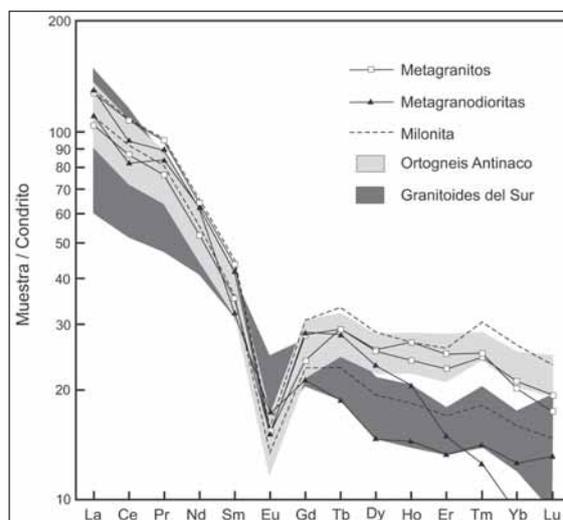


Fig. 7.—Diagrama de elementos tierras raras normalizados a condrito (Nakamura, 1974). Los campos consisten en las composiciones del Ortogneis Antinaco (6 muestras, tomados de Rossi *et al.*, 2005 y datos inéditos) y de los granitoides tipo I del sur de la sierra de Velasco (9 muestras, tomados de Bellos, *et al.*, 2002 y Bellos, 2005).

protolito (el Metagranito), destacándose su menor concentración en Ba.

En el diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (Nakamura, 1974) (fig. 7) se observa que ambos metagranitoides tienen valores similares en tierras raras livianas, de aproximadamente 100 veces el valor condritico. Por otro lado, el Metagranito presenta contenidos mayores en tierras raras pesadas, determinando una menor pendiente negativa $((La/Yb)_N$ del Metagranito = 5-7; $(La/Yb)_N$ de la Metagranodiorita = 10-12), y una mayor anomalía negativa del Eu (Eu/Eu^* del Metagranito = 0,4-0,5; Eu/Eu^* de la Metagranodiorita = 0,5-0,6). Estas mismas diferencias pueden observarse entre el Ortogneis Antinaco del noroeste ($(La/Yb)_N$ = 2-6 y Eu/Eu^* = 0,4-0,6) y los granitoides del sur de la sierra ($(La/Yb)_N$ = 4-13 y Eu/Eu^* = 0,5-0,9) (fig. 7). Por su parte, las milonitas muestran patrones semejantes al Metagranito (fig. 7).

Estructura

Las rocas miloníticas que componen la Faja de Deformación La Horqueta (FDLH) poseen, como principal elemento estructural, una marcada foliación milonítica de rumbo submeridional y alta inclinación hacia el E. En la figura 8 se han representado los valores de dichos planos, cuya media estadística es N 305° / 78° E, con baja dispersión de valo-

res. Tal foliación es de carácter regional y está abundantemente documentada en numerosos trabajos realizados tanto en la sierra de Velasco como en serranías vecinas (*e.g.* Neugebauer y Miller, 1993; Le Corre y Rosello, 1994; López, 1998; Pérez *et al.*, 1991; López y Toselli, 2002).

Las rocas miloníticas estudiadas presentan además lineaciones de estiramiento mineral. Las mismas se encuentran muy bien preservadas, pudiéndose apreciar en estas rocas fenoclastos de feldespato orientados con sus ejes mayor e intermedio contenidos en el plano de foliación milonítica y su eje menor orientado perpendicularmente al mismo. La población principal de lineaciones de estiramiento indica un rumbo ENE a ESE (N20-120°) y buzamiento alto (50-85°) mientras que aquella subordinada presenta bajo hundimiento hacia el N (fig. 8).

El análisis de indicadores cinemáticos fue llevado a cabo a partir de la integración de elementos estructurales tales como la lineación de estiramiento mineral, considerada subparalela a la proyección de la dirección de cizalla sobre el plano de foliación (Martino, 1993), y la rotación de fenoclastos de feldespato asimétricos (Simpson y Schmid, 1983; Passchier y Simpson, 1986; Vernon, 1987).

Las lineaciones contenidas en el plano de foliación milonítica indicarían una dirección de cizalla

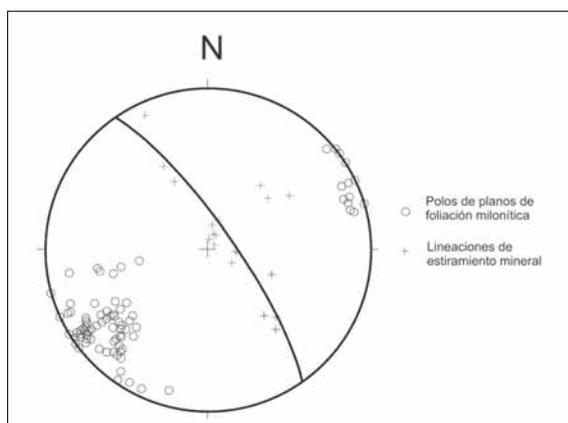


Fig. 8.—Diagrama de polos de foliación milonítica y lineaciones de estiramiento mineral.

NE general y en base a las estructuras asimétricas de los fenoclastos de feldespato, los movimientos indicarían un régimen transpresional con componentes inverso-sinistral.

Regionalmente, el carácter inverso de estas fajas de orientación NNO está claramente documentado en serranías vecinas, como las sierras de Copacabana (López, 1998) y Paimán (Pérez *et al.*, 1991), e inclusive en sectores más septentrionales de la sierra de Velasco (López *et al.*, 1992; López y Toselli, 2002; López, 2005) y a escala de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Le Corre y Rosello, 1994).

Por su parte, las lineaciones subordinadas de bajo hundimiento hacia el norte revelarían la presencia de una componente de transcurrancia destal N-S.

Consideraciones petrogenéticas

Los dos metagranitoides estudiados se diferencian claramente entre sí tanto mineralógica como geoquímica. El Metagranito es un monzogranito con características de granitoides tipo S y es indistinguible del Ortogneis Antinaco, tanto petrográfica como geoquímica. Por su parte, la Metagranodiorita es de composición granodiorítica y se asemeja a los granitoides del sur de la sierra, de tipo I, aunque su peraluminosidad es levemente superior y no contiene hornblenda, mineral común en los granitoides del sur. Las composiciones contrastadas de los dos metagranitoides estudiados sugieren que se formaron en ambientes diferentes; el Metagranito probablemente representa la continuación hacia el sur del

Ortogneis Antinaco y formaría parte del grupo de granitoides tipo S famatinianos, mientras que la Metagranodiorita consistiría en una facies algo más félsica y peraluminosa dentro del conjunto de granitoides tipo I famatinianos (fig. 1a).

Las dos muestras de milonitas analizadas corresponden al Metagranito deformado dinámicamente. Se diferencian del Metagranito por ser más máficos, con contenidos menores en SiO_2 y mayores en Fe_2O_3 , MgO y CaO . Estas diferencias podrían deberse al escape de fluidos félsicos durante la deformación del Metagranito.

Interpretación estructural

La zona de cizalla estudiada en la FDLH presenta un componente principal de cabalgamiento de vergencia oeste y una componente de transcurrancia sinistral subordinada. Un esquema cinemático similar fue propuesto por Japás *et al.* (2002 y 2004) para dos zonas de cizalla localizadas en la porción sur de la sierra de Fiambalá, las cuales se asocian a una faja de cizallamiento transpresional N-S, con componentes destal e inversa.

La FDLH presenta similitudes en cuanto a orientación de foliaciones y vergencia, por lo que siguiendo este modelo, en la zona estudiada se habría desarrollado una fábrica de orientación NNO, donde se reflejaría un corrimiento hacia el O y una transcurrancia sinistral subordinada, probablemente relacionada a una etapa de deformación transpresiva destal N-S regional (fig. 2), lo que probablemente responda a un proceso similar a la primera etapa de aquel modelo.

Conclusiones

En la zona de estudio se han reconocido dos metagranitoides, uno de composición monzogranítica (el Metagranito) y otro granodiorítica (la Metagranodiorita), de características geoquímicas claramente diferentes que constituyen el protolito de la Faja de Deformación La Horqueta (FDLH), la que, a su vez, separa a ambas unidades. Estos dos metagranitoides se habrían originado en ambientes contrastantes: la Metagranodiorita, de tipo I y similar a los granitoides del sur de la sierra de Velasco, pertenecería al grupo de granitoides tipo I característicos del arco magmático Famatiniano (*e.g.* Aceñolaza *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 1998 y 2000), mientras

que el Metagranito consistiría en la continuación hacia el sur del Ortogneis Antinaco y formaría parte del cinturón interno peraluminoso y de tipo S, ubicado al este del arco (e.g. Rapela *et al.*, 1990; Toselli *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 2000).

La FDLH está compuesta por protomilonitas y milonitas que desarrollan una fuerte foliación milonítica de rumbo NNO y fuerte inclinación al E. El análisis cinemático indicaría un régimen de deformación transpresivo principal con componente inverso-sinistral, que habría puesto en contacto ambos metagranitoides estudiados. De esta manera, la FDLH coincidiría con una zona de contacto relativamente neta entre los dos tipos principales de granitoides famatinianos, los tipo I representativos del arco magmático y los tipo S asociados a un cinturón interno, situación hasta ahora no documentada en las Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado gracias a la financiación del Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán (CIUNT) en el marco del Proyecto G-314. Los autores desean agradecer además a Jesús de la Rosa por la realización de los dos análisis químicos llevados a cabo en España, así como también a los árbitros J. Otamendi y un revisor anónimo por sus valiosas sugerencias.

Referencias

- Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (1996). *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, Reihe A19, 412 págs.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1981). *Geología del Noroeste Argentino*. Facultad de Ciencias Naturales, UNT, Publicación Especial 1287, 212 págs.
- Bachmann, G., Grauert, B. y Miller, H. (1986). Isotopic dating of polymetamorphic metasediments from Northwest Argentina. *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil I, 9/10: 1257-1268.
- Báez, M. A., Basei, M. A., Toselli, A. J. y Rossi, J. N. (2004). Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática. *Actas Simposio 40 años de geocronología en Brasil*, San Pablo, Brasil: 85.
- Báez, M. A., Bellos, L. I., Grosse, P. y Sardi, F. G. (2005). Caracterización petrológica de la sierra de Velasco. En: *Geología de la provincia de La Rioja - Precámbrico-Paleozoico Inferior*. (J. Dahlquist, C. Rapela y E. Baldo, eds.). Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8: 123-130.
- Bellos, L. I., Grosse, P., Ruiz, A. O., Rossi, J. N. y Toselli, A. J. (2002). Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sud-occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, 2: 81-86.
- Bellos, L. I. (2005). Geología y petrología del sector austral de la sierra de Velasco, al sur de los 29° 44'S, La Rioja, Argentina. En: *Simposio Bodenbender: Trabajos completos. Serie de Correlación Geológica, n° 19*. (F. G. Aceñolaza, M. Hünicken, A. J. Toselli y G. F. Aceñolaza, eds.). INSUGEO (CONICET). San Miguel de Tucumán, 261-278.
- Büttner, S. H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. (2005). Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos*, 83: 143-181.
- Caminos, R. (1979). Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan, *II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 1: 225-291.
- Dahlquist, J. A., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Galindo, C., Alasino, P., Casquet, C., Fanning, C., Saavedra, J., Baldo, E. G. y González-Casado, J. (2005). New SHRIMP ages in the Sierra de Famatina, NW Argentina: implications for the Famatinian Orogen. *Abstracts Gondwana 12*, 122.
- Dahlquist, J. A., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Casquet, C., Fanning, C. M., Alasino, P. y Báez, M. A. (2006). The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, 20: 341-350.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73: 135-149.
- Grosse, P. y Sardi, F. G. (2005). Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. En: *Simposio Bodenbender*. (F. G. Aceñolaza, G. Aceñolaza, M. Hünicken, J. N. Rossi y A. J. Toselli, eds.). INSUGEO, Serie Correlación Geológica 19: 221-238.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H. (2003). Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean systems (NW-Argentina). *J. South Amer. Earth Sci.*, 16: 45-66.
- Japas, M., Rubinstein, N. y Morillo, O. (2002). Control estructural del Distrito minero Los Ratones, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Resúmenes XI Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural*, Córdoba, 11.
- Japas, M., Rubinstein, N. y Morillo, O. (2004). Control estructural del Distrito minero Los Ratones, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Asoc. Geol. Argentina, Serie D, Publ. Esp.*, 7: 58-67.
- Le Corre, C. A. y Rossello, E. A. (1994). Kinematics of Early Paleozoic Ductile Deformation in the Basement of NW Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, 7: 301-308.
- Le Maître, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lamierre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. y Zanettin, A. (1989).

- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Oxford, 253 págs.
- López, J. P. (2005). Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina, Serie D, Publ. Esp.*, 8: 149-154.
- López, J. P., Lisiak, H. e Indri, D. A. (1992). La faja cataclástica del borde oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Estudios Geol.*, 48: 329-334.
- López, J. P., y Toselli, A. J. (1993). La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino*, 3: 39-42.
- López, J. P., Durand, F. R. y Toselli, A. J. (1996). Zonas de Cizalla en el Flanco Noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina*, 2: 179-185.
- López, J. P. (1998). Petrología, geoquímica y geología estructural de la Sierra de Copacabana (provincia de Catamarca, República Argentina) y su significado geotectónico en el contexto del margen occidental del Gondwana. *Estudios Geol.*, 54: 109-122.
- López, J. P. (2005). Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina, Serie D, Publ. Esp.*, 8: 149-154.
- López, J. P., Sales de López, A. y Stipp Basei, M. (2000). Nueva edad K/Ar en la historia deformativa de la Faja Milonítica TIPA, en el Noroeste Argentino. *Zbl. Geol. Palaont.* 1: 895-902.
- López, J. P. y Toselli, A. (2000). Evidencias de dos eventos deformacionales en la región de Antinaco, Flanco Oeste de la sierra de Velasco, Provincia de La Rioja, Argentina. *Actas X Reunión sobre Microtectónica*, Buenos Aires.
- López, J. P. y Toselli, A. (2002). Zonas de cizalla frágil y dúctil de edad ordovícica superior-devónica sobre la faja Milonítica TIPA, en el flanco Noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Actas XV Congr. Geol. Argentino*, 59-62.
- Lucassen, F. y Becchio, R. (2003). Timing of high-grade metamorphism: Early Paleozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29° S). *J. Metamorphic Geol.*, 21: 649-662.
- Martino, R. (1993). La faja de deformación «Los Guamanes»: petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 48: 21-32.
- Martino, R. D. (2003). Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. *Rev. Asoc. Geol. 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. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 58: 233-247.
- Martino, R. D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. (1995). Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 50: 60-77.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 757-773.
- Neugebauer, H. y Miller, H. (1993). Las milonitas de la Sierra de Fiambalá: Sutura oriental del Sistema de Famatina (Pcia. de Catamarca, Argentina). *Actas XII Congreso Geológico Argentino*, 3: 34-38.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. y Fanning, C. M. (2000). Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sc.*, 91: 151-168.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J., Baldo, E. G., Dahlquist, J. A., Pascua, I. y Fanning, C. M. (1998). The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas: an early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. (R. J. Pankhurst y C. W. Rapela, eds.). Geological Society of London, Special Publication 142: 343-367.
- Passchier, C. y Simpson, C. (1986). Porphyroclast systems of kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- Passchier, C. y Trouw, R. (1996). *Microtectonics*. Springer-Verlag, Alemania, 289 págs.
- Pérez, W., Lencina, R. y Durand, F. (1991). Las milonitas de la sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: indicadores cinemáticos, edad y significado tectónico. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, 1: 6-10.
- Pieters, P., Skirrow, R. G. y Lyons, P. (1997). *Informe geológico y metalogénico de las Sierras de Las Minas, Chepes y Los Llanos (provincia de La Rioja)*. 1:250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Baldo, E. G., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C. M. y Saavedra, J. (2001). Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fertil and the Velasco Batholith. *Actas III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, 616: 611-614.
- Rapela, C. W., Toselli, A. J., Heaman, L. y Saavedra, J. (1990). Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: *Plutonism from Antarctica to Alaska*. (S. M. Kay y C. W. Rapela, eds.). GSA, Sp. Pap., 241: 77-90.
- Rossi, J. N., Toselli, A. J., López, J. P. (1999). Deformación y metamorfismo en el noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zbl. Geol. Paläontol.*, 1: 839-850.
- Rossi, J. N., Toselli, A. J. y Báez, M. A. (2005). Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 60: 278-289.
- Sato, A. M., González, P. D. y Llambías, E. J. (2003). Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 58: 487-504.
- Simpson, C. y Schmid, S. (1983). An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94: 1281-1288.
- Simpson, C., Law, R. D., Gromet, L. P., Miro, R. y Northrup, C. J. (2003). Paleozoic deformation in the

- Sierras de Cordoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, 15: 749-764.
- Simpson, C., Whitmeyer, S., De Paor, D. G., Gromet, L. P., Miro, R., Krol, M. A. y Short, H. (2001). Sequential ductile through brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. En: *The nature and tectonic significance of fault zone weakening*. (R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, M. J. F. y R. J. Knipe, eds.). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 186: 233-255.
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G. y Stuart-Smith, P. G. (1998). U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. (R. J. Pankhurst y C. W. Rapela, eds.). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 142: 259-281.
- Söllner, F., Höckenreiner, M. y Miller, H. (2003). Age determinations and geochemical development of Early Devonian mylonite zones in NW-Argentina; La Rioja and Catamarca provinces. *18 Lateinamerika-Kolloquium, Terra Nostra*: 72.
- Toselli, A. J., Durand, F. R., Rossi, J. N., Saavedra, J. y Sial, A. N., 1996. Granitos peraluminosos de la Zona Batolítica Central de Sierras Pampeanas (NW Argentina): relaciones y significado geotectónico. *Memorias XII Congreso Geológico de Bolivia*, 2: 755-768.
- Toselli, A. J., Rossi, J. N., Miller, H., Báez, M. A., Grosse, P., López, J. P. y Bellos, L. I. (2005). Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. En: *Simposio Bodenbender*. (F. G. Aceñolaza, G. Aceñolaza, M. Hünicken, J. N. Rossi y A. J. Toselli, eds.). INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 19: 2.
- Toselli, A. J., Rossi, J. N., Báez, M. A., Grosse, P., Sardi, F. G. (2006). El batolito Carbonífero Aimogasta, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: *Temas de la Geología Argentina II*. (F. Aceñolaza, ed.). INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 21: 137-154.
- Vernon, R. (1987). A microstructural indicador of shear in volcanic rocks and its relationship to porphyroblast rotation in metamorphic rocks. *J. Geol.*, 95: 127-133.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Herreros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 89: 113-119.
- Whitmeyer, S. J. y Simpson, C. (2003). High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *J. Struct. Geol.*, 25: 909-922.
- Whitmeyer, S. J. y Simpson, C. (2004). Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. *Tectonics*, 23: 1005.

Recibido el 21 de marzo de 2007
Aceptado el 27 de agosto de 2007