

RETROGRADACIÓN DE GRANULITAS MILONÍTIICAS Y FORMACIÓN DE FILONITAS EN LA MEGACIZALLA DE AZUL, TANDILIA

María C. FRISICALE, Melisa ANGELETTI, Luis V. DIMIERI, Juan C. MARTÍNEZ y Jorge A. DRISTAS

Instituto Geológico del Sur, CONICET, Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, Bahía Blanca. E-mail: cfrisica@uns.edu.ar

RESUMEN

En el sector norte del cerro Negro, ubicado en el extremo occidental de la megacizalla de Azul, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, se destaca la presencia de una faja de filonitas de dirección este-oeste, asociada a granulitas deformadas y retrogradadas, mostrando la gradación completa entre protomilonitas y ultramilonitas. Las filonitas presentan una intensa biotitización de los anfíboles y piroxenos de las rocas originales y, en menor proporción, formación de mica blanca a partir de los feldespatos. Los estudios microtectónicos y la presencia de varios períodos de pseudotaquilización indican que las rocas miloníticas de alto grado, características de este sector de la megacizalla de Azul, habrían sufrido un cizallamiento posterior, en condiciones dúctil-frágiles, acompañado de una removilización de fluidos que originó la retrogradación de las rocas originales, y la consecuente formación de filonitas.

Palabras clave: *Sierras Septentrionales, Paleoproterozoico, basamento, fluidos*

ABSTRACT

Retrograded mylonitic granulites and phyllonite formation in Azul megashear zone, Tandilia

At the western end of the Azul megashear zone, which is part of the Sierras Septentrionales of Buenos Aires, an east-west belt of phyllonites occur on the north side of the cerro Negro. These outcrops of phyllonites are associated with deformed and retrograded granulites, showing a complete gradation between protomylonites and ultramylonites. An intense biotitization of amphibole and pyroxene of the original rocks becomes dominant, as well as the formation of white mica from feldspar, though in a lesser extent. Microtectonic studies and the identification of several periods of pseudotachylyzation indicate that high grade mylonitic rocks of the Azul megashear zone have undergone subsequent shear deformation under ductile-brittle conditions, accompanied by a remobilization of fluids that caused the retrogression of the original rocks, and the phyllonite formation.

Keywords: *Sierras Septentrionales, Paleoproterozoic, basement, fluids*

INTRODUCCIÓN

Los fluidos poseen una gran importancia en el desarrollo del metamorfismo retrógrado y se encuentran íntimamente asociados a la deformación y a la presencia de microfracturas en las rocas. En el metamorfismo retrógrado, el desarrollo de las reacciones depende del aporte de fluidos proveniente de fuentes externas que penetran la roca a través de microfracturas que se abren durante la deformación. Las reacciones metamórficas serán completas solamente en zonas de alta deformación, a través de las cuales el fluido puede circular; aunque en algunos casos, las reacciones pueden ser incompletas conservándose relictos de los minerales originales (Vernon y Clarke 2008).

El crecimiento de filosilicatos secundarios en zonas de falla o de cizalla está re-

lacionado con una infiltración de fluidos, de forma tal que el debilitamiento (*weakening*) de la corteza puede estar controlado por reacciones químicas retrógradas en tales zonas (O'Hara 2007).

Las filonitas son rocas miloníticas ricas en filosilicatos, que se caracterizan por poseer brillo lustroso (Fettes y Desmons 2007, Passchier y Trouw 2005). Si bien existen numerosos trabajos referidos a reacciones de debilitamiento (*weakening*) sobre feldespatos que favorecen la formación de filosilicatos, especialmente mica blanca, en rocas félsicas y condiciones metamórficas de grado medio a bajo (Goodwin y Wenk 1995, Hipperth 1998, Wibberley 1999, Jefferies *et al.* 2006, O'Hara 2007, van Staal *et al.* 2001), existen escasos antecedentes sobre reacciones de debilitamiento retrógradas en rocas con alto contenido en minerales

máficos (Wintsch *et al.* 1995, Ahn y Cho 1998, Bhadra 1999, 2000). Bhadra (2000) señala que la circulación de fluidos profundos (agua) a lo largo de fracturas de cizalla, en la faja de cizalla de Attur, permitió la extensiva biotitización que transformó rocas deformadas en facies de granulita en filonitas.

El objetivo de este estudio es comunicar la existencia de una faja de filonitas espacialmente relacionada a rocas granulíticas del basamento ígneo-metamórfico paleoproterozoico de Tandilia, que aflora en la localidad de cerro Negro, ubicado en el extremo occidental de la megacizalla de Azul y describir las características petrográficas y geoquímicas de las filonitas y las granulitas miloníticas retrogradadas. Asimismo, se pretende determinar las condiciones de formación de las filonitas, su relación con las granulitas miloníticas

y establecer la secuencia de eventos metamórficos activos en esta región particular de la megacizalla de Azul, durante el Paleoproterozoico.

ANTECEDENTES

La megacizalla de Azul (Frisicale *et al.* 2002), es una faja milonítica que posee una extensión de 40 km en dirección este-oeste, entre el cerro San Pablo en el extremo oriental hasta el cerro Negro en su extremo occidental, y un ancho máximo aproximado de 2,5 km en la localidad de Boca de la Sierra (Fig. 1). Forma parte de las sierras de Azul, en el sistema de Tandilia. Cingolani (2011) y Rapela *et al.* (2011) consideran que los afloramientos de Tandilia constituyen el límite sur del cratón del Río de la Plata. Sin embargo, otros autores (Oyhantçabal *et al.* 2011, Tohver *et al.* 2012, Chernicoff *et al.* 2014) interpretan que el límite sur del cratón del Río de la Plata estaría ubicado al sur de las Sierras Australes, incluyendo a las mismas como parte del cratón. Es una zona de deformación antigua que separa dos ambientes geológicos con ciertas características particulares que permite diferenciarlos entre sí. Al sur de la megacizalla de Azul, se destaca una zona en la que predominan los afloramientos del basamento ígneo-metamórfico, principalmente representados por migmatitas, menor proporción de esquistos, escasos granitos migmatíticos y algunas tonalitas en el sector sudoccidental, que incluye los cerros La Crespa, Los Ángeles, Los Manantiales, Las Malvinas y Colorado y afloramientos rocosos en las estancias Acelain y La Celina. Al norte de la megacizalla de Azul, la proporción de afloramientos de basamento metamórfico es marcadamente menor y se reconocen principalmente cuerpos de granitoides deformados cuyas rocas de caja son migmatitas escasamente expuestas en los cerros Siempre Amigos, La Virgen, Sotuyo, Redondo, Sierra Chica (Gonzalez Bonorino *et al.* 1956).

Según Cingolani (2011), los cinturones miloníticos existentes en Tandilia se habrían originado durante el Rhyaciano temprano-tardío debido a un evento co-

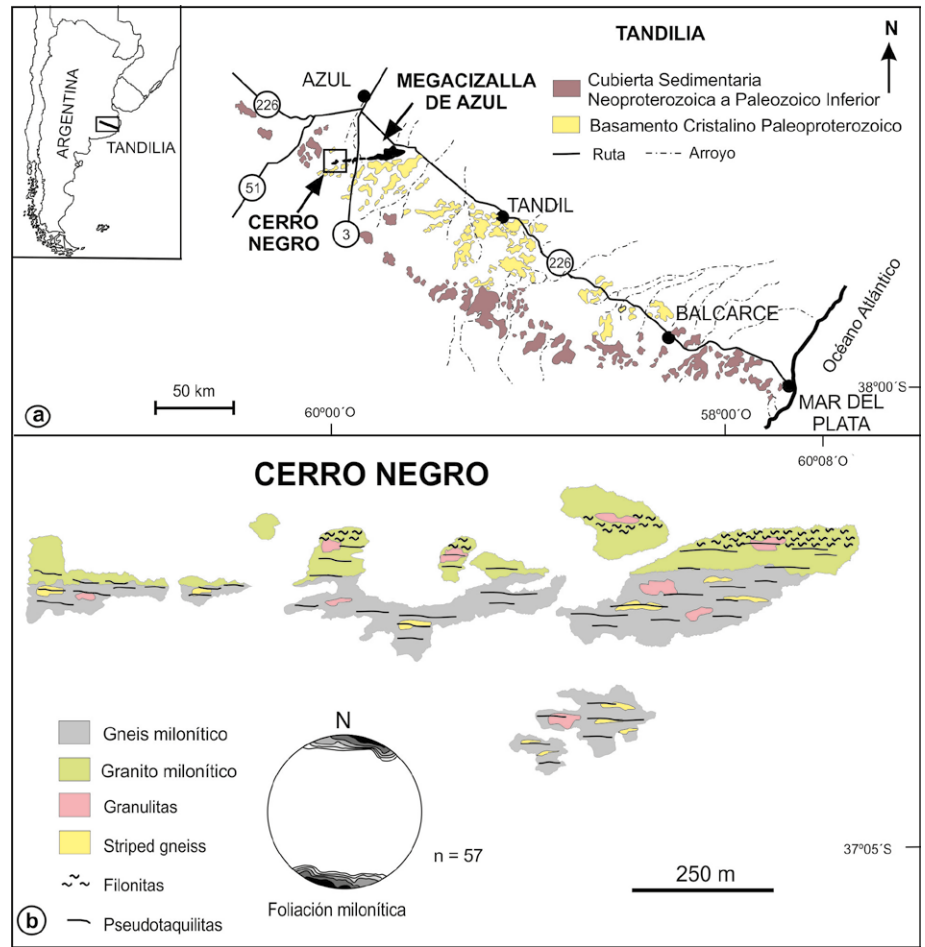


Figura 1: a) Mapa de Tandilia (modificado de Pankhurst *et al.* 2003), donde se observa la ubicación de la megacizalla de Azul, y del cerro Negro. b) Mapa geológico del cerro Negro, incluyendo un diagrama estereográfico de densidades de la foliación milonítica (curvas de 2 %, 4 %, 8 %, 16 % y 32 %).

lisional continente-continente que, de acuerdo con Hartmann *et al.* (2002), correspondería a la orogenia colisional Camboriú. El basamento del cinturón de Tandilia es un complejo de edad paleoproterozoica denominado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975) y está compuesto, principalmente, por gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, algunas rocas ultramáficas y cuerpos granitoides, acompañados por esquistos, mármoles y diques de composición ácida y máfica (Cingolani 2011 y referencias allí citadas).

La evolución tectónica del basamento cristalino de Tandilia incluye varios eventos deformativos (Teruggi *et al.* 1973, 1974, Dalla Salda *et al.* 1988, Ramos 1999, Cingolani y Dalla Salda 2000). Las dataciones U-Pb SHRIMP realizadas en granitoides y gneises sugieren edades para

la formación del sistema de Tandilia entre 2234–2065 Ma (Hartmann *et al.* 2002, Cingolani 2011, Angeletti *et al.* 2014). Las dataciones realizadas en roca total por Rb-Sr y Sm-Nd indican que los magmas parentales y los gneises granitoides del basamento cristalino se habrían emplazado en un régimen convergente relacionado a subducción hace 2140±88 Ma. Según Pankhurst *et al.* (2003), la deformación relacionada con la milonitización habría tenido lugar poco después de las intrusiones graníticas. Los diques toleíticos no deformados que se encuentran en diferentes localidades de la megacizalla de Azul reflejarían una extensión cortical relacionada con los últimos estadios de la evolución del cratón del Río de la Plata, durante el Mesoproterozoico (1588±11 Ma) (Iacumin *et al.* 2001, Teixeira *et al.* 2001). Estos diques no están deformados y cor-

tan la foliación milonítica indicando que la milonización es anterior a la intrusión de los diques, pero posterior al evento magmático previamente mencionado (2140±88 Ma).

González Bonorino *et al.* (1956) y Dalla Salda (1981) definen a la faja de deformación de las sierras de Azul como una faja subvertical de dirección este-oeste, formada principalmente por migmatitas y granitoides. Estos autores interpretan que se trata de una falla de rumbo regional con sentido de cizalla dextral. Sin embargo, estudios realizados posteriormente señalan que los indicadores cinemáticos observados a lo largo de toda megacizalla de Azul son poco fiables, ya que reflejan tanto movimientos sinestrales como dextrales, vistos en planta (Frisicale *et al.* 1998, 2001, 2005, 2010, Jorgensen *et al.* 2008). De acuerdo con estos estudios, los autores sugirieron una convergencia normal de masas rocosas, con movimientos transcurrentes subordinados, e infieren que el principal proceso de deformación ha sido el aplastamiento (*flattening*).

En los afloramientos de cerro Negro, Frisicale *et al.* (2012b) señalan la existencia de diversos pulsos de formación de pseudotaquilitas en diferentes niveles corticales, lo que indicaría una evolución en el tiempo de la faja milonítica bajo condiciones dúctiles y frágiles. Algunas venas de pseudotaquilitas se formaron con anterioridad o son contemporáneas con la deformación dúctil y están afectadas por la deformación de mayor grado. Otras más jóvenes están asociadas a la deformación cataclástica ocurrida durante el ascenso del área.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

El área de estudio se encuentra en el cerro Negro (37° 04' 58" L.S.; 69° 08' 57" L.O.), ubicado a 30 km al sudoeste de la localidad de Azul y a 9 km en dirección oeste de la ruta nacional N° 3, (Fig. 1a), en el extremo occidental de la megacizalla de Azul. En esta localidad, Frisicale *et al.* (2010, 2012a, 2012b) señalan la presencia de una gran variedad litológica de basamento y de rocas de falla. Describen gneises, gra-

nitoides y granulitas miloníticas, algunas de las cuales son consideradas texturalmente como *striped gneiss* y milonitas en cinta (*ribbon mylonites*), de acuerdo con Passchier y Trouw (2005). Como rocas de falla, además de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, se distinguen venas de pseudotaquilitas que afectan a todas las rocas mencionadas y una faja de filonitas que se encuentra relacionada a los cuerpos de granulitas miloníticas presentes en el área de estudio (Frisicale *et al.* 2012a y b), no descrita en forma detallada hasta el momento.

Una característica importante a considerar en las rocas miloníticas que afloran en el cerro Negro, es la escasez de porfiroclastos rotados que puedan ser utilizados como indicadores cinemáticos. Según Frisicale *et al.* (2010), el análisis de los mecanismos de deformación actuantes sobre minerales tales como cuarzo, feldespatos, anfíboles y piroxenos, indica que en esta localidad las rocas habrían sufrido una intensa deformación dúctil, en condiciones metamórficas de alto grado, facies de anfíbolita a granulita, con temperaturas que oscilarían entre 600 y 700 °C. Asimismo, la presencia de rocas como *striped gneiss* y *ribbon mylonites* junto con la ausencia de porfiroclastos rotados, permite confirmar que el grado metamórfico alcanzado por la deformación dúctil en esta zona es alto, y que las rocas miloníticas se habrían formado a temperaturas superiores a 650 °C (Trouw *et al.* 2010). Además, y sobrepuesta a esta deformación dúctil, la mayor parte de las rocas ubicadas en el sector norte del cerro Negro, se caracterizan por presentar evidencias de deformación frágil-dúctil y frágil.

Las filonitas afloran únicamente en el borde norte del cerro Negro (Fig. 1b). Se trata de una faja de dirección aproximada este-oeste, similar a la dirección de la foliación milonítica de la megacizalla de Azul, con espesores variables entre pocos metros hasta 30 m y es posible seguirla por 1000 m aproximadamente. Texturalmente, se encuentran todas las gradaciones: protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. Esta faja de filonitas se encuentra asociada a los cuerpos de granulitas milo-

níticas retrogradadas y es posible observar la transición entre ambas litologías. Las granulitas miloníticas presentan evidencias de una intensa fracturación frágil posterior a la deformación dúctil.

Macrosópicamente son rocas de color negro, de grano muy fino, formadas mayormente por porfiroclastos de feldespato potásico y hornblenda redondeados y en algunos casos elongados. En el plano de foliación no se observan porfiroclastos con orientación preferencial. La proporción y el tamaño de los porfiroclastos son ampliamente variables. En algunos sectores se observa una roca masiva sin porfiroclastos y, en otros, se distinguen abundantes porfiroclastos de diferentes tamaños. Las filonitas con escasos porfiroclastos en una matriz de grano muy fino son clasificadas como ultramilonitas. En general, esta roca presenta una foliación milonítica levemente oblicua a la dominante en la megacizalla de Azul, con valores de azimut de 110-120° y un claro buzamiento subvertical. En algunos sectores, la foliación milonítica de las filonitas está plegada, formando pliegues de eje vertical y cuya traza de plano axial posee azimut variables entre 120° y 140° (Fig. 2a). Asimismo, se reconocen algunas bandas *kinck* que afectan a la foliación milonítica de dirección general norte-sur, y la presencia de abundantes porfiroclastos de feldespatos rotados (Fig. 2b).

PETROGRAFÍA

Granulitas miloníticas

Las granulitas miloníticas aparecen en forma de bloques de 100 a 200 m de largo dentro de gneises y granitos miloníticos (Frisicale *et al.* 2012b) (véase Fig. 1b). De acuerdo a la nomenclatura propuesta por Coutinho *et al.* (2008), son de composición principalmente máfica, con escasos asomos de granulitas félsicas. Las primeras (Fig. 3a), están formadas por porfiroclastos de ortosa (13%), plagioclasa (15%), ortopiroxenos (19%), clinopiroxenos (16%) y hornblenda (7%), en una matriz de grano medio compuesta por ortosa (8%), plagioclasa (10%), hornblenda (5%) y biotita (7%), acompañados

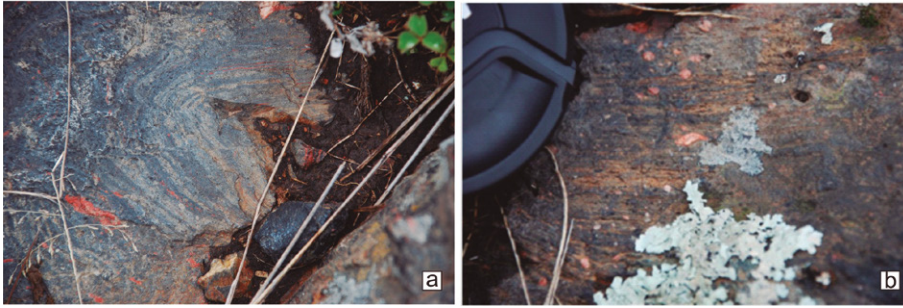


Figura 2: a) Pliegue de la foliación milonítica en una filonita vista en planta, cuyo eje de pliegue es vertical, ancho de la fotografía 15 cm. b) Filonita vista en planta, con un porfiroclasto de feldespato potásico rotado, ancho de la fotografía 10 cm.

por escasos cristales de epidoto, circón y minerales opacos. Algunos porfiroclastos presentan bordes recrystalizados con granos poligonales de igual composición que el núcleo, originando estructuras núcleo manto formadas por procesos de recrystalización dinámica (Frisicale *et al.* 2010). Los cristales de clinopiroxeno, hornblenda y feldespato están levemente elongados y curvados, y presentan extinción ondulante. Las plagioclasas muestran planos de macla curvados y los ortopiroxenos, probablemente hipersteno, se encuentran fuertemente elongados y curvados paralelos a la foliación milonítica, mostrando una deformación lamelar paralela al plano (100). Las granulitas miloníticas félsicas (Fig. 3b) texturalmente son similares a las máficas, contiene porfiroclastos elongados de feldespatos (ortosa 40% y plagioclasa 5%), hornblenda (10%) y ortopiroxenos (10%), en una matriz de grano medio formada por cuarzo (5%), ortosa, (10%), plagioclasa (5%), hornblenda (8%), escaso epidoto y minerales opacos. Además, presenta cintas policristalinas de cuarzo (7%) paralelas a la foliación milonítica.

Ambas rocas están afectadas por una intensa deformación frágil y se observan fragmentos de milonita irregulares desplazados por pequeñas fracturas y bandas cataclásticas. En estas zonas de fractura, se distingue abundante calcita y clorita, formando delgadas venillas o bien alterando a los minerales originales, indicando la presencia de fluidos relacionada con este evento frágil (Fig. 3b). En la zona de estudio las granulitas máficas presentan diferentes grados de alteración. En las ro-

cas menos afectadas por la alteración, se observa el reemplazo de los bordes de los piroxenos por hornblenda y biotita. En aquellas rocas en que la alteración ha sido mayor (granulitas miloníticas retrogradadas), los cristales de piroxenos se encuentran sustituidos por hornblenda y biotita, quedando en algunos casos solo un núcleo relicto de piroxeno. En las granulitas félsicas, la matriz feldespática, al igual que los porfiroclastos, se presenta alterada a sericita y calcita de grano muy fino. Localmente, algunas granulitas miloníticas félsicas presentan porfiroclastos de feldespatos, piroxenos y anfíboles elongados, curvados y con extinción ondulante y una posterior fracturación. Los bordes de los feldespatos muestran subgranos originados por recrystalización dinámica. Asimismo, se observan cintas monocristalinas de cuarzo formadas por granos de cuarzo con extinción ondulante, debida a deformación cristaloplástica, algunas evidencias de *bulging* y cierta recrystalización dinámica con formación de escasos subgranos muy pequeños. Estas características microestructurales indicarían que estas rocas habrían sufrido una deformación en condiciones de menor grado metamórfico sobrepuesta a la deformación milonítica de alto grado (Fig. 3c).

Granulitas miloníticas retrogradadas

Granulitas máficas: Estas granulitas presentan diversos grados de retrogradación. La mayor evidencia de alteración la presentan los porfiroclastos de piroxenos, tanto los clinopiroxenos como los ortopiroxenos. En las granulitas medianamente retrogradadas, se conservan porfiroclastos

de feldespatos originales, plagioclasa y ortosa, fracturados, con extinción ondulante y parcialmente alterados a sericita. Las plagioclasas presentan sus planos de maclas fuertemente curvados, debido a la intensa deformación dúctil. Los porfiroclastos de piroxenos elongados relictos son de menor tamaño, están fracturados y poseen extinción ondulante y muestran evidencias de deformación lamelar. En algunos casos, se conservan los bordes recrystalizados de los piroxenos, originados durante la deformación dúctil. Tanto sus bordes como las fracturas internas, están reemplazados por hornblenda y, en algunos sectores, se distinguen láminas de biotita (Fig. 3d).

Las granulitas máficas con mayor grado de retrogradación no conservan restos de los piroxenos originales, los cuales han sido totalmente transformados en anfíbol y biotita. Algunos porfiroclastos presentan la forma elongada propia de los piroxenos originales, si bien han sido enteramente reemplazados por el anfíbol y biotita (Fig. 3e). Los porfiroclastos de feldespatos están fracturados y retrogradados a sericita.

Granulitas félsicas: En las granulitas félsicas retrogradadas, los porfiroclastos elongados de feldespatos potásico pertitizados y de plagioclasa están alterados a sericita y calcita. Ambos feldespatos presentan estructuras núcleo-manto con mantos formados por recrystalización dinámica por rotación de subgranos y migración de borde de grano. En la plagioclasa, el manto está formado por granos de plagioclasa; mientras que en los feldespatos potásicos, por agregados de grano fino de cuarzo y pertitas en llama. Asimismo, estos porfiroclastos se encuentran fracturados y desplazados, formando porfiroclastos fragmentados tipo bandas de cizalla (Passchier y Trouw 2005) (Fig. 3f). Generalmente, las fracturas intracrystalinas están rellenas por nuevos granos recrystalizados de feldespatos, formados a expensas del grano hospedante. Esta incipiente recrystalización dinámica se encuentra localizada también a lo largo de bandas de deformación interna dentro y en los bordes de los cristales de los feldes-

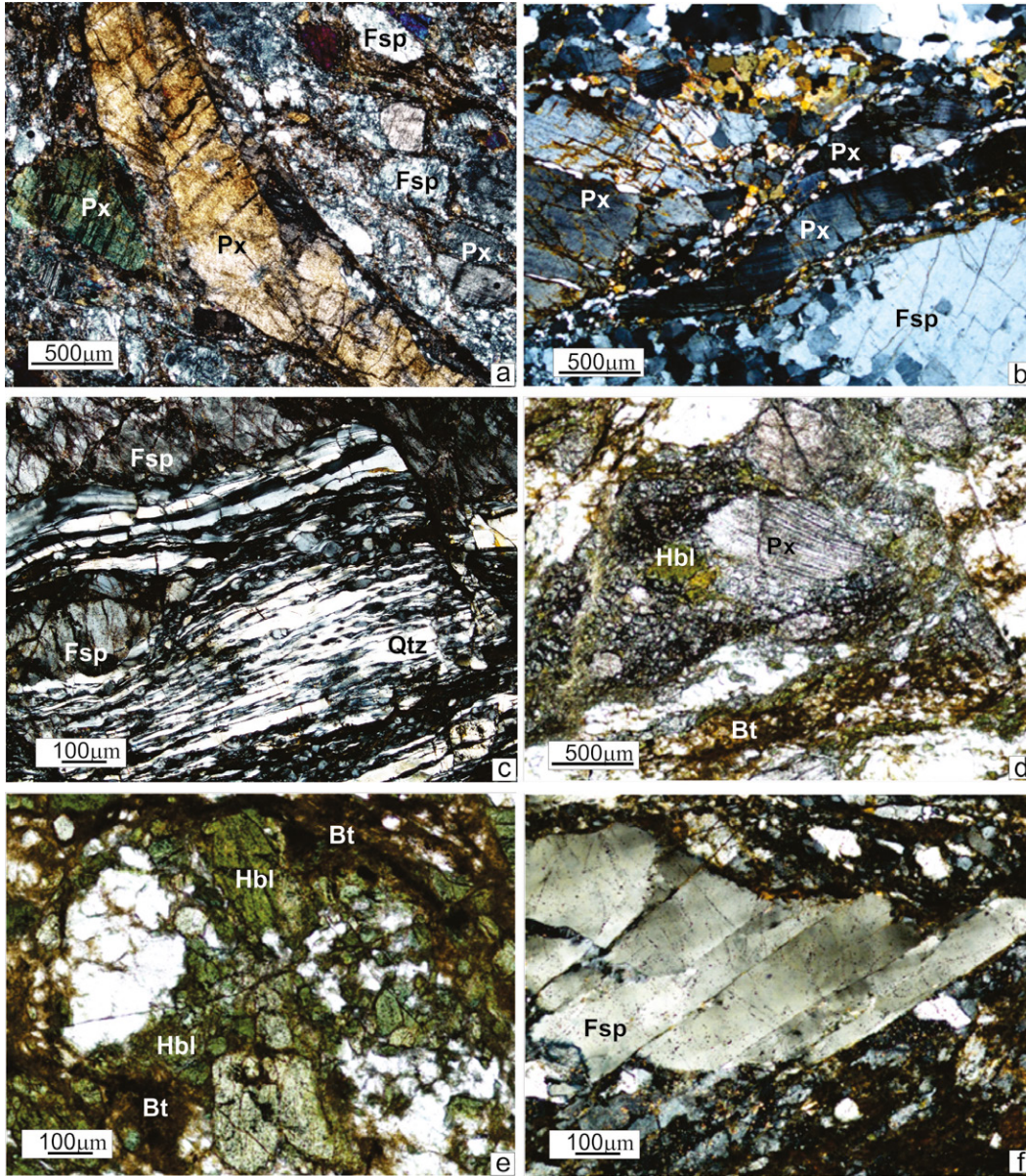


Figura 3: a) Granulita máfica milonítica con cristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos y feldspatos elongados, con evidencias la fracturación frágil. b) Granulita félsica milonítica en la que se observan cristales de ortopiroxeno fuertemente elongados y feldspatos con bordes recrystalizados. c) Granulita félsica milonítica con intensa fracturación frágil. Se distinguen porfiroclastos de feldspatos y cintas de cuarzo monocristalinas donde los granos de cuarzo presentan extinción ondulante y escasa recrystalización por *bulging*. d) Granulita máfica milonítica fracturada y retrogradada. Se muestran porfiroclastos deformados de piroxeno reemplazados por hornblenda y biotita. e) Granulita máfica milonítica con mayor grado de retrogradación, donde los piroxenos originales fueron reemplazados totalmente por hornblenda y biotita. f) Porfiroclasto fragmentado tipo bandas de cizalla de feldspato en una granulita félsica retrogradada. Fotomicrografías a, b, c y f con analizador intercalado, d y e sin analizador intercalado. Px: piroxenos; Fsp: feldspatos; Qtz: cuarzo; Hbl: hornblenda; Bt: biotita.

patos. El cuarzo forma cintas elongadas sin subgranos evidentes, presentan extinción ondulante, bandas de deformación y contactos lobulados y escasas evidencias de *bulging* (Fig. 4a). Estas cintas de cuarzo están cortadas por abundantes trenes de inclusiones fluidas secundarias, indicativas de circulación posterior de fluidos. Entre las cintas de cuarzo, se observan cintas de biotita de grano muy fino y escasa clorita, que también se acomodan alrededor de los porfiroclastos fracturados. Los porfiroclastos de ortopiroxeno elongados en la dirección de la foliación milonítica, presentan evidencias de recrystalización dinámica en sus bordes con

formación de pequeños cristales de ortopiroxeno. Internamente y en sus bordes, están alterados a biotita y escasa proporción de clorita.

La matriz intracristalina está constituida por cuarzo, pertitas en llama y plagioclasas de grano muy fino, acompañados por biotitas y minerales opacos. Se observa abundante calcita y sericita diseminadas en la matriz.

Filonitas

Microscópicamente, son rocas de grano fino, presentan porfiroclastos circulares a elongados de feldspato potásico pertitizados, microclino, plagioclasas y

hornblenda diseminados en una matriz compuesta por filosilicatos de grano muy fino. La foliación milonítica de estas rocas está definida por la orientación de los granos de biotita principalmente, y de los porfiroclastos elongados (Fig. 4a).

Las filonitas están formadas mayormente por una matriz rica en biotita con escasa proporción de sericita (Fig. 4b). Algunas, presentan una matriz frecuentemente bandeada mostrando un aumento notable de la proporción de sericita y cuarzo, si bien siempre predomina la biotita (Fig. 4c). La proporción de biotita en la matriz biotítica oscila entre un 70 a 80 % y en la matriz bandeada se reduce a un 50 a 60

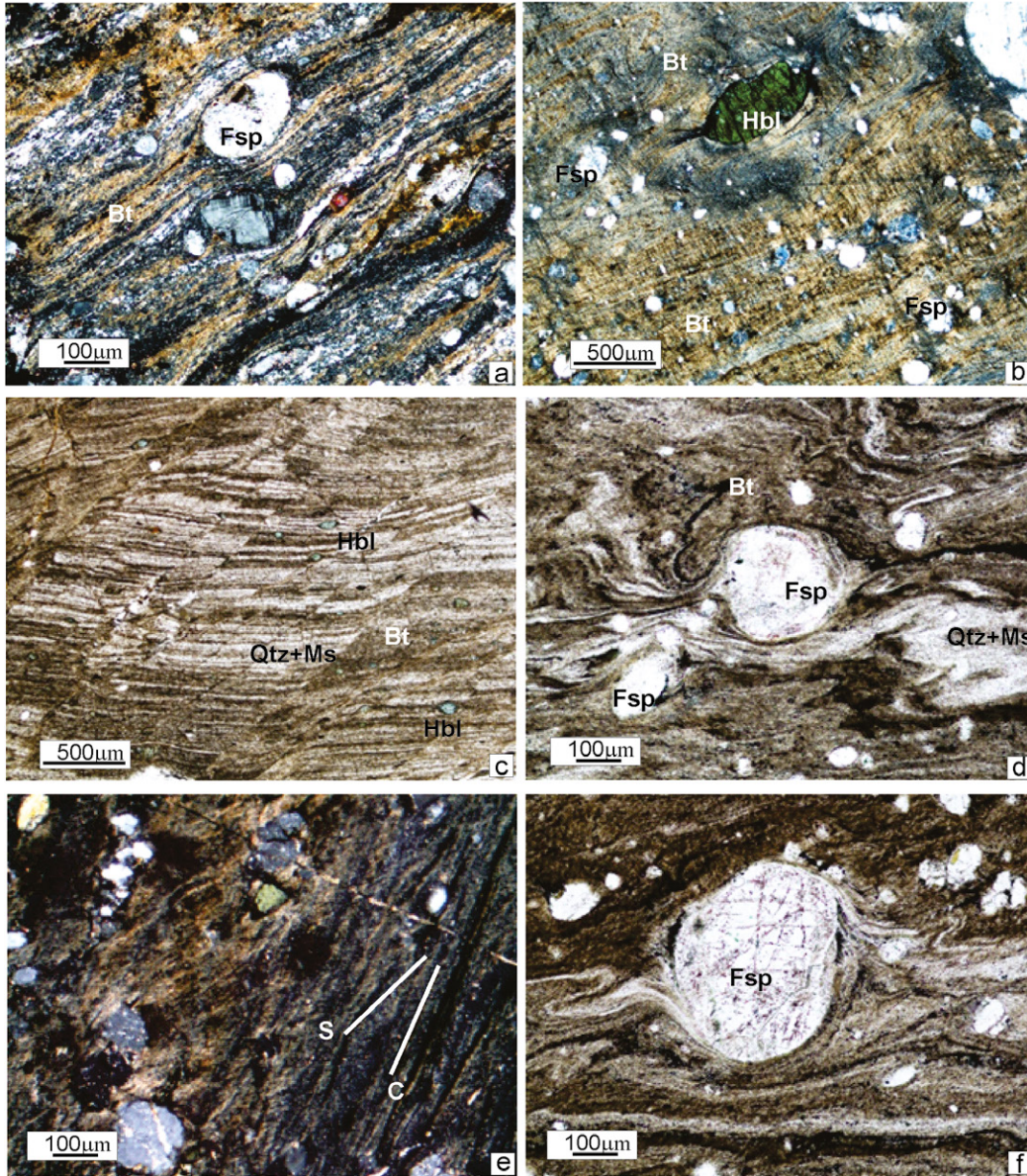


Figura 4: a) Filonita cuya foliación milonítica está definida por la orientación de biotita y los porfiroclastos elongados de feldspatos. b) Filonita con matriz biotítica y escasos porfiroclastos de hornblenda y feldspatos, con colas simétricas y cierto plegamiento en el extremo superior izquierdo. c) Filonita con matriz biotítica bandeada con mayor proporción de sericita y cuarzo con fracturación frágil superpuesta y porfiroclastos pequeños de hornblenda. d) Filonita con matriz biotítica fuertemente plegada formando micropliegues asimétricos e isoclinales en las colas de los porfiroclastos de feldspatos. Estos micropliegues están marcados por la matriz rica en sericita y cuarzo. e) Estructuras S-C o bandas de cizalla tipo C. La banda S está marcada por biotitas y minerales félsicos y las superficies C están delineadas por biotita, sericita y minerales opacos. f) Porfiroclasto rotado de feldspato con colas asimétricas y plegadas. Fotomicrografías a, b y e con analizador intercalado, c, d y f sin analizador intercalado. Px: piroxenos; Fsp: feldspatos; Qtz: cuarzo; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ms: muscovita.

%. El resto de la matriz está constituida por minerales félsicos no identificables en las primeras y en el caso de las filonitas con matriz bandeada aparece sericita en proporción variable entre 10 y 20 %. El tamaño de grano de la biotita y de la sericita, en general, es inferior a 10 μm .

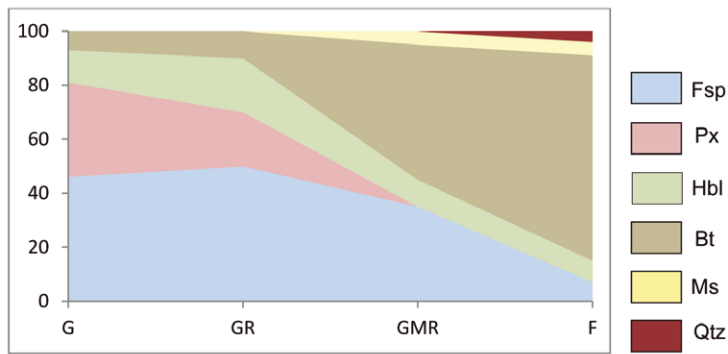
En algunos sectores, la matriz de estas rocas se muestra fuertemente plegada (Fig. 4d). De igual modo, las colas de los porfiroclastos presentan micropliegues asimétricos e isoclinales, con ejes axiales paralelos a la foliación milonítica y cuya vergencia puede ser utilizada como indicador del sentido de movimiento (Fig. 4d). Asimismo, se desarrollan estructuras

S-C o bandas de cizalla tipo C (Passchier y Trouw 2005), donde la banda C está marcada por un agregado muy fino de biotita, minerales félsicos y minerales opacos, mientras que las superficies S están delineadas por biotita y sericita (Fig. 4e).

La proporción y el tamaño de los porfiroclastos es ampliamente variable, siendo los de mayor tamaño los de feldspatos de hasta 5 cm de largo, y los de hornblenda que alcanzan 2 mm. Además, existen porfiroclastos de cuarzo, hornblenda y plagioclasa menores de 0,5 mm (Fig. 4b, c, d). En algunos casos, los porfiroclastos de feldspato y de hornblenda tienen sus bordes redondeados, originando clastos

de formas circulares y elípticas. En otros casos, se presentan rotados y fragmentados, tipo dominó, con set de microfrazuras que causan el desplazamiento relativo de los fragmentos. Internamente, los porfiroclastos de plagioclasa y de feldspato potásico presentan extinción ondulante, las plagioclasas maclas de deformación y los porfiroclastos de hornblenda muestran bandas de deformación y están levemente curvados. Asimismo, en algunas ocasiones ambos están fuertemente alterados.

Los porfiroclastos de feldspatos muestran deformación cristaloplástica menor. En el interior de sus fracturas presenta es-



casa recristalización dinámica por *bulging* y menor rotación de subgranos. El escaso cuarzo observado, exhibe evidencias de recristalización dinámica por *bulging* y escasa rotación de subgranos. Localmente, se observa que la matriz biotítica de grano fino se acomoda durante la rotación de los porfiroclastos y se introduce dentro de los pequeños desplazamientos de los fragmentos, lo que indicaría que la formación de la biotita es contemporánea con la fracturación del porfiroclasto y la rotación de sus fragmentos.

Los porfiroclastos rotados de feldespatos y hornblenda poseen colas simétricas y asimétricas, formadas por biotita, sericita, cuarzo, hornblenda y minerales opacos de grano fino. Presentan diseños del tipo δ , σ , y complejos que indican, en general, un sentido de movimiento tanto dextral como sinistral (Fig. 4f). Hippertt y Tohver (1999) consideran que este contraste estaría relacionado con la evolución de la relación deformación/esfuerzo en una microescala, principalmente en condiciones metamórficas de bajo grado, donde las propiedades reológicas de las rocas en deformación están en continua evolución. Los porfiroclastos complejos contienen más de un set de colas recristalizadas y en muchos casos las colas se encuentran replegadas, (véase Fig. 4d). Según Passchier y Simpson (1986) la presencia de este tipo de sistemas complejos en milonitas estaría relacionada con variaciones en la velocidad de deformación y de recristalización. Otro rasgo importante de destacar es el desarrollo de biotita y clorita en las colas de los porfiroclastos de hornblenda y de feldespatos y en sus fracturas internas.

En las filonitas que presentan una matriz

más clara, el cuarzo forma delgadas cintas compuestas por finos granos con extinción ondulante y contactos lobulados que muestran una incipiente recristalización por *bulging*. Un fenómeno común observado en cristales de feldespatos, hornblenda y circón es la presencia de *micro-boudinage*. En los feldespatos, el cuello está formado por los mismos filosilicatos de la matriz, mientras que en la hornblenda y el circón por minerales opacos.

Análisis modal de las rocas

En la figura 5 se pueden observar las proporciones modales de los minerales formadores de las granulitas máficas, granulitas retrogradadas, granulitas muy retrogradadas y filonitas, junto con su variación con la deformación y el metamorfismo retrógrado. Las proporciones modales de las rocas fueron calculadas a partir del programa Rock.AR (Larrea *et al.* 2014). Se observa claramente cómo los minerales originales de las granulitas, piroxenos y feldespatos, disminuyen su proporción en las rocas más retrogradadas, hasta desaparecer en las filonitas, como en el caso de los piroxenos. Los anfíboles, en principio, aumentan levemente su proporción en las granulitas parcialmente retrogradadas, como consecuencia del reemplazo parcial de los piroxenos, y luego disminuyen en las granulitas muy retrogradadas y en las filonitas. En cambio las micas, especialmente la biotita, aumenta drásticamente en las filonitas y en menor proporción la mica blanca. Estos aumentos están relacionados con el reemplazo de los piroxenos y anfíboles por biotita y de los feldespatos por sericita.

Se trató de establecer la variación en la

CUADRO 1: Resultados de los análisis geoquímicos mayoritarios y trazas expresados en porcentaje en peso. 0504 y 0404 (granulitas máficas miloníticas); 0104 y 0628 (filonitas).

Muestra	0504	0104	0404	0628
SiO ₂	50,55	56,71	50,39	57,36
Al ₂ O ₃	19,34	16,76	19,03	17,32
Fe ₂ O ₃	9,27	7,71	9,53	7,63
MgO	4,65	3,66	4,95	2,93
CaO	8,93	6,26	9,11	5,5
Na ₂ O	3,19	3,24	2,97	3,42
K ₂ O	1,26	3,09	1,22	3,08
TiO ₂	0,72	0,86	0,77	0,916
P ₂ O ₅	0,30	0,36	0,33	0,38
MnO	0,16	0,14	0,16	0,115
LOI	1,1	1,2	1,2	1,21
Sum	99,89	99,68	99,72	99,86
Sc	22	19	28	18
V	128	101	134	100
Ba	609	1136	579	1432
Sr	896,8	774,6	765,3	729
Y	13,6	29,8	21,3	27
Zr	70,7	198,9	65,3	256
Cs	2,0	1,5	1,4	2,1
Hf	1,7	5,4	1,6	5,7
Nb	5,9	12,2	5,1	14
Rb	52,1	113,2	49,9	121
Ta	0,3	0,6	0,3	0,8
Th	0,2	5,0	0,3	9,2
U	0,1	0,5	0,1	9,2

concentración de los granos de circón, cuantificados en secciones orientadas, entre las granulitas y las filonitas teniendo en cuenta lo señalado por Sturm y Steyrer (2003) y Sturm (2004). Estos autores sostienen que los cristales de circón pueden ser útiles para determinar los cambios de volumen que sufre una roca durante los procesos de cizallamiento, considerando su resistencia a la deformación y a los fluidos metamórficos. En las milonitas y filonitas de cerro Negro, los cristales de circón se presentan mayormente fracturados y con sus bordes corroídos, siendo notable el aumento de la cantidad de cristales de circón en las filonitas respecto de las milonitas.

GEOQUÍMICA

Se seleccionaron dos muestras de granulitas máficas miloníticas y dos de filonitas cercanas a cada una de ellas, con la finalidad de realizar análisis químicos sobre ro-

ca total, para tratar de cuantificar la movilidad de los elementos químicos que tuvo lugar durante el metamorfismo retrógrado. A partir de los resultados de los análisis químicos (Cuadro 1), es posible obtener información sobre los procesos metasomáticos que operaron durante este evento metamórfico. Los análisis químicos se realizaron en el laboratorio ACME, Vancouver, Canadá, utilizando espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP) para la determinación de los elementos mayoritarios y espectrometría de masa multiespectral con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para los elementos trazas.

Los resultados obtenidos muestran una serie de cambios químicos coherentes y consistentes con los cambios mineralógicos observados en las rocas que pasan de granulitas miloníticas a filonitas y se repiten en los dos pares de rocas analizados. En ambos casos, las filonitas muestran una leve disminución en la proporción de Fe_2O_3 , CaO , MgO y Al_2O_3 , un leve aumento de SiO_2 , P_2O_5 y un marcado aumento de K_2O , Zr y Rb , mientras que el Na_2O y el TiO_2 muestran variaciones poco significativas respecto de las granulitas más frescas. Este modelo de variación de elementos químicos es consistente con la destrucción de fases anhidras como mafitos (píroxenos y hornblenda) y feldspatos, y con el aumento en la proporción de biotita y la aparición de sericita observados en las rocas con mayor grado de deformación y retrogradación.

La movilidad de los elementos químicos dentro de una zona de cizalla dúctil depende de la mineralogía, textura y composición química de la roca original y del régimen de la deformación. Durante la circulación de los fluidos y su interacción con la roca de caja se produce una ganancia o pérdida de masa rocosa, en la que ciertos elementos son transportados por los fluidos hacia el sistema o fuera del mismo. De esta forma, la proporción de ciertos elementos considerados como inmóviles pueden aumentar o disminuir como consecuencia de la introducción o pérdida de elementos móviles al sistema. Los elementos considerados generalmente co-

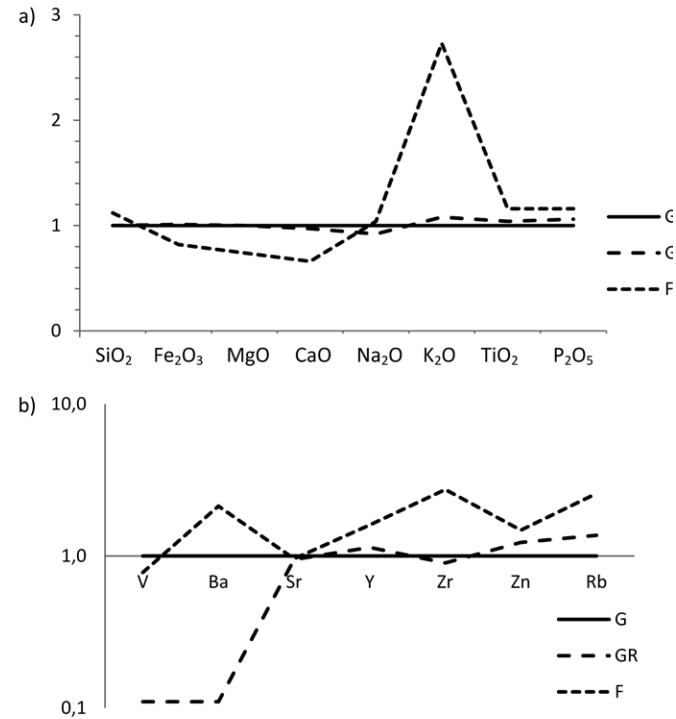


Figura 6: Diagramas mostrando la concentración de elementos mayoritarios (a) y algunos elementos traza (b) en filonitas (F) y granulitas retrogradadas (GR) normalizadas a la concentración de las granulitas deformadas (G). El eje vertical representa la concentración de la granulita retrogradada y de la filonita versus la granulita. El eje horizontal representa los elementos químicos considerados.

mo inmóviles son Al, Ti, Zr, P, Y, Nb y Mn, si bien algunos autores, demostraron que en zonas de cizalla que afectan rocas metamórficas, el Al puede tener un comportamiento móvil en una escala limitada, (Dipple *et al.* 1990, Moine *et al.* 1989). La movilidad de elementos mayoritarios y elementos traza se analizó mediante la utilización del programa Geoiso desarrollado para Windows por Coelho (2005), basado en el método de la isocona de Grant (1986) que utiliza la técnica de Gresens (1967), destinado a determinar la ganancia o pérdida relativa de elementos entre la roca no alterada y la que sufrió el metasomatismo. Este método, permite calcular y graficar balances de masa y cambios de volumen que tienen lugar en una variedad de procesos geológicos, incluyendo zonas de deformación dúctil. Las variaciones químicas entre la milonita más fresca y la más retrogradada se grafican en un diagrama de isoconas. Las densidades de las rocas se estimaron a partir de los datos de moda calculados y utilizando densidades minerales representativas. La elección de los elementos químicos cuyo comportamiento se considera inmóvil se realizó teniendo en cuenta la petrografía de la roca y la concentración de elementos mayores y traza de las filonitas norma-

lizadas a la granulita original que se muestra en el diagrama de la figura 6. En este caso, se eligieron TiO_2 , P_2O_5 y Na_2O los cuales grafican razonablemente bien en la isocona de masa constante durante la alteración y, además, muestran el menor valor de error estándar, en el programa Geoiso. En el gráfico de isoconas de la figura 7 se observa que la mayor parte de los elementos mayoritarios como Ca, Mg, Fe, Mn, Si y Al muestran una disminución, que es poco significativa en el caso del Si. En cambio, el K es el único elemento mayoritario que presenta una ganancia considerable, lo que estaría en concordancia con el marcado aumento en la proporción de la biotita en la filonita respecto de la granulita. De igual manera, gran parte del Al, Mg y Fe son retenidos en este mineral. Las disminuciones en los elementos mencionados estarían relacionadas con las reacciones de descomposición de los píroxenos para formar anfíboles y biotita en primer lugar y las reacciones de descomposición de la hornblenda que conducen a la formación de la biotita, en última instancia. Asimismo, la pérdida de Ca estaría vinculada con la desaparición de las plagioclasas y de la hornblenda. En lo que se refiere a los elementos traza, es notable el aumento en la proporción

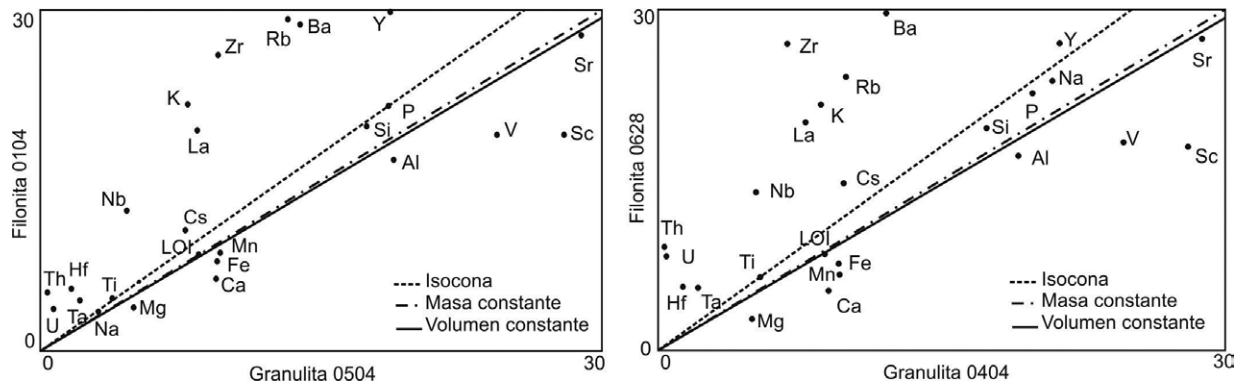


Figura 7: Diagramas de isoconas de filonitas con respecto a granulitas de cerro Negro. Elementos considerados inmóviles: TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O .

de Ba que podría estar relacionado con la sustitución del K por Ba en feldespatos potásicos y biotitas, ya que ambos elementos poseen radios iónicos similares. El Sr en ambientes metamórficos, en general, presenta un comportamiento relativamente inmóvil que, en este caso, se ve reflejado en la escasa variación en su proporción entre la granulita y la filonita. La pequeña pérdida de Sr que se observa en la figura 7 podría estar relacionada con la descomposición de los feldespatos potásicos y las plagioclasas. La presencia de Rb en las rocas metamórficas está controlada mayormente por las relaciones de estabilidad del K en los filosilicatos. El aumento marcado en la proporción de Rb, también podría estar asociada a la sustitución de parte del K de las micas y de los feldespatos potásicos. Otro elemento considerado dentro del grupo de los inmóviles, es el Zr. Sin embargo, las filonitas de cerro Negro muestran un inusual aumento en la proporción de Zr.

Como consecuencia del proceso de deformación y retrogradación que tiene lugar durante la transformación de las granulitas miloníticas en filonitas, se calculó una pérdida de volumen que varía entre el 17 y 20 %. Estos valores fueron obtenidos mediante el programa Geiso.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Tanto las observaciones realizadas en los afloramientos como el análisis microscópico de las rocas en el sector norte del cerro Negro, indican que existe clara transición entre las granulitas miloníticas y las

filonitas. Microscópicamente, es posible observar una serie de cambios graduales entre ambas rocas, que estarían indicando que las granulitas miloníticas serían el protolito de las filonitas. Los cambios más importantes incluyen la biotitización de piroxenos y anfíboles y el reemplazo parcial de los feldespatos por mica blanca y cuarzo. Estos cambios serían inducidos por la acción de fluidos sintectónicos que circularían a través de la zona de falla.

Las reacciones metamórficas que se desarrollan durante la deformación pueden originar nuevos granos libres de deformación, pueden consumir o liberar fluidos que afectan a la deformación o pueden originar minerales más resistentes por reacciones de fortalecimiento (*strengthening*), o minerales más débiles a través de reacciones de debilitamiento (*weakening*) (Vernon y Clarke 2008). Wintsch *et al.* (1995) y Handy y Stünitz (2002) mostraron que la fracturación y las reacciones de debilitamiento son responsables de la formación de las zonas de cizalla en la parte superior del manto litosférico.

Las reacciones de debilitamiento, que conducen a la transformación de los piroxenos en anfíboles y biotita y de feldespatos en mica blanca, albita y cuarzo, requieren de fracturación y presencia de fluidos, y originan un importante debilitamiento de los materiales, con flujo granular viscoso acomodado por transferencia de masa difusiva a lo largo de los límites de grano (Vernon y Clarke 2008). Durante un metamorfismo retrógrado, los fluidos se introducen a lo largo de las zonas de cizalla promoviendo las reacciones de hidratación (Vernon 2004, Passchier y

Trouw 2005). Estas reacciones son normalmente incompletas, excepto en zonas de alta deformación (Vernon y Clarke 2008). La permeabilidad requerida para la infiltración de fluidos, ya sea proveniente de reacciones de deshidratación o fluidos magmáticos aportados por los cuerpos graníticos cercanos, o de origen meteórico, se produce por la continua microfracturación originada durante el desarrollo de una zona de cizalla, como en el caso de la megacizalla de Azul.

Las reacciones de hidratación típicas del metamorfismo retrógrado favorecen el reemplazo de los feldespatos por la mica blanca. En general, estos cambios de masa incluyen la pérdida de Na y Ca y la ganancia o pérdida de K y Si (Vernon y Clarke 2008). Asimismo, estos autores señalan que el metasomatismo potásico o alteración potásica se caracteriza por el intercambio de K por Na y Ca, originando el reemplazo de la plagioclasa por feldespato potásico y muscovita y el reemplazo de los minerales máficos por biotita.

Según Wintsch *et al.* (1995), en rocas máficas ricas en Mg, los filosilicatos (clorita y biotita) pueden reemplazar a tectosilicatos y a silicatos en cadena, tanto en ambientes someros (< 10 km) a través de aguas predominantemente meteóricas, como en ambientes más profundos. La reptación debida a una baja velocidad de deformación durante los periodos intersísmicos permite la alineación de los granos de los filosilicatos en filonitas. Bahdra (1999, 2000), sostiene que los fluidos que circulan a lo largo de las zonas de cizalla son los responsables de la intensa biotitización, que permite la transformación de rocas de

facies de granulitas en filonitas en la faja de cizalla de Attur, al sur de la India. Del mismo modo, Ahn y Cho (1998) presentan evidencias microestructurales que indican que en rocas metamórficas de Okchon (Corea), tanto clorita como biotita se habrían formado por retrogradación de hornblenda. La biotita se habría formado primero, en presencia de fluidos enriquecidos en K y la clorita posteriormente cuando el fluido rico en K se habría consumido.

Durante el desarrollo de las filonitas de cerro Negro a partir de las granulitas, es posible observar un cambio en los mecanismos de deformación. En principio se habría producido un flujo cataclástico friccional, originando fracturación y reducción de tamaño de los minerales de la roca, seguido de un régimen dominado por un deslizamiento viscoso asistido por fluidos, lo que favorecería las reacciones de debilitamiento (*weakening*), como transformación de piroxenos y anfíboles en biotita y feldespatos en sericita. Estas reacciones de debilitamiento (*weakening*) sugieren la presencia de gran cantidad de fluidos que se infiltraron en parte de la megacizalla de Azul, aprovechando la zona de cizalla durante el ascenso del área. Una característica importante para destacar de estas filonitas, es que muestran un notable aumento en la proporción de cristales de circón respecto de las granulitas miloníticas, consideradas como su protolito. De acuerdo con Sturm y Steyrer (2003) y Sturm (2004), los cristales de circón podrían actuar como marcadores pasivos en zonas de cizalla dúctil durante la deformación. Si el cizallamiento de la roca estuvo acompañado de una pérdida de volumen el número de cristales de circón por unidad de volumen sería incrementado respecto de la roca de caja. Este resultado se corrobora con los datos derivados a partir del método de balance de masas. Si se tiene en cuenta que, como consecuencia de la deformación y del metasomatismo potásico sufrido por las granulitas en su pasaje a filonitas, se calculó una pérdida de volumen que varía entre el 17 y 20 %, esto permitiría explicar las variaciones en las concentraciones observadas del

elemento Zr entre la granulita y la filonita. En este mismo sentido, O'Hara y Blackburn (1989) indican que el aumento en algunos elementos minoritarios considerados inmóviles (Ti_2O , P_2O_5 , Zr, Y y V) en rocas miloníticas de Blue Ridge respecto del protolito original, se puede explicar considerando que estos elementos deben su enriquecimiento a una pérdida de volumen en las milonitas. La pérdida de volumen, en el caso particular de rocas félsicas, se debe a una disminución de SiO_2 y elementos alcalinos durante la disolución de los feldespatos. Los enriquecimientos variables en P, Zr Y y V lo atribuyen a una movilidad selectiva de estos elementos durante la infiltración de los fluidos.

En el cerro Negro, el balance de masas sugiere que las filonitas se formaron como consecuencia de un fuerte metasomatismo potásico sobre granulitas miloníticas, iniciado durante el ascenso del área, con una pérdida de volumen estimada del 20 %.

Las microestructuras observadas en las filonitas del cerro Negro nos permiten deducir que las milonitas formadas en condiciones de alto grado metamórfico (anfibolita a granulita) habrían sufrido un evento deformativo posterior asociado a un menor grado metamórfico, que favoreció la formación de las filonitas. Los feldespatos de las filonitas muestran evidencias de escasa deformación cristaloplástica, con recristalización dinámica por *bulging* y escasa rotación de subgranos, y deformación cataclástica con porfiroclastos fragmentados tipo banda de cizalla y dominó. Según Pryer (1993) estas microestructuras indicarían condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes para la formación de las filonitas, con temperaturas aproximadas entre 300 y 400 °C. El escaso cuarzo observado presenta evidencias de recristalización dinámica por *bulging* y escasa rotación de subgranos. Stipp *et al.* (2002), consideran que microestructuras similares a las observadas en las filonitas de cerro Negro, indicarían condiciones metamórficas de formación en facies de esquistos verdes, probablemente con temperaturas cercanas a 300 y 350 °C, correlacionables con el régimen 1 y la parte de menor temperatura del régimen 2 de Hir-

th y Tullis (1992).

Las rocas de cerro Negro registran una historia compleja de deformación durante el Paleoproterozoico, en la que se reconoce un primer evento deformativo D_1 , que corresponde a una deformación de alto grado metamórfico en facies de anfibolita superior a granulita desarrollado en la corteza profunda, generando rocas como *striped gneiss* y *ribbon mylonites* (Frisicale *et al.* 2004, 2010). Asimismo, durante el desarrollo de este evento deformativo, se reconocen eventos sísmicos contemporáneos que favorecen la formación de las venas de pseudotaquilas más antiguas originadas en condiciones dúctiles y en las que se puede observar una foliación interna que es paralela a la foliación milonítica de la roca caja, con clastos de cuarzo y de feldespatos aplastados y elongados en la dirección de la foliación milonítica y porfiroclastos rotados en la matriz de las pseudotaquilas (Frisicale *et al.* 2012b). El pico térmico de la milonitización durante este evento fue estimado entre 600 y 700 °C y las condiciones de presión entre 600 and 900 MPa (Frisicale *et al.* 2005, 2010).

Posteriormente, durante la exhumación del área, la deformación habría continuado en condiciones metamórficas de menor grado (D_2), probablemente esquistos verdes, acompañada por la circulación de fluidos responsable del metasomatismo de tipo potásico y por eventos sísmicos en condiciones dúctil-frágil que explican la presencia de otro grupo de pseudotaquilas descritas por Frisicale *et al.* (2012b). En este caso, las venas de falla y de inyección de las pseudotaquilas se presentan interconectadas entre sí y cortan la foliación milonítica de la roca de caja; asimismo, se observan fragmentos de venas de pseudotaquilas más antiguas en el interior de las pseudotaquilas más jóvenes, que señalan su formación posterior al evento dúctil (Frisicale *et al.* 2012b). Este evento deformativo D_2 tuvo su mayor desarrollo en el sector norte del cerro Negro y estaría relacionado con la infiltración de fluidos responsable del metasomatismo potásico y la retrogradación de las granulitas, favoreciendo la

formación de la faja de filonitas.

En un último estadio de deformación D_3 , las rocas de esta localidad habrían sufrido un episodio de deformación cataclástica, con fracturación frágil y nuevamente removilización de fluidos, tal como lo señala la presencia de fracturas en granulitas y filonitas y de venillas rellenas de calcita y clorita que cortan a estas rocas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos de los subsidios PIP 00818 del CONICET, PICT 949/2010 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y 24/H092 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur. Los autores del trabajo agradecen a Dra. Silvia Japas y un revisor anónimo sus valiosas sugerencias que contribuyeron en el mejoramiento de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angeletti, M., Chichorro, M., Friscale, M.C., Castro, A. y Dimieri, L.V. 2014. Nuevas edades radiométricas U-Pb SHRIMP en Tandilia, cerro Siempre Amigos, Sierras de Azul, Buenos Aires, Argentina. En Martino, R.D., Lira, R., Guerreschi, A., Baldo, E., Franzese, J., Krohling, D., Manassero, M., Ortega, G. y Pinotti, L. (eds.) 19° Congreso Geológico Argentino, Actas DVD-ROM, Sesión T8 Petrología Ígnea y Metamórfica, T8-01: 342-343, Córdoba.
- Ahn, J.H. y Cho, M. 1998. Submicroscopic alteration of hornblende in the amphibolitic schists, northwestern Okchon metamorphic belt. *Geoscience Journal* 2: 165-174.
- Bahdra, B.K. 1999. Phyllonites from Attur Shear Zone and its tectonic significance in Southern Granulite Terrain, South India. *Current Science* 77: 1685-1687.
- Bahdra, B.K. 2000. Ductile shearing in Attur Shear Zone and its relation with Mayor Shear Zone, South India. *Gondwana Research* 3: 361-369.
- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. 2000. Buenos Aires cratonic region. En Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, 31° International Geological Congress, Actas: 139-146, Rio de Janeiro.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O. y Peroni, J. 2014. The Rhyacian El Cortijo suture zone: Aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Río de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers* 5: 43-52.
- Coelho, J. 2005. GEOISO - A Windows™ program to calculate and plot mass balances and volume changes occurring in a wide variety of geologic processes. *Computers and Geosciences* 32: 1523-1528.
- Coutinho, J., Krättner, H., Sassi, F., Schmid, R. y Sen S. 2008. Amphibolite and Granulite. En Fettes, D. y Desmons, J. (eds) *Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, 244 p., Cambridge.
- Dalla Salda, L. 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 198-209.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. y Cingolani, C. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes* 11: 263-269.
- Dipple, G.M., Wintsch, R.P., y Andrews, M. 1990. Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 645-661.
- Fettes, D. y Desmons, J. 2007. *Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 244 p., Cambridge.
- Friscale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. *Terra Nostra* 16 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium: 39, Bayreuth.
- Friscale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2001. Cinemática de las milonitas del basamento en Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 319-330.
- Friscale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2002. Deformación dúctil en el Cerro Negro, Megacizalla de Azul, Tandilia. 11° Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Resúmenes: 8, Córdoba.
- Friscale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2004. Deformación dúctil en el Cerro Negro, megacizalla de Azul, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 7: 82-88.
- Friscale, M.C., Martínez, F.J., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2005. Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 433-444.
- Friscale, M.C., Dimieri, L., Araujo, V. y Dristas, J. 2010. Mecanismos de deformación en la transición milonitas/*striped gneiss* y milonitas/ultramilonitas en las Sierras de Azul, cratón del Río de la Plata, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 4-18.
- Friscale, M.C., Dimieri, L., Angeletti, M. y Dristas, J. 2012a. Evidencias de múltiples episodios de deformación en la Megacizalla de Azul, Tandilia. 15° Reunión de Tectónica y 14° Taller de Campo, Resúmenes: 55-56, San Juan.
- Friscale, M.C., Dimieri, L., Dristas, J., Araujo, V. y Fortunatti, N. 2012b. Microstructural and geochemical analysis of Paleoproterozoic pseudotachylytes in Río de la Plata craton, Tandiliabelt, Argentina. *Geologica Acta* 10: 85-101.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. de Buenos Aires). *Lemit, Serie 2*, 63: 1-22.
- Goodwin, L.B. y Wenk H-R. 1995. Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *Journal of Structural Geology* 17: 689-707.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-55.
- Handy, M.R. y Stünitz, H. 2002. Strain localization by fracturing and reaction weakening. A mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. En Meer, S., Drury, M.R., de Bresser, J.H.P. y Pennock, G.M. (eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society of London, Special Publications 200:

- 321-342, London.
- Hartmann, L.S., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A. y McNaughton, N.J. 2002. Two Palaeoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by Zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review* 44: 528-543.
- Hippertt, J.F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structural Geology* 20: 175-193.
- Hippertt, J. y Tohver, E. 1999. On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Journal of Structural Geology* 21: 1603-1614.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 8: 831-843.
- Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J.P.P. y Ribot, A. 2001. Early Proterozoic calc-alkaline and middle proterozoic tholeiitic dyke swarms from central-eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology* 42: 2109-2143.
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., Spiers, C.J., Niemeijer, A.R. y Lloyd, G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology* 28: 220-235.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2008. Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 233-243.
- Larrea, M.L., Castro, S.M. y Bjerg, E.A. 2014. A software solution for point counting. Petrographic thin section analysis as a case study. *Arabian Journal of Geosciences* 7: 2981-2989.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 44-52.
- Moine, B., Fortune, J., Moreau, P. y Viguier, F. 1989. Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology* 84: 1398-1416.
- O'Hara, K. 2007. Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: Diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology* 29: 1301-1314.
- O'Hara, K. y Blackburn, W. 1989. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. *Geology* 17: 524-527.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science* 100: 201-220.
- Pankhurst, R.J., Ramos, V.A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 5-13.
- Passchier, C. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p., Berlin.
- Passchier, C.W. y Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8: 831-843.
- Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology* 15: 21-36.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentina. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales* 29: 715-784, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. 2011. The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673-690.
- Stipp, M., Stütnitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Sturm, R. 2004. Volume balancing in ductile shear zones by the quantification of accessory zircon in oriented thin sections. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, Journal of Mineralogy and Geochemistry* 180: 171-191.
- Sturm, R. y Steyrer, H.P. 2003. Use of accessory zircon for the quantification of volume changes in ductile shear zones cutting plutonic rocks. *Chemie der Erde Geochemistry* 63: 31-54.
- Teixeira, W., Pinese, J.P., Iacumin, M., Girardi, V.A., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R. y Heaman, L.M. 2001. Geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, and their role in the paleoproterozoic tectonics. III South American Symposium of Isotope Geology, SENARGEOMIN, Extended abstract CD-Rom: 257-260, Pucón.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina* 195: 81-96.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 265-276.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rosello, E.A. y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Río de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of mylonites and related microstructures*. Springer Verlag, 322 p., Berlin.
- van Staal, C.R., Rogers, N. y Taylor, B.E. 2001. Formation of low-temperature mylonites and phyllonites by alkali-metasomatic weakening of felsic volcanic rocks during progressive, subduction related-deformation. *Journal of Structural Geology* 23: 903-921.
- Vernon, R.H. 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.
- Vernon, R.H. y Clarke, G.L. 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 446 p., New York.
- Wibberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology* 21: 1219-1227.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R. y Kronenberg, A.K. 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research* 100: 13021-13032

Recibido: 11 de diciembre, 2014
Aceptado: 25 de abril, 2015