

PETROGRAFÍA, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL DEL GRANITO DEL CERRO SIEMPRE AMIGOS, SIERRAS DE AZUL, TANDILIA

Melisa ANGELETTI¹, María Cristina FRISICALE¹ y Luis V. DIMIERI¹

¹ INGEOSUR, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Buenos Aires. E-mail: melisa.angeletti@uns.edu.ar

RESUMEN

El cerro Siempre Amigos integra las sierras de Azul, Tandilia, distante 28 km al sur de la ciudad de Azul y 3 km al norte de la megacizalla de Azul, zona de cizalla subvertical donde el basamento se encuentra deformado a milonitas y ultramilonitas. La litología predominante en el cerro Siempre Amigos es un granito paleoproterozoico deformado que en el centro y hacia los bordes se encuentra interdigitado con una roca gnéssica y cuerpos de anfibolitas subverticales de rumbo similar a la foliación milonítica N250°. Todas las rocas presentan rasgos de deformación frágil-dúctil, aunque afectadas con distinta intensidad: anfibolitas y gneises poco deformados y granito llegando a texturas *ribbon mylonite* y *striped gneiss*. Mediante el análisis de microestructuras y de mecanismos de deformación actuantes, la deformación estimada es de grado metamórfico medio a alto, con temperaturas entre 400° a 600°C. El estudio de orientaciones cristalográficas preferenciales de cuarzo da indicios de mecanismos de aplanamiento próximos a los contactos con las rocas gnéssicas, donde se ha generado orientación cristalográfica preferente con marcada simetría, y de componentes de cizallamiento simple hacia el centro de los afloramientos. En cuanto a su geoquímica, se trata de un granito levemente peraluminoso, de ambiente de arco volcánico o sincollisional. Se considera al área de Siempre Amigos, en base a la interpretación de los datos obtenidos, como una zona de transferencia de magma sintectónica que ocurriría dentro de la corteza media a superior en un ambiente de arco magmático con deformación activa.

Palabras clave: *Deformación, arco volcánico, striped gneiss, Cratón del Río de la Plata*

ABSTRACT

Petrography, geochemical characteristics and microstructural analysis of the granite of the Siempre Amigos hill, Azul ranges, Tandilia

The Siempre Amigos hill is part of the Azul ranges, Tandilia. It is located 28 km to the south of the city of Azul and 3 km to the north of the Azul megashear, a subvertical shear zone which basement is deformed to mylonite and ultramytonites. The Siempre Amigos hill predominant lithology is a Paleoproterozoic granite deformed at the center and interdigitated towards the edges with a gneissic rock and amphibolite bodies, with similar subvertical mylonitic foliation N250°. All rocks show evidence of brittle-ductile deformation although they are affected with variable intensity: they are some less deformed amphibolites and gneiss together with granite reaching *ribbon mylonite* to *striped gneiss* textures. Analyzing their microstructure and deformation mechanisms, the deformation can be estimated as medium to high metamorphic grade, with temperatures between 400° to 600°C. The study of preferred crystallographic orientations of quartz gives evidence that there is a crystallographic preferred orientation near to the contacts of the granite with the gneissic rocks, indicating a marked pure shear symmetric deformation, and within the center of the outcrops there is a clear simple shear component. In geochemical terms, the granite is slightly peraluminous and has a volcanic arc syncollisional signature. In summary, the Siempre Amigos area seems to be a syntectonic transfer zone of magma that could happened at middle to upper crust of magmatic arcs with active deformation.

Keywords: *Strain, volcanic arc, striped gneiss, Río de la Plata cratón*

INTRODUCCIÓN

El cerro Siempre Amigos integra las sierras de Azul, y forma parte del Sistema de Tandilia, junto con las sierras de Tandil al este y las Sierras Bayas al oeste. Este cerro dista 28 km aproximadamente al sur de la ciudad de Azul, centro de la provincia de Buenos Aires, y se ubica al este

de la ruta nacional N° 3 (Fig. 1a). El Sistema de Tandilia representa una porción aflorante del Cratón del Río de la Plata (Cingolani 2011). El basamento ígneo-metamórfico del Cratón del Río de la Plata, denominado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975), comprende gneises tonalíticos a graníticos, anfibolitas, migmatitas y granitoides,

con escasos esquistos, mármoles, rocas metavolcánicas y rocas ígneas máficas y ultramáficas, deformados de manera heterogénea (Cingolani 2011 y referencias allí citadas). La zona de estudio de este trabajo se encuentra 3 km al norte de la megacizalla de Azul, zona de cizalla subvertical donde el basamento se encuentra deformado generándose milonitas y ul-

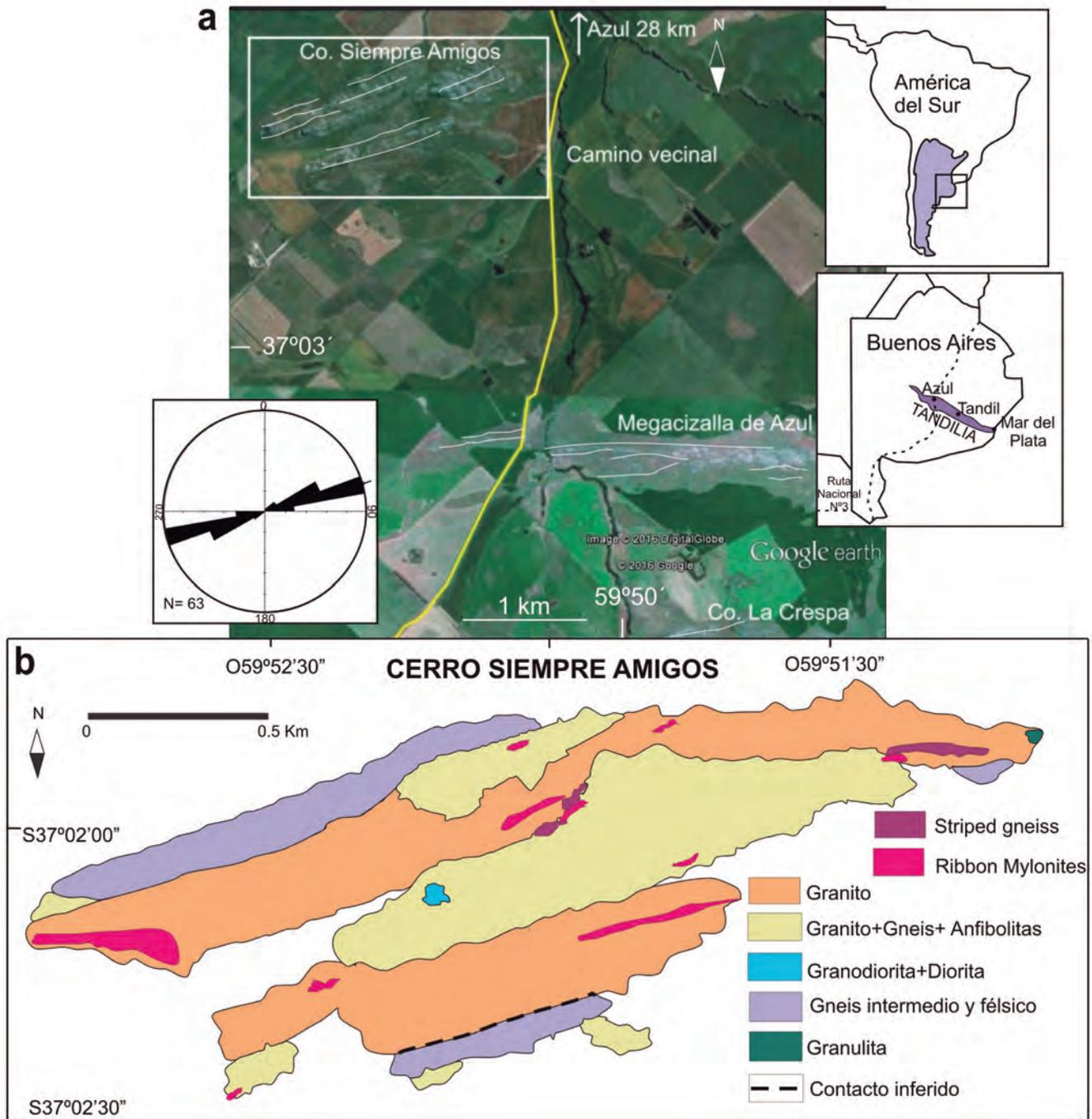


Figura 1: a) Imagen Google Earth regional, mostrando la ubicación de la zona de estudio respecto al cerro La Cressa y la megacizalla de Azul y la orientación de la foliación milonítica en trazo blanco, acompañada por diagrama de rosas; b) Mapa geológico del cerro Siempre Amigos, que muestra también zonas con deformación más intensa, con desarrollo de texturas *ribbon mylonite* y *striped gneiss*.

tramilonitas (Frisicale *et al.* 1999). Este trabajo tiene como objetivo plantear una primera caracterización petrológica y estructural del granito del cerro Siempre Amigos, litología predominante en el área, mediante el estudio de su petrografía y el análisis de las microestructuras

presentes, de los mecanismos de deformación actuantes y de las orientaciones cristalográficas preferenciales de cuarzo. La información obtenida permitió determinar el tipo de deformación, las condiciones de presión y temperatura y la cinemática características de esta zona de

cizalla antigua exhumada. Sumado a esto, el estudio de la geoquímica de roca total de estas rocas graníticas nos aproximó a la comprensión de los ambientes tectónicos donde fueron originadas en tiempos paleoproterozoicos.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

En el basamento de Uruguay y Tandilia se identifican dos unidades geotectónicas principales: una de edad transamazoniana (2,2-1,7 Ga) y otra más joven de edad Precámbrico tardío a Paleozoico temprano, resultado de la evolución del orógeno Brasileño (900-500 Ma) (Dalla Salda *et al.* 1988). Cingolani (2011) interpreta al orógeno Transamazoniano como un escenario tectónico relacionado a acreción juvenil (2,25-2,12 Ga) a lo largo de un margen continental activo, seguido por colisión continental (2,1-2,08 Ga) según los datos U-Pb en circones.

Dalla Salda *et al.* (1988) propone que en Tandilia algunos leucogranitos parecen haber sido desarrollados como resultado de tectónica colisional, asociados a fallas de rumbo y corrimientos, característicos de la situación observada en otros cinturones colisionales. Ramos (1999) también adhiere a esta idea, diciendo que las fajas miloníticas se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires llevando a la consolidación y amalgamamiento del Cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior.

En su trabajo sobre la geología de las sierras de Olavarría y Azul, González Bonorino *et al.* (1956) describen al basamento cristalino formado por rocas metamórficas, granitos, tonalitas y rocas de mezcla (migmatitas), con sus facies miloníticas más o menos extensas y bien desarrolladas. Dalla Salda (1981) y Dalla Salda *et al.* (1992) describen a las sierras de Azul como una zona milonítica producto de tectónica transcurrente en basamento cristalino, de corte dextral y generando estructuras orientadas con rumbo SO-NE en la región. También Dalla Salda *et al.* (2005) caracterizan a las sierras de Azul como integradas por un conjunto de rocas migmatíticas de tipo embrechíticas, que por sectores pasan a rocas de grano fino con evidencias cataclásticas.

Mediante el uso de técnicas isotópicas U-Pb SHRIMP sobre circones de rocas ígneas y metamórficas de las áreas de

Sierras Bayas, Azul, Tandil y Balcarce se determinó la edad de emplazamiento de los granitoides en la secuencia gnéica como transamazoniana, entre 2,2 y 2,0 Ga, y por el método Sm-Nd (edad modelo, TDM) se obtuvo una edad de diferenciación de los protolitos a partir del manto de 2.668 a 2.319 Ma (Cingolani *et al.* 2002, Cingolani 2011). Pankhurst *et al.* (2003) aportaron una edad Sm-Nd para el emplazamiento de los magmas parentales de los granitoides del sector occidental de Tandilia, de 2.140 ± 88 Ma.

En la zona de las sierras de Azul, se realizaron estudios petrológicos de detalle y análisis de deformación, de escala meso y microtectónica. En la parte central de la megacizalla de Azul, en la zona de Boca de la Sierra, al sureste del cerro Siempre Amigos, Frisicale *et al.* (1998, 1999, 2001, 2005), proponen que la megacizalla se habría desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurrancia, bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio, con temperaturas por encima de 400-500°C y presiones de 6 Kbar durante la deformación milonítica. Por otro lado, al suroeste del cerro Siempre Amigos, en el cerro El Peregrino, Frisicale *et al.* (2001) proponen que la deformación se habría producido en un régimen de transición entre el comportamiento frágil y dúctil. Ribot (2000) menciona que la faja milonítica de Azul, zonas de cizalla dúctil, registra movimientos laterales en su mayoría dextrales. Evidencias petrográficas y microestructurales del cerro El Peregrino y la zona Boca de la Sierra-Pablo Acosta, indican que las rocas son principalmente *augen* milonitas a ultramilonitas, de composición granítica mayormente y sugiere, luego del análisis de indicadores cinemáticos como porfiroclastos de feldespato potásico antihorario tipo δ y tipo σ subordinados y otros, que se observó un sentido de cizallamiento interno opuesto. Esto indicaría que el cizallamiento heterogéneo fue un importante proceso durante la deformación, la cual

habría alcanzado al menos condiciones de grado medio, 450°C aproximadamente, seguido por procesos de rehidratación más efectivos en algunas zonas ultramiloníticas. Para el cerro Negro, en el extremo oeste de la megacizalla de Azul, Frisicale *et al.* (2004, 2012b) proponen, mediante el análisis microestructural de milonitas y gneises miloníticos, que la deformación se habría producido dentro del campo de deformación dúctil, en condiciones metamórficas que varían desde facies anfíbolita media a facies granulita. Jorgensen *et al.* (2006, 2008), en el sector noroeste del cerro La Crespa, al sur de Siempre Amigos, señalan que parte de las rocas consideradas como migmatitas por González Bonorino *et al.* (1956) serían granulitas. La deformación aquí se habría producido dentro del campo dúctil, en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en facies anfíbolita superior-granulita inferior y afectó de manera irregular a las rocas presentes (granulitas máficas y félsicas). La Crespa presenta características cinemáticas similares a lo establecido por Frisicale *et al.* (1998, 2001) para distintas localidades de la megacizalla de Azul, donde se proponen procesos de convergencia ortogonal de dirección NNE con predominio de aplastamiento (*flattening*) y escasa componente de transcurrancia para esa megacizalla. En un trabajo posterior, Frisicale *et al.* (2010), señalan la ocurrencia de fajas de *striped gneiss* dentro de *ribbon mylonites* en las zonas de cerro Negro y manantiales de Pereda. Mediante el análisis de los mecanismos de deformación, concluyen que ambas rocas se habrían producido a partir de un protolito común, como respuesta a una variación en el grado de deformación en condiciones metamórficas de anfíbolita a granulita. En la parte oeste de la megacizalla de Azul, más precisamente en el cerro Negro, Frisicale *et al.* (2012a) describen diferentes pulsos, en diferentes niveles corticales, de generación de pseudotaquilitas, indicando que la faja milonítica evolucionó en el tiempo de condiciones de deformación dúctil a frágil, esta última durante el ascen-

so de la zona de cizalla. También en el sector norte del cerro Negro (Frisicale *et al.* 2012b) identificaron una faja de filonitas con dirección E-O, con intensa biotitización de anfíboles y piroxenos de las rocas granulíticas originales y formación de mica blanca a partir de feldespatos. Luego del estudio microtectónico y la observación de varios períodos de pseudotaquilización, la interpretación de la historia de la deformación propuesta por Frisicale *et al.* (2015) para los afloramientos del cerro Negro, durante el Paleoproterozoico, comienza con un evento deformativo D1 de alto grado metamórfico en corteza profunda, facies anfibolitas a granulita, que genera rocas con texturas *striped gneiss* y *ribbon mylonites*, acompañado de eventos sísmicos en condiciones dúctiles, que originaron algunas pseudotaquilitas. A continuación, un evento deformativo D2, produjo la exhumación de la faja de cizalla, en condiciones metamórficas de esquistos verdes, con circulación e infiltración de fluidos, causando metasomatismo potásico y retrogradación de granulitas, favoreciendo la formación de la faja de filonitas del sector norte del cerro Negro. Otro grupo de pseudotaquilitas se formaron durante D2, por eventos sísmicos en condiciones dúctil-frágil (Frisicale *et al.* 2012a). Por último, durante un evento deformativo D3, se habría producido deformación frágil con removilización de fluidos, evidenciada por fracturas y venillas de calcita y clorita en granulitas y filonitas. En cuanto a la edad de la deformación en la megacizalla de Azul, no existen datos. Frisicale *et al.* (2010) y Cingolani (2011) teniendo en cuenta las relaciones de corte entre las zonas de cizalla y los diques toleíticos (1.588 ± 11 Ma, Teixeira *et al.* 2001), señalan que la edad de la deformación estaría entre 1.600 y 2.000 Ma, durante el Paleoproterozoico. Ribot (2000) obtiene edades K-Ar en hornblendas de anfibolitas y migmatitas de la zona de Pablo Acosta, las cuales dieron edades de 2.145 ± 51 Ma y 2.038 ± 29 Ma, respectivamente (Transamazónico). González Bonorino *et al.* (1956)

indican que el cerro Siempre Amigos está compuesto por un granito de grano grueso, color rojo, siendo este trabajo el único donde se menciona la geología de dicha localidad, caracterizada por la presencia de cuarzo concentrado en zonas y notable escasez de minerales máficos. En el granito de Siempre Amigos se obtuvieron 8 análisis de 8 circones con menor evidencia de alteración, también mediante U-Pb SHRIMP, en los cuales la intersección superior en 2.101 ± 220 Ma (MSWD = 336) es compatible con una derivación de un protolito granítico de edad paleoproterozoica (Rhyaciano) descrita en la región (Angeletti *et al.* 2014).

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Se realizó la observación de las rocas y las mesoestructuras en el campo, ayudados por imágenes satelitales y fotos aéreas, y la toma de datos estructurales y muestras de roca orientadas para su posterior análisis e interpretación con el objeto de confeccionar un primer mapa geológico del área (Fig. 1a, b).

La litología observada predominante es un granito deformado que en el centro y hacia los bordes se encuentra interdigitado con una roca gnéisica y cuerpos de anfibolitas subverticales con rumbo similar a la foliación, cuyo espesor en general no supera los 10 cm. Tanto en el borde norte como en el borde sur del cerro Siempre Amigos afloran gneises. Todas las rocas, tanto las graníticas como las gnéisicas, presentan evidencias de haber sufrido deformación frágil-dúctil, si bien no todas han sido afectadas por la deformación con igual intensidad. Las zonas de deformación, cartografiadas en la figura 1b, se reconocieron como fajas cuyas extensiones varían entre 80 a 500 m, y un ancho de 20 km aproximadamente. También se han observado en una zona central, topográficamente más deprimida, un pequeño afloramiento de rocas dioríticas y granodioríticas, sin presentar relaciones claras con el resto de las rocas, y otro pequeño aflora-

miento de granulitas en la zona noreste del cerro.

Características estructurales mesoscópicas

El rasgo estructural más importante es la foliación milonítica de rumbo general N250° e inclinación subvertical y no fueron identificadas lineaciones minerales en los afloramientos de la zona. Las mediciones de la foliación fueron volcadas en un diagrama de rosas (Fig. 1a). Puede observarse claramente en las fotos aéreas de la zona e imágenes satelitales que la orientación general es similar a la del cerro La Crespa (Jorgensen *et al.* 2008), y levemente diferente, hasta un máximo de unos 20° en promedio, a la orientación de la foliación milonítica en la megacizalla de Azul. La foliación del cerro Siempre Amigos se ve especialmente marcada por la orientación de las cintas de cuarzo en las rocas graníticas (Fig. 2a). Las rocas presentan una deformación que varía en intensidad, evidenciada por una foliación más marcada en determinados sectores, como en las fajas ultramiloníticas en los afloramientos gnéisicos (Fig. 2b). En la zona sur del área estudiada, las rocas gnéisicas milonitizadas, con inyecciones de granito rojizo, presentan escasos porfiroclastos de feldespato potásico de 1 cm de diámetro aproximadamente, con colas simétricas y asimétricas, que configuran indicadores cinemáticos, algunos tipo σ , con sentido de desplazamiento inverso sinistral (Figs. 2c, d) o ascenso del bloque norte. Estos indicadores cinemáticos son escasos y no han sido identificados otros tipos.

ANÁLISIS PETROGRÁFICO MICROESTRUCTURAL

Al microscopio se realizó el análisis petrográfico y microestructural, que nos indica los mecanismos de deformación que actuaron en cada mineral y permitió identificar diferencias en los estilos de deformación del granito y de la migmatita y nos condujo a estimar las condiciones metamórficas predominantes de

la deformación. La heterogeneidad de la deformación se refleja, no sólo en las microestructuras de los minerales presentes, sino también en el arreglo textural de la roca. Por eso mismo, primero se realiza una descripción del granito en cuanto a su mineralogía y luego según su textura ligada a su grado de deformación. También a continuación se describen el resto de las rocas presentes en el área.

Granito

La composición más frecuente está dada por la siguiente asociación mineralógica: cuarzo (50%), feldespato potásico (30%), tanto microclino como feldespato perítico, plagioclasa (15%), y como único maftito, biotita (5%). El tamaño medio de los cristales es de 300 µm. Las microestructuras y arreglos texturales están presentes de forma más notoria en los minerales félsicos, como por ejemplo, la formación de cintas de cuarzo ó la presencia de porfiroclastos de feldespato potásico ó plagioclasa, lo cual es determinante para interpretar la variación en la intensidad de la deformación. Cabe mencionar la presencia de escasa muscovita primaria y en sitios aislados (en la zona noreste), la ocurrencia de porfiroclastos de granate. Estos se presentan incluyendo cristales de cuarzo y feldespato pertenecientes a la matriz del granito, y son de color rosado muy tenue, de formas subhedrales, y no presentan zonación. Sólo en afloramientos de la zona noreste se han reconocido escasos cristales de hornblenda, asociada a biotita y en ocasiones, constituyendo porfiroclastos.

Como minerales accesorios más comunes se reconoce allanita y circón. La allanita en ocasiones se presenta agrupada en sectores, como cristales bastante grandes, prismáticos con bordes redondeados, de color anaranjado característico, algunos con zonación. Se reconocen allanitas ópticamente isótropas, las cuales son metamícticas, es decir que poseen forma cristalina externa, pero su red cristalina ha sido destruida por la emisión de elementos radiactivos. Los

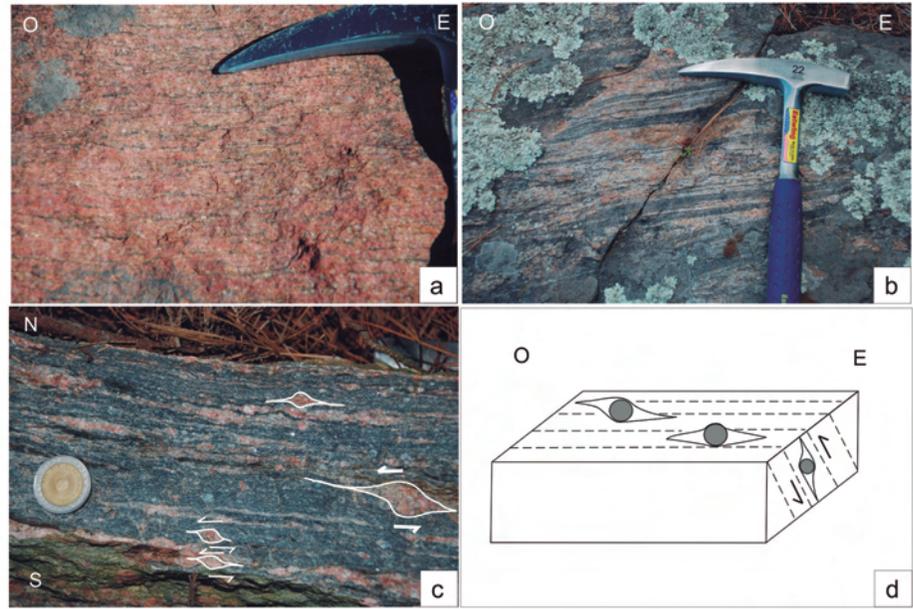


Figura 2: a) Cintas de cuarzo en granito rojizo, litología predominante de la zona, marcan la foliación milonítica; b) Fajas ultramiloníticas en los afloramientos gnéissicos, con foliación más marcada; c) Rocas gnéissicas milonitizadas, con porfiroclastos de feldespato potásico de 1 cm de diámetro aproximadamente, con colas simétricas y asimétricas. Se muestran algunos indicadores cinemáticos con sentido de desplazamiento sinistral, orientados en la foliación principal; d) Block diagrama reconstruyendo el afloramiento de la imagen anterior. Se observan escasos indicadores cinemáticos que apuntan a un sentido de movimiento top to the south vistos en un plano vertical perpendicular a la foliación milonítica, además de algunos indicadores con desplazamiento sinistral, en un plano horizontal perpendicular a la foliación.

circones aparecen como cristales prismáticos, algo redondeados, grandes, en algunos casos con zonación, levemente castaños, con aspecto sucio. Completan las fases accesorias apatito y minerales opacos, estos últimos pseudocúbicos, usualmente asociados a biotita ó en ocasiones anhedrales e intersticiales ó en pequeñas venillas. En algunos cristales de feldespato potásico y de plagioclasa, es muy intensa la alteración sericítica, donde pueden reconocerse algunos cristales de muscovita secundaria, y es menos frecuente el epidoto, usualmente en los planos de clivaje de la biotita. Se ha identificado biotita alterada a clorita en mucha menor proporción. Se observaron venillas de calcita en zonas localizadas, atravesando toda la muestra, representando un evento posterior. Según lo dicho anteriormente, la deformación en esta zona ha sido heterogénea, por lo tanto se pueden diferenciar granitos protomiloníticos con foliación incipiente, milonitas en cinta (*ribbon mylonite*) y granito altamente defor-

mado (*striped gneiss*). Las dimensiones de los afloramientos de este tipo de rocas se encuentran expuestas en el mapa de la figura 1b, y fueron descritas previamente. Las *ribbon mylonite* (Passchier y Trouw 2005) son milonitas de alto grado metamórfico que pueden reconocerse por la presencia de cintas elongadas de cuarzo recrystalizados y algunos porfiroclastos mayores de feldespato. Los *striped gneiss* (Passchier y Trouw 2005), por su parte, poseen una alternancia de cintas de cuarzo y de feldespato recrystalizado constituyendo una matriz. Como se mencionó previamente, en un pequeño afloramiento en la zona central (Fig. 1), existen otras rocas félsicas como granodioritas y dioritas, donde se ven agregados de cuarzo, en parte formando incipientes cintas, grandes porfiroclastos de plagioclasa y feldespato potásico que alcanzan hasta los 2 cm de largo por 1 cm de ancho, donde los primeros presentan maclas curvadas y los segundos pertitas en llamas y algunos contactos mirmequíticos. Los cristales de biotita están orientados con la foliación y

asociados a minerales opacos. El resto de la roca está formada por matriz recristalizada de feldespatos y cuarzo, de tamaño de grano promedio de 100 μm , con textura poligonal. Como minerales accesorios están presentes minerales opacos, allanita, apatito y circón.

Protomilonitas: Las rocas protomiloníticas presentan cierta foliación incipiente y poseen una textura granular de grado fino a medio. Los cristales de cuarzo presentan algunas evidencias de deformación, en general son equigranulares, con desarrollo de contactos lobulados o bulging, algunos con extinción ondulante y formación de subgranos. Se observan escasos contactos poligonales entre los minerales félsicos de tamaño de grano más pequeños. Los feldespatos presentan pertitas en llamas, escasas maclas deformadas y extinción ondulante. La biotita se presenta levemente curvada.

Ribbon mylonite: En las *ribbon mylonite*, tanto la plagioclasa como el microclino y feldespato pertítico se presentan como porfiroclastos elongados a veces con formas abudinas o microboudinage en el sentido de la foliación. Las plagioclasas muestran maclas curvadas y de deformación y los cristales de feldespato potásico poseen algunos contactos mirmequíticos. En algunos casos, los cristales mayores de feldespato pertítico presentan pertitas en llamas. Se puede observar alrededor de los mismos el desarrollo de una textura núcleo-manto (Fig. 3a). Algunos porfiroclastos están rotados y en otros casos poseen colas simétricas formadas por cuarzo y feldespato. El sentido de desplazamiento dado por los porfiroclastos rotados vistos al microscopio no posee una tendencia clara en la mayoría de los casos. Por otro lado, el alargamiento de algunos porfiroclastos vistos en secciones delgadas orientadas paralelas a la horizontal indicaría una extensión en dirección ENE-OSO paralela a la foliación milonítica.

Los cristales de cuarzo forman cintas bastante desarrolladas, policristalinas, de tipo 3 y tipo 4 (Boullier y Bouchez 1978), las cuales se curvan adaptándose a la forma de los porfiroclastos (Figs. 3a, b). Los

contactos entre los cristales de cuarzo de las cintas son lobulados, algunos con marcada extinción ondulante, bandas de deformación y desarrollo de subgranos. El cuarzo de las cintas presenta numerosos trenes paralelos de inclusiones fluidas muy pequeñas que atraviesan el cristal en forma perpendicular a las cintas y, por ende, a la foliación. Se identificaron algunos minerales tipo fish de feldespato potásico, algunos en el interior de cristales de cuarzo y entre cristales de cuarzo alineados formando cintas (Fig. 3c).

Los espacios entre las cintas de cuarzo y los porfiroclastos están ocupados por microclino, plagioclasa y cuarzo recristalizado, de grano muy fino, entre 50 a 100 μm , presentando una textura poligonal con contactos rectos y a 120° entre los granos. En otros casos, la matriz con textura poligonal se combina con una textura de granulación, con cristales redondeados y tamaño de grano muy fino, formada por estos mismos minerales. La biotita se localiza agrupada en sectores, con signos de deformación como curvamiento de clivaje y pliegues kink en algunos casos.

En algunas muestras se observó la presencia de cristales aislados de cuarzo, anhedrales, con deformación intracristalina evidenciada por extinciones tipo “tablero de ajedrez”, propias de temperaturas mayores a 700° C (Passchier y Trouw 2005).

Striped gneiss: En las rocas más intensamente deformadas, *striped gneiss*, los cristales de cuarzo se presentan orientados en cintas policristalinas tipo 3 (Boullier y Bouchez 1978) bien desarrolladas, continuas y con marcado contraste de tamaño entre los cristales que la forman y la matriz (Fig. 3d). En forma muy aislada se observan porfiroclastos de grano medio de feldespato potásico y plagioclasa con alteración sericitica. Los cristales de feldespato potásico presentan pertitas en llamas, mientras que las plagioclasas muestran maclas de deformación y maclas deformadas. La matriz está formada por cristales de microclino, plagioclasa y cuarzo con textura poligonal. Se observan algunos minerales tipo fish, de microclino, entre cristales de cuarzo que forman parte de las cintas. La biotita se ve

en ocasiones orientada en planos siguiendo la foliación y otras veces agrupada sin orientación alguna, asociada muchas veces a los minerales opacos. La muscovita es de grano muy fino y se encuentra en parte orientada entre las cintas de cuarzo. Posiblemente, parte de la muscovita esté recristalizada, ya que está orientada y normalmente recristaliza a temperaturas más bajas que la plagioclasa y el feldespato potásico.

Entre *striped gneiss* y *ribbon mylonites* se observan rocas de transición, de acuerdo a la mayor o menor proporción de porfiroclastos y cintas de cuarzo, con el consecuente aumento ó disminución de este mineral en la matriz.

Gneises

Los gneises presentan también rasgos de milonitización. Se trata de rocas de textura bandeada donde los minerales máficos, hornblenda (15%) y biotita (10%), definen el bandeo junto con el alargamiento de minerales félsicos, feldespato pertítico y microclino (30%) y plagioclasa (15%), paralelos a la foliación. El cuarzo (30%) muestra microtexturas de deformación, con extinción ondulante en parte con bandas de deformación, bulging, formación de subgranos y en algunos casos desarrolla incipientes cintas poco continuas, policristalinas, que siguen la foliación y se adaptan a la forma de los porfiroclastos. Los porfiroclastos de plagioclasa y feldespato potásico poseen formas abudinas y algunos desarrollan incipientes texturas núcleo-manto. Las plagioclasas presentan maclas curvadas y maclas de deformación y los cristales de feldespato potásico muestran pertitas en llamas. En algunos casos, se encuentran presentes acompañando a los minerales máficos escasos ortopiroxenos levemente elongados y curvados (Fig. 3e). La hornblenda se asocia al piroxeno por retrogradación y en algunos casos desarrolla también una incipiente textura núcleo-manto (Fig. 3f).

Anfibolitas

En las zonas centrales, donde el gneis se encuentra interdigitado con el granito,

también afloran los mencionados cuerpos de anfibolitas. La anfibolita es una roca de grano muy fino y bastante homogéneo, donde la foliación está marcada por la orientación de la biotita y la hornblenda. Presenta abundante hornblenda (45%), biotita (20%), plagioclasa (25%) y cuarzo (10%), y como minerales accesorios titanita, apatito y escasos circones pequeños. Se observan pequeños cristales de epidoto orientados a lo largo del clivaje de la biotita. En general, la roca está poco alterada. Los minerales no muestran rasgos de haber sufrido deformación muy intensa, algunas plagioclasas presentan maclas de deformación, extinción ondulante, algunos contactos mirmequíticos entre porfiroblastos y en algunos sectores la matriz muestra texturas poligonales.

Granulitas

Las rocas granulíticas del pequeño afloramiento en la zona sur, están compuestas por plagioclasa (45%), ortopiroxeno (23%), clinopiroxeno (2%), feldespato potásico (7%), cuarzo (4%), biotita (18%), granate (1%). Si bien es una roca de grano fino en general homogénea, tiene evidencias de deformación, se ve una cierta foliación marcada principalmente por la orientación de los cristales de biotita. Existen incipientes microestructuras tipo núcleo-manto con maclas deformadas y de deformación en plagioclasa, biotitas algo flexuradas, piroxenos fracturados, cuarzo con extinción ondulosa y bordes algo lobulados. Algunas plagioclasas y feldespatos potásicos muestran alteración sericítica. Los granates engloban cristales de biotita, cuarzo, plagioclasa. Los minerales accesorios son apatito, algo de titanita y minerales opacos.

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

En las rocas protomiloníticas, además de la incipiente foliación, los rasgos de deformación son escasos, sólo se ven reflejados en las microtexturas del cuarzo y del feldespato. El cuarzo muestra mecanismos de deformación intracris-

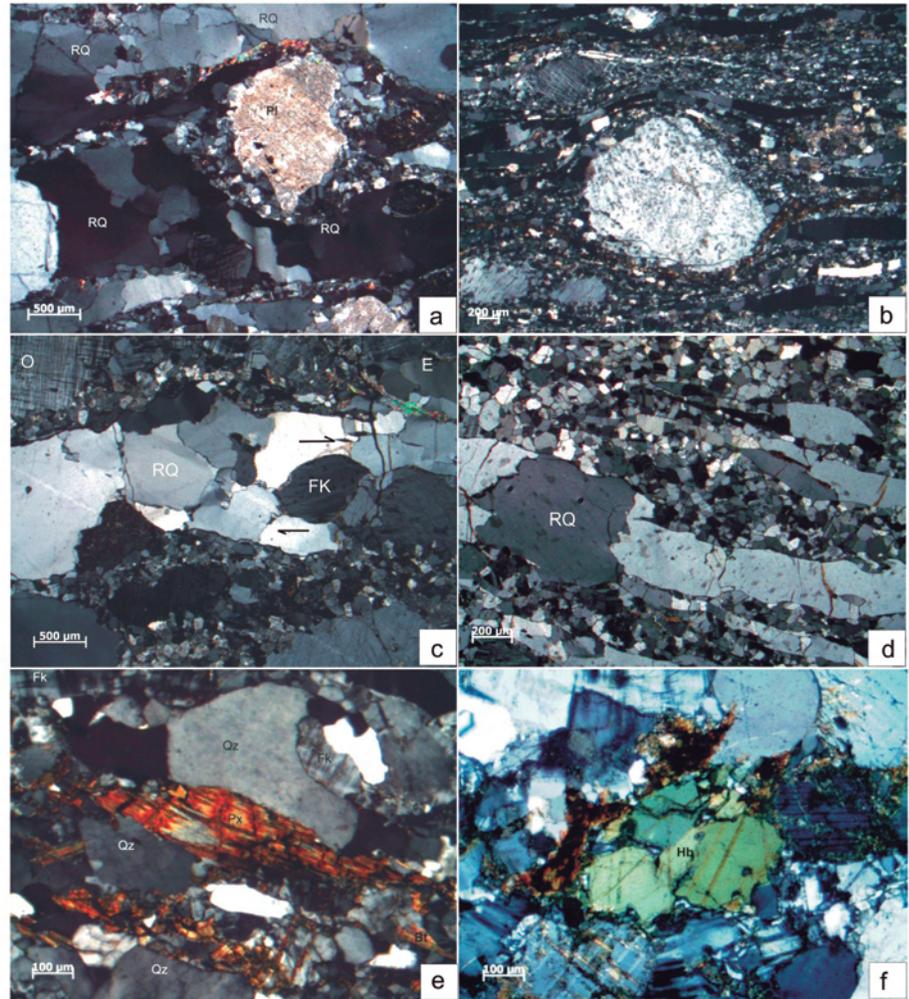


Figura 3: Microfotografías con nicoles cruzados de granito y gneis con diferente grado de deformación. a) Granito con textura ribbon mylonite, con cintas de cuarzo (RQ) orientadas según la foliación. Porfiroclasto de plagioclasa (Pl) con desarrollo de textura núcleo-manto y abundante alteración sericítica; b) Textura ribbon mylonite en granito, muy desarrollada, con porfiroclastos de feldespato, algo abudinandos en el sentido de la foliación, cintas de cuarzo tipo 3 curvadas siguiendo la forma del porfiroclasto. Matriz cuarzo feldespática, con textura poligonal y microgranular; c) Fish de feldespato potásico (FK) dentro de cinta de cuarzo (RQ), indicando en este caso un sentido de cizalla dextral; d) Granito striped gneiss mostrando cintas de cuarzo tipo 3 muy desarrolladas (RQ), ausencia de porfiroclastos de feldespato, y cuarzo y feldespato constituyendo una matriz recrystalizada con textura poligonal entre las cintas; e) Cristal de piroxeno (Px), en este caso ortopiroxeno, levemente curvado, presente en roca gnéisica. Acompañan biotita (Bt) y en los dominios félsicos, cuarzo (Qz) y feldespato potásico (FK), en ocasiones microclino; f) Porfiroclasto de hornblenda (Hb) con desarrollo de textura núcleo-manto en roca gnéisica.

talina, con extinción ondulosa, bulging, producto del cual se observan bordes de cristales lobulados, y en menor medida recrystalización dinámica por rotación de subgranos. Los feldespatos muestran pertitas en llamas, maclas curvadas y extinción ondulosa, productos de mecanismos como microfracturación interna, acompañada por deslizamiento de dislocaciones (Passchier y Trouw 2005). Estas rocas habrían sido afectadas por

mecanismos de deformación propios de condiciones de bajo grado (300-400°C). Los granitos con texturas *striped gneiss* y las *ribbon mylonites*, según Passchier y Trouw (2005), son rocas de zonas de cizalla de alto grado y de baja tasa de deformación, donde las milonitas se reorganizan con el desarrollo de cintas de cuarzo y algunos porfiroclastos. El microboudinage que muestran los porfiroclastos, tanto de plagioclasa como de feldespa-

to potásico, estaría originado por deformación intracrystalina (Hanmer 2000). Los mecanismos de deformación que originaron las microestructuras núcleo-manto observadas en porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa presentes en las *ribbon mylonites*, según Passchier y Trouw (2005) son recristalización por bulging y rotación de subgranos, equivalente a régimen 1 y 2 de Hirth y Tullis (1992). La presencia de contactos mirmecúiticos en los bordes de porfiroclastos de feldespatos, también indican la ocurrencia de ambos mecanismos de deformación: recristalización por rotación de subgrano y migración de borde de grano, propios de condiciones de medio a alto grado (más de 500°C) (Passchier y Trouw 2005). Las cintas de cuarzo, con bordes rectos y forma rectangular, presentes en ambas texturas, más desarrolladas en las *striped gneiss* que en las *ribbon mylonites*, según Hippertt *et al.* (2001) se formarían por un proceso de migración de borde de grano en ambientes metamórficos de alto grado, donde granos de cuarzo dispersos son continuamente estirados y segregados por procesos cristaloplásticos. Los cristales de feldespato tipo fish en una matriz cuarzo feldespática, se formarían por deformación intracrystalina, asistidos posiblemente por recristalización dinámica a lo largo de los bordes, en rocas deformadas en condiciones de alto grado metamórfico (ten Grotenhuis *et al.* 2003, Passchier y Trouw 2005).

Los porfiroclastos de hornblenda presentes en las rocas migmatíticas, también desarrollan en ocasiones texturas núcleo-manto. Según Passchier y Trouw (2005 y referencias allí citadas), para desarrollar estas microtexturas, los anfíboles son asistidos por mecanismos de deformación frágil, es decir fracturación, a una temperatura entre 650° y 700° C, y con recristalización dinámica involucrada, aunque es más probable que sean originados por fracturación acompañada de disolución y precipitación. En cuanto a los piroxenos, presentes en las granulitas, sólo se ven fracturados en algunos casos.

Por último, los cristales de cuarzos con extinción tipo “tablero de ajedrez” presentes en los granitos, responden a mecanismos de deslizamiento basal y prismático, en condiciones de alto grado mayores a 700°C (Stipp *et al.* 2002). Probablemente, estos mecanismos actuaron durante la cristalización de la roca en las últimas etapas de su emplazamiento, ya que son temperaturas claramente superiores a las condiciones de deformación descriptas para el resto de las microestructuras presentes en los minerales de las rocas del área.

ORIENTACIONES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENTES

En la mayor parte de las rocas deformadas los cristales muestran un arreglo sistemático u orientación preferencial de las celdas cristalinas, y se dice que tales rocas tienen una orientación cristalográfica preferencial para un mineral determinado (Passchier y Trouw 2005). Los cristales que poseen formas planares o elongadas en una dirección cristalográfica particular, como las micas o los anfíboles, tienen una orientación cristalina preferente fácil de reconocer ya que se disponen paralelos a la foliación. En cambio, en minerales como el cuarzo o la calcita, es más difícil de reconocer la presencia de orientaciones preferenciales, y se deben utilizar técnicas complementarias para reconocer estas orientaciones.

Tanto las microestructuras de cuarzo como las orientaciones cristalográficas preferenciales de cuarzo son utilizadas frecuentemente para comprender la cinemática de la deformación y para inferir las condiciones ambientales de presión y temperatura operantes en zonas de cizalla antiguas exhumadas.

En nuestro caso, se utilizó el método de la medida de la orientación de los ejes c del cuarzo por medio de la platina universal de 4 ejes, que consiste en una serie de anillos que pueden girar independientemente unos de otros, y permite rotar una sección delgada en un amplio

rango de orientaciones. Se utilizaron 4 muestras orientadas del granito del cerro Siempre Amigos, de un perfil casi normal a la foliación milonítica, con la finalidad de analizar las características de la deformación y sus variaciones. Las muestras elegidas presentan diferente grado de deformación, con texturas desde protomilonita, hasta una transición entre *ribbon mylonite* y *striped gneiss*. Las mismas se seleccionaron teniendo en cuenta ciertas características que deben poseer los granos para su evaluación. De esta manera, se eligieron aquellos granos que presentan una deformación interna (extinción ondulante) baja y cuyo tamaño es mayor de 50 µm. El tamaño de los granos recristalizados es bastante homogéneo en cada una de las muestras analizadas. En cada muestra se midió la orientación del eje c de 100 granos individuales y de aquellos que forman parte de una cinta (*ribbon quartz*). Los resultados obtenidos pueden verse en la figura 4, donde se muestran los diagramas de densidad y su respectiva ubicación en el perfil y donde la línea de trazos punteada dentro de los diagramas representa la orientación de la foliación milonítica. Todas las muestras poseen la misma orientación, normal a la foliación milonítica y horizontal a subhorizontal al terreno.

Se puede apreciar que el diagrama de la muestra 01270404, ubicada en el borde NNO de los afloramientos, sumado al diagrama de la muestra 13031105, ubicada en el borde SSE, muestran un arreglo de ejes c de cuarzo con cierta simetría respecto de la foliación milonítica, dando una idea de la predominancia de deformación coaxial (Nicolas y Poirier 1976, Lister y Hobbs 1980, Twiss y Moores 1992, Passchier y Trouw 2005). Entre las muestras 05270404 y 13031105, donde aflora el granito intercalado con rocas gnéissicas y anfíbolitas, no se pudieron seleccionar muestras para realizar las mediciones y los diagramas correspondientes, ya que los granos de cuarzo no cumplían con los requisitos especificados anteriormente para ello. Por lo tanto, se decidió agregar las me-

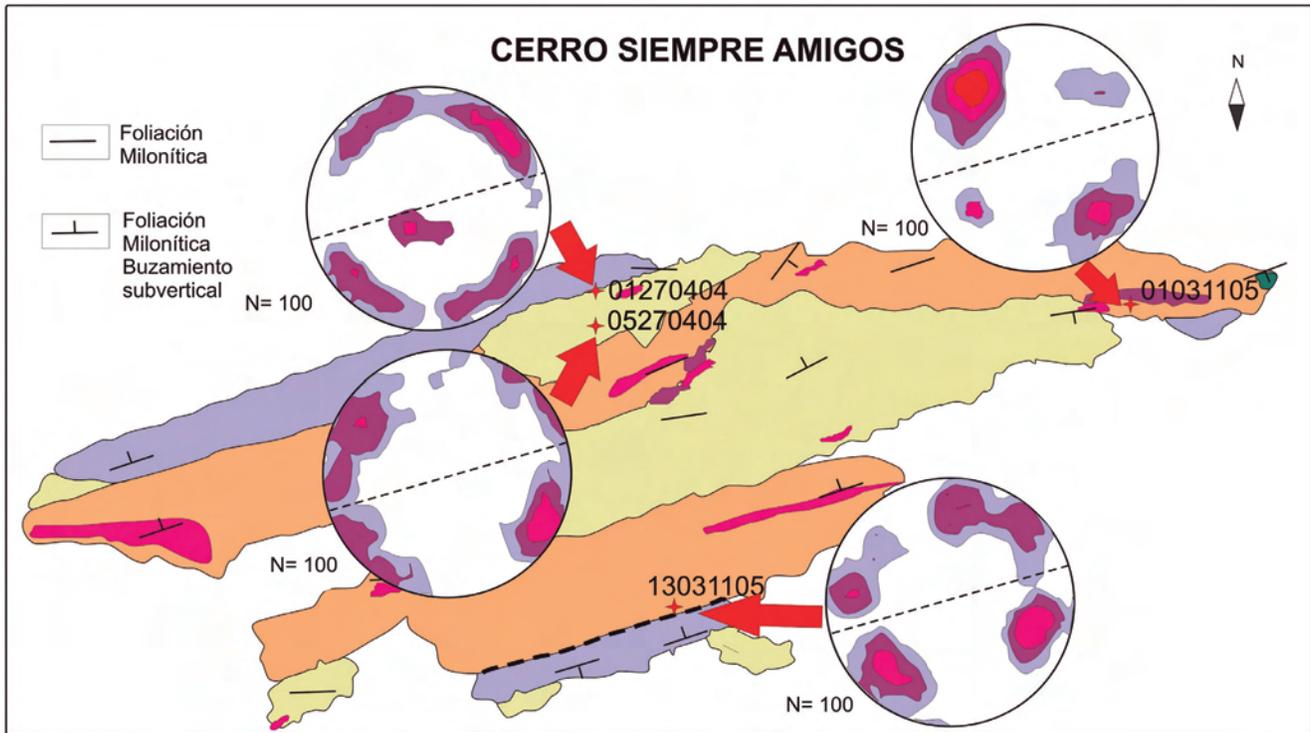


Figura 4: Diagramas de densidad de orientaciones de eje c de cuarzo mostrando su ubicación en el área de estudio. Hemisferio inferior, secciones XZ. La foliación milonítica se indica en los diagramas con una línea negra punteada, con orientación NE.

diciones de la muestra 01031105 a este análisis, ya que, si bien se encuentra en el extremo NE, está ubicada en línea con las zonas centrales de la faja de afloramientos del cerro Siempre Amigos. Si, de esta manera, comparamos con el diagrama de la muestra 01031105, la misma presenta una menor asimetría respecto a los diagramas de las restantes muestras. Esta menor asimetría indica que en el sector central de la faja de afloramientos del cerro Siempre Amigos predominan movimientos no coaxiales con sentido de cizalla izquierda. En cuanto al diagrama de la muestra 05270404, se observa algo de asimetría, mostrando una geometría bastante similar a la muestra 01031105 en el NE de la faja, por lo que podemos inferir que en este punto, estaríamos en una zona de transición hacia el centro, donde predominan movimientos no coaxiales y sinestrales. En general, podemos decir que hay variaciones en el grado de simetría de la orientación cristalográfica preferente, lo cual podría sugerir que los mecanismos de aplanamiento se destacan próximos

a los contactos con las rocas gnéicas, donde se ha generado orientación cristalográfica preferente con marcada simetría, y que habría componentes de cizallamiento simple hacia el centro de los afloramientos.

GEOQUÍMICA

Se realizaron 12 análisis químicos en muestras representativas del granito, sobre roca total, de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, con el empleo de técnicas de fusión ICP en laboratorios ACT-LABS, Canadá (Cuadro 1). Los gráficos presentados en las figuras 5 y 6 fueron realizados con el programa IGPET. Cabe la aclaración que se parte del supuesto que no hay cambios en la composición química del granito a pesar de la deformación, lo cual no necesariamente es así. En el diagrama triangular An-Ab-Or, composición molecular normativa, de Barker (1979), fueron graficados los análisis obtenidos clasificando a la roca como un granito (Fig. 5a). Se trataría de un granito levemente pe-

raluminoso, con valores de ASI entre 1,0 y 1,1, muy cercano al límite de granitos metaluminosos, obteniendo esta clasificación en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) utilizando los índices de Shand (1949) (Fig. 5b). En el diagrama multicatómico de Batchelor y Bowden (1985) para discriminar ambientes tectónicos de los granitos, las muestras caen entre los campos de granitos sincolisionales y postorogénicos (Fig. 6a).

Existen variaciones composicionales en función del grado o tipo de deformación, aunque no fueron consideradas al realizar las clasificaciones anteriores. En la tabla 1, se indica junto al análisis de cada muestra, la textura que le corresponde y a su vez, el grado de deformación de la misma. Puede observarse una disminución en los contenidos de potasio desde 5,66 en granito protomilonítico a 3,85 y 4,4 en rocas con mayor grado de deformación, a la vez que se produce un aumento de calcio desde 0,38 en protomilonitas a 0,87 en rocas con textura *striped gneiss*. Estas variaciones podrían considerarse evidencia de circulación de

CUADRO 1: Resultados de los análisis geoquímicos mayoritarios y trazas expresados en porcentaje en peso y ppm, respectivamente, correspondientes a muestras de granito.

Nº Muestra Grado de deformación	0527 PM	0627 RM	0727 SG	0827 RM	1003 SG	0205 SG	0106 PM	0406 RM	1106 RM	1606 RM	0407 PM	0507 PM
SiO ₂	77,21	77,66	77,98	75,55	73,74	74,06	74,55	75,09	78,04	78,67	74,81	77,24
Al ₂ O ₃	12,37	11,57	11,64	12,74	14,56	13,32	12,88	13,42	12	11,68	13,24	12,18
FeOT	0,88	0,88	1,27	1,36	0,82	1,84	2,35	1,25	1,22	0,74	1,46	1,35
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,63	0,15	0,03	0,12	0,1	0,02	0,05
CaO	0,44	0,47	0,55	0,36	0,87	0,7	1,18	0,54	0,68	0,59	0,38	0,62
Na ₂ O	3,37	2,91	3,19	2,71	4,17	3,67	2,46	3,28	3,49	2,94	3,36	3,53
K ₂ O	4,95	5,16	4,59	6,05	4,86	4,4	5,1	5,64	3,85	4,71	5,66	4,39
TiO ₂	0,07	0,08	0,04	0,03	0,01	0,15	0,18	0,1	0,02	0,06	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
LOI	0,5	1,0	0,5	1	0,8	0,9	0,5	0,5	0,4	0,4	0,9	0,4
Total	99,84	99,82	99,82	99,88	99,90	99,71	99,43	99,86	99,85	99,90	99,87	99,91
PPm												
Rb	161,8	176,2	233,4	205,1	264,1	113,8	137,5	223,5	158,9	132	227,8	232,8
Y	3,6	3,7	30,7	14	12,4	4,8	13,9	2,1	4,3	1,6	13,7	100,9
Nb	1,8	1,3	3,3	0,6	0,5	7,9	5,7	5,8	2,1	0,9	2,6	2,2

Debajo del número de muestra está indicado el grado de deformación de la roca analizada. Abreviaturas: PM: Protomilonita, RM: *Ribbon mylonite*, SG: *Striped gneiss*.

fluidos ocurrida probablemente durante la deformación milonítica. Sólo en una muestra, la 0106, no se observan las variaciones descriptas, ya que esta corresponde a un granito con granate.

Respecto a los elementos traza, se volcaron los datos obtenidos en el diagrama Nb vs. Y de Pearce *et al.* (1984), e indican que se trataría de un granito sin-colisional ya que la mayoría de las rocas caen en este campo (Fig. 6b).

DISCUSIÓN

Como consideraciones finales se comenzará analizando la microdeformación y los mecanismos de deformación actuantes, retomando aspectos que fueron discutidos en Angeletti *et al.* (2014), para poder aproximar las condiciones de la milonitización de la zona. Pryer (1993) sugiere una temperatura mayor a 550°C, para los mecanismos de recrystalización dinámica por rotación de subgranos o migración de bordes de grano, actuantes en el desarrollo de texturas tipo núcleo-manto en feldespatos y plagioclasas. Respecto a las cintas de cuarzo tipo 3 y 4, según Boullier y Bouchez (1978), su formación ocurriría a una temperatura

superior a los 400°C. Stipp *et al.* (2002) establecen que la recrystalización por rotación de subgrano en cuarzo es dominante en un rango de temperaturas entre 400° y 500°C y la migración de borde de grano en un rango entre 500° y 700°C. Por todo esto, podemos estimar que en la zona de Siempre Amigos, esta deformación milonítica es de grado metamórfico medio a alto, con una temperatura entre 400° y 600°C, algo menor a la indicada por Jorgensen *et al.* (2008) para la zona de la Crespa y por Frisicale *et al.* (2010) para algunos sectores de la megacizalla de Azul, como cerro Negro y manantiales de Pereda. En el caso del área de La Crespa, la deformación ocurrida dentro del campo dúctil en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en facies anfíbolita superior-granulita inferior, fue determinada por Jorgensen *et al.* (2008) teniendo en cuenta los mecanismos de deformación observados: recrystalización dinámica de feldespatos, piroxenos, anfíboles, biotita y cuarzo; elongación de piroxenos y desarrollo de microboudinage. A diferencia de las rocas del cerro Siempre Amigos, y a pesar de que los protolitos de las rocas deformadas son considerados granulitas en el

cerro La Crespa, las escasas rocas gnéicas con cristales de piroxenos no desarrollaron elongación, recrystalización dinámica, ni microboudinage, aunque si se observaron algo curvados. Frisicale *et al.* (2010), por otro lado, para la megacizalla de Azul, en las zonas de Cerro Negro y manantiales de Pereda, estimaron las condiciones metamórficas de anfíbolita a granulita mediante el análisis de los mecanismos de deformación, los cuales son similares a los que actuaron en las rocas de la zona de La Crespa. Además, mencionan la recrystalización por migración de borde de grano en el cuarzo entre los 550 y 700°C, la cual genera granos recrystalizados en las cintas de cuarzo que llegan hasta los 4 mm de largo, mayores a los cristales de cuarzo de las cintas en los *stripped gneiss* del cerro Siempre Amigos. Si bien la geocronología de la milonitización de la megacizalla de Azul no ha sido obtenida y está actualmente bajo estudio, se obtuvo una edad de 2.101 ± 220 Ma que fue interpretada como correspondiente a la cristalización del granito (Angeletti *et al.* 2014). A pesar de los leves cambios en la orientación de la foliación milonítica de ambas zonas, consideramos que probablemente

toda la zona incluyendo el cerro La Crespa, forma parte del mismo proceso tectónico ya que presenta similares rasgos de milonitización. En cuanto a los cristales de cuarzo aislados con extinción en “tablero de ajedrez”, se asocian a mecanismos de deformación que actuaron en condiciones submagmáticas mayores a 700°C, probablemente en el momento en que fue emplazado el cuerpo granítico. A pesar de que no hay mayores evidencias de microestructuras submagmáticas, es difícil su reconocimiento debido a que están enmascaradas por las microestructuras posteriores producto de la deformación milonítica.

Otro aspecto a considerar es la diferencia en las microestructuras presentes en las rocas máficas y las rocas félsicas. Las primeras, representadas principalmente por anfibolitas, e incluyendo en este grupo gneises y granulitas, muestran escasas evidencias de deformación comparado con las microestructuras presentes en el granito, litología predominante en el área, cuyos mecanismos de deformación fueron analizados previamente. Esto se debería a las altas proporciones de minerales relativamente débiles, como por ejemplo cuarzo y biotita, en las rocas félsicas, en comparación con el predominio de minerales resistentes ante la deformación, como hornblenda y plagioclasa en las rocas más máficas (Vernon *et al.* 2012).

También es destacable la diferencia en las orientaciones cristalográficas de los ejes c de cuarzo obtenidas por el análisis de los diagramas de densidad de las mediciones realizadas. Los mecanismos de aplanamiento parecen destacarse próximos a los contactos del granito con las rocas gnéissicas, donde se ha generado una orientación cristalográfica preferente con marcada simetría, y componentes de cizallamiento simple, se darían hacia el centro de los afloramientos. Bhattacharya y Weber. (2004) en un área ubicada al noroeste del Himalaya en la India, obtienen patrones de las fábricas de eje c y a de cuarzo que muestran la coexistencia de dos dominios de deformación principal: uno que responde a una defor-

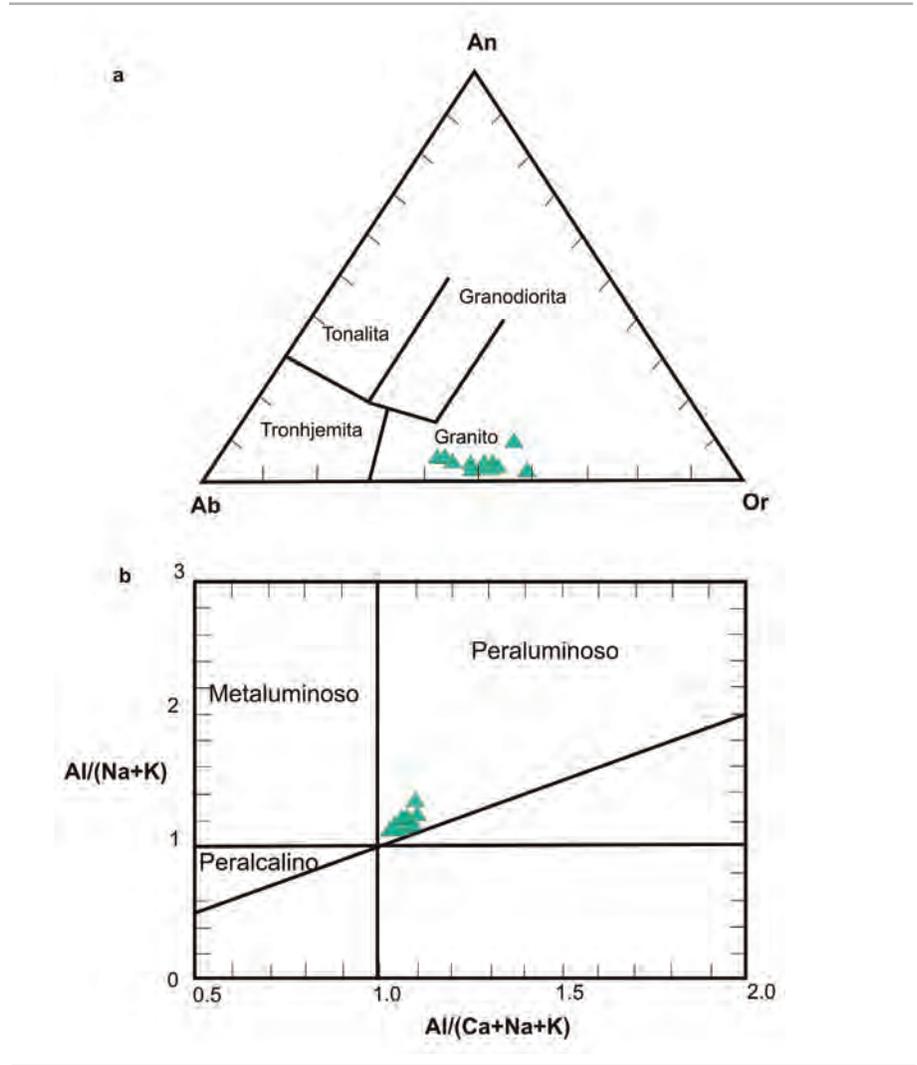


Figura 5: Clasificación del granito del cerro Siempre Amigos según su geoquímica. a) Diagrama triangular An-Ab-Or, composición molecular normativa, de Barker (1979); b) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989).

mación no coaxial y el otro a una deformación coaxial. Estos autores proponen que este comportamiento se debería a un aumento progresivo del esfuerzo de cizalla dúctil. Frisicale *et al.* (1998, 1999, 2001, 2005), mediante el estudio de la forma de los porfiroclastos, proponen que la megacizalla se habría desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurrencia por lo cual, los procesos podrían considerarse similares a nivel regional. En el caso del cerro Siempre Amigos, es necesario continuar y profundizar este estudio con una mayor densidad de mediciones para lograr una explicación adecuada para este comportamiento.

En cuanto a su geoquímica, podemos decir que el granito del cerro Siempre Amigos es levemente peraluminoso, si bien el índice de saturación en alúmina es mayor a 1, se encuentra muy cerca del límite del campo de los granitos peraluminosos con los granitos metaluminosos. Además, no presenta abundancia en los minerales ricos en alúmina, típicos de granitos peraluminosos ya que como se mencionó previamente, minerales como el granate son escasos. Por otro lado, Pankhurst *et al.* (2003), en afloramientos ubicados entre 10 y 20 km aproximadamente al noroeste de la zona de estudio, como los cerros Peregrino, Sotuyo, Redondo y Va. Mónica, clasificaron los granitoides como tipo I, origina-

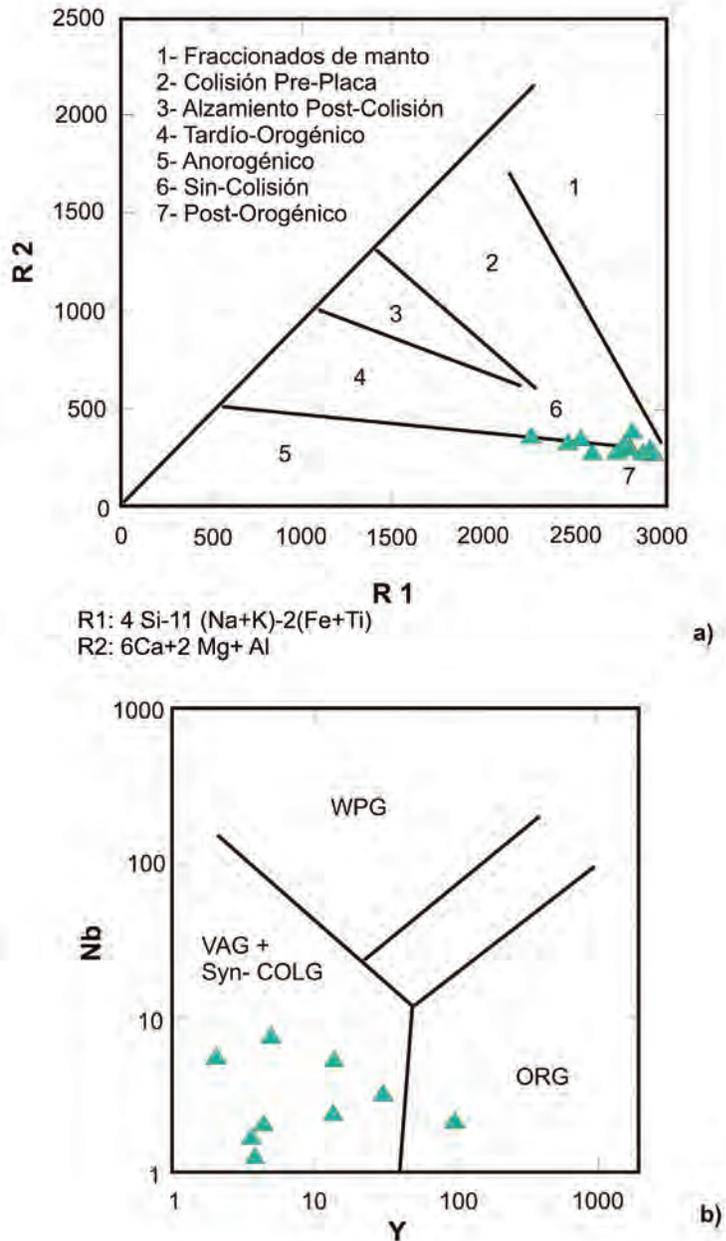


Figura 6: Diagramas de discriminación de ambiente tectónico para el granito del cerro Siempre Amigos. a) Diagrama multicatioic Batchelor y Bowden (1985); b) Diagrama Nb vs. Y de Pearce *et al.* (1984).

dos por fusión de rocas ígneas máficas preexistentes. A diferencia del granito de nuestra zona, estos son ricos en hornblenda y presentan ausencia de minerales peraluminosos. Por estas diferencias, los granitos de la zona de estudio no clasificarían como granitos tipo S ni como granitos tipo I, siguiendo los criterios de la clasificación de Chappell y White (1974). Más allá de la vigencia de estos criterios, realizamos esta comparación ya que los granitos analizados han-

ta el momento en la región, han sido clasificados de esta manera, por lo que se plantea la duda sobre su origen. Sin embargo, revisando la petrografía, las formas subhedrales de los cristales de circones con escaso redondeamiento, nos acercan a la suposición de un origen ígneo para los protolitos que originaron los magmas de los granitoides además, de la homogeneidad en la población en cuanto a forma, tamaño y presencia de zonación.

En cuanto al ambiente tectónico, según el gráfico de Pearce *et al.* (1984), observamos que se trataría de un granito sincolisional o de arco volcánico, lo cual concuerda con lo dicho por Dalla Salda *et al.* (1992) para granitos ubicados en la zona de Tandil, al noreste del cerro Siempre Amigos, en el cerro Tandileufú, cerro Federación, sierra Alta de Vela y otros, donde los gráficos dan patrones muy similares. Pankhurst *et al.* (2003), utilizando el gráfico de Batchelor y Bowden (1985) para discriminar ambientes tectónicos de los granitos, concluyen que los granitoides por ellos estudiados, gradan desde precolisionales, sincolisionales a postorogénicos. Esto es similar a lo observado en nuestra zona, donde los granitos caen en los campos de granitoides sincolisionales en su mayoría, y postorogénicos en menor proporción, dado que se trata en este caso, de un cuerpo pequeño para mostrar tanta variación.

Por último, en esta primera aproximación en la caracterización del granito y de la interpretación del ambiente y los procesos tectónicos que actuaron en el área, se sugiere mediante la información petrográfica, microestructural y geoquímica aportada, que la zona de Siempre Amigos podría tratarse de una zona de cizalla, donde el magma sería transferido durante un período relativamente corto de tiempo en épocas paleoproterozoicas. Esta interpretación fue realizada para la zona de Stewart Island, Nueva Zelanda, por Vernon *et al.* (2012), donde atribuyen la presencia de intercalación de rocas félsicas y máficas con contraste en evidencia microestructural, como posible diagnóstico de una zona de transferencia de magma sintectónica, que ocurriría dentro de la corteza media a superior de arcos magmáticos con deformación activa. Se sugiere entonces un escenario similar para la zona de Siempre Amigos, teniendo en cuenta la intercalación de rocas máficas, en este caso anfibolitas, gneises y granulitas, y rocas félsicas, la escasa evidencia microestructural de deformación de las primeras comparadas con el granito con texturas que llegan a desarrollar *striped gneiss* en sectores con máxima intensidad

de cizallamiento, el predominio de mecanismos de aplanamiento indicados por los datos de orientaciones cristalográficas preferentes, sumado a la clasificación geoquímica del granito del cerro Siempre Amigos como granito sincolisional y de arco volcánico.

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 y fue realizado en los lugares de trabajo de los autores, INGEOSUR y Departamento de geología de la Universidad Nacional del Sur. Los autores del trabajo agradecen a la Dra. Leda Sánchez Bettucci y al Dr. Ariel Ortíz Suárez sus valiosas sugerencias que contribuyeron en el mejoramiento de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angeletti, M., Chichorro, M., Frisicale, 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. 19° Congreso Geológico Argentino, Sesión Temática Petrología Ígnea y Metamórfica T8-01, 2p., Córdoba.
- Barker, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. En: Barker, F. (ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, p. 1-12, Amsterdam.
- Bhattacharya, A.R. y Weber, K. 2004. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust Zone, NW-Himalaya, India. *Tectonophysics* 387: 26-46.
- Batchelor, R.A. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multication parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Boullier, A.M. y Bouchez, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7: 253-262.
- Chappell, B.W. y White, A. J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- 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 Sciences* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O. y Mc Naughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP dating zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de la Plata craton, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-154, El Calafate.
- 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.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. y Posadas, V. 1992. The 1.800 Ma milonite anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. En: Mason, R. (ed.), *Basement Tectonics* 7. Kluwer Academic Publishers, 161-174, Dordrecht.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R., Echeveste, H. y Fernández, R. 2005. El basamento de las sierras de Tandilia. En: de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Asociación Geológica Argentina, 31-50, La Plata.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. *Terra Nostra*. 16 Geowissenschaftliches Latinamerika Kolloquium: 39, Bayreuth.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 168-171, Salta.
- Frisicale, 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.
- Frisicale, 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, Buenos Aires.
- Frisicale, 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.
- Frisicale, 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.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., Araujo, V. y Fortunatti, N. 2012a. Microstructural and geochemical analysis of Paleoproterozoic pseudotachylytes in Río de la Plata craton, Tandilia belt, Argentina. *Geologica Acta* 10: 85-101.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L., Angeletti M., y Dristas, J. 2012b. Evidencias de múltiples episodios de deformación en la Megacizalla de Azul, Tandilia. 15° Reunión de Tectónica y 14° Taller de Campo. Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina, San Juan.
- Frisicale, M.C., Angeletti, M., Dimieri, L., Martínez, J.C. y Dristas, J. 2015. Retrogradación de granulitas miloníticas y formación de filonitas en la Megacizalla de Azul, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 314-325.
- 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*: 1-22.
- Hanmer, S. 2000. Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *Journal of Structural Geology* 22: 947-967.
- Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Eglydio-Silva, M. y Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology* 23: 67-80.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14: 145-159.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2006. Análisis microestructural e interpretación de las condiciones de P-T del sector NO del cerro La Crespa, Tandilia, Prov. de Buenos Aires, Argentina. 13° Reunión de Tectónica. Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina, San Luis.
- 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.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* 2: 355-370.
- Maniar, P. y Piccoli, P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- 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.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P. 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley, 444 p., London.
- 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.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- 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*. Anales SEGEMAR 29: 715-784, Buenos Aires.
- Ribot, A., 2000. Azul Shear Zone (ASZ), an example of Precambrian stress metamorphism in Tandilia, Argentina. 31° International Geological Congress, CD abstracts, Río de Janeiro.
- Shand, S.J. 1949. *Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley and Sons, 444 p., New York.
- Stipp, M., Stütnitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonalite 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.
- ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R. A.J. y Passchier, S.W. 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372: 1-21.
- 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. 3° South American Symposium of Isotope Geology, Extended abstract CD-Rom: 257-260, Pucón.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. Freeman, 532 p. New York.
- Vernon, R.H., Collins, W.J. y Cook, N.D.J. 2012. Metamorphism and deformation of mafic and felsic rocks in a magma transfer zone, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology* 30: 473-488.

Recibido: 4 de junio, 2015

Aceptado: 18 de marzo, 2016