

MICROESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN EN ROCAS GRANULÍTICAS, CERRO LA CRESPA, TANDILIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Lucrecia JORGENSEN¹, María C. FRISICALE^{1,2} y Luis V. DIMIERI^{1,2}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, B8000ICN, Bahía Blanca.

² INGEOSUR-CONICET

E-mails: ljorgensen@uns.edu.ar; ldimieri@uns.edu.ar

RESUMEN

El cerro La Crespa, localizado un kilómetro al sur de la megacizalla de Azul, integra las sierras de Azul, las cuales componen parte del Sistema de Tandilia. El presente trabajo trata sobre el estudio petrográfico-microestructural, donde se determina la composición modal y arreglos texturales a escala de grano y una primera caracterización geoquímica de rocas granulíticas aflorantes en el sector NO del cerro La Crespa. A partir de tales análisis, se intenta dilucidar los mecanismos de deformación actuantes y las condiciones metamórficas alcanzadas. Se reconocen rocas con texturas granoblásticas de composición básica e intermedia. Dichas rocas evidencian deformación frágil-dúctil heterogénea, con desarrollo de fábricas miloníticas, acaecida luego de que el evento metamórfico alcanzara su máximo desarrollo. Las texturas primitivas y la asociación de minerales anhidros presentes indicarían que dichas rocas podrían ser consideradas dentro de la serie de las granulitas. En las milonitas se aprecian significativos cambios mineralógicos, ya que al aumentar la deformación se incrementa la proporción de minerales hidratados y simultáneamente se reduce la cantidad de minerales anhidros. Estas modificaciones hacen suponer que la deformación actuó bajo condiciones metamórficas medias a altas, en facies de anfibolita superior-granulita inferior. Esta interpretación está apoyada por los mecanismos de deformación observados, a saber, recristalización dinámica de feldespatos, piroxenos, anfíboles, biotita y cuarzo; elongación de piroxenos y desarrollo de *microboudinage*.

Palabras clave: *Granulitas, Milonitas, Mecanismos de deformación, Tandilia.*

ABSTRACT: *Deformation microstructures in granulitic rocks, Cerro La Crespa, Tandilia, province of Buenos Aires.* This work deals with a petrographic-microstructural study in order to determine the modal composition and textural arrangement on a grain scale and the first geochemistry characterization of granulitic rocks on the NW of the cerro La Crespa, which is located about 1 km south of the Azul Megashear and forms part of the sierras de Azul in the Tandilia System. From these analyses we try to establish the prevailing deformation mechanisms, as well as the metamorphic conditions achieved. Rocks with granoblastic textures of basic and intermediate composition were recognized. Primitive textures and anhydride mineral assemblages would indicate that some of these rocks could be considered belonging to the granulite series. These rocks evidence heterogeneous fragile-ductile deformation after the metamorphic peak, generating mylonitic fabrics. Significant modal mineralogical changes are appreciated in the mylonites; as deformation increases the proportion of hydrate minerals rises, while the quantity of anhydride minerals is simultaneously reduced. These modifications lead us to the assumption that the deformation was produced under high-grade metamorphic conditions, in facies of upper amphibolite-lower granulite. The deformation mechanisms that support these hypotheses are: dynamic recrystallization of feldspars, pyroxenes, amphibolites, biotite and quartz; elongation of pyroxenes, and diffusion in the solid state, processes that produced elongated grains and microboudinage.

Keywords: *Granulites, Mylonites, Deformation mechanisms, Tandilia.*

INTRODUCCIÓN

El cerro La Crespa forma parte del Sistema de Tandilia y se encuentra ubicado unos 10 km al este de la ruta nacional 3 y 46 km al sureste de la localidad de Azul; integra las sierras de Azul, las cuales están limitadas al este por las sierras de Tandil y al oeste por las sierras Bayas. El

Sistema de Tandilia representa la porción más austral del área cratónica arcaico-proterozoica de Sudamérica, y está localizado en la parte central de la provincia de Buenos Aires. El basamento ígneo-metamórfico proterozoico, denominado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975), está compuesto por gneises tonalíticos a graníticos, anfiboli-

tas, migmatitas y granitoides, con escasos esquistos, mármoles, rocas metavolcánicas y rocas ígneas máficas y ultramáficas, y se encuentra afectado por una deformación heterogénea.

En las sierras de Azul, las rocas del basamento están deformadas a milonitas y ultramilonitas conformando una importante zona de cizalla subvertical, denomi-

nada megacizalla de Azul (Frisicale *et al.* 1999). El cerro La Crespa, localizado un kilómetro hacia el sur de la megacizalla de Azul, tiene rasgos de una deformación milonítica, posiblemente asociados al evento principal de deformación que generó esta cizalla (Fig. 1).

La finalidad del presente trabajo es redefinir petrográficamente las rocas metamórficas deformadas que afloran en el sector NO del cerro La Crespa, y describir e interpretar las microestructuras de deformación que se observan. Se analiza cómo los diferentes mecanismos de deformación afectan a los minerales principales y bajo qué condiciones físicas éstos se han desarrollado. Además, se realiza una primera caracterización geoquímica de dichas rocas.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

González Bonorino *et al.* (1956) analizaron el basamento cristalino de las sierras de Azul y Olavarría, y reconocieron la presencia de rocas migmatíticas, granitos, tonalitas y milonitas. Dichos autores proponen que las migmatitas dan fisonomía a la cumbre del cerro La Crespa; en general, presentan una fina alternancia de bandas oscuras, cuyo material es esquisto de origen metamórfico y bandas claras formadas por material de origen ígneo, representado por minerales félsicos y de carácter ácido. De acuerdo con esos autores, las milonitas de la megacizalla de Azul forman un angosto cinturón desarrollado sobre un protolito migmatítico con un sentido de cizalla dextral visto en planta.

Dalla Salda (1981) y Dalla Salda *et al.* (1992, 2005) caracterizaron a las sierras de Azul como un conjunto de rocas migmatíticas de tipo embrechíticas, que por sectores pasan a rocas de grano fino con evidencias cataclásticas. Estos mismos autores consideraron la estructura de las sierras de Azul como un ejemplo de transurrencia tectónica con un sentido de cizalla dextral, desarrollada durante el ciclo transamazoniano.

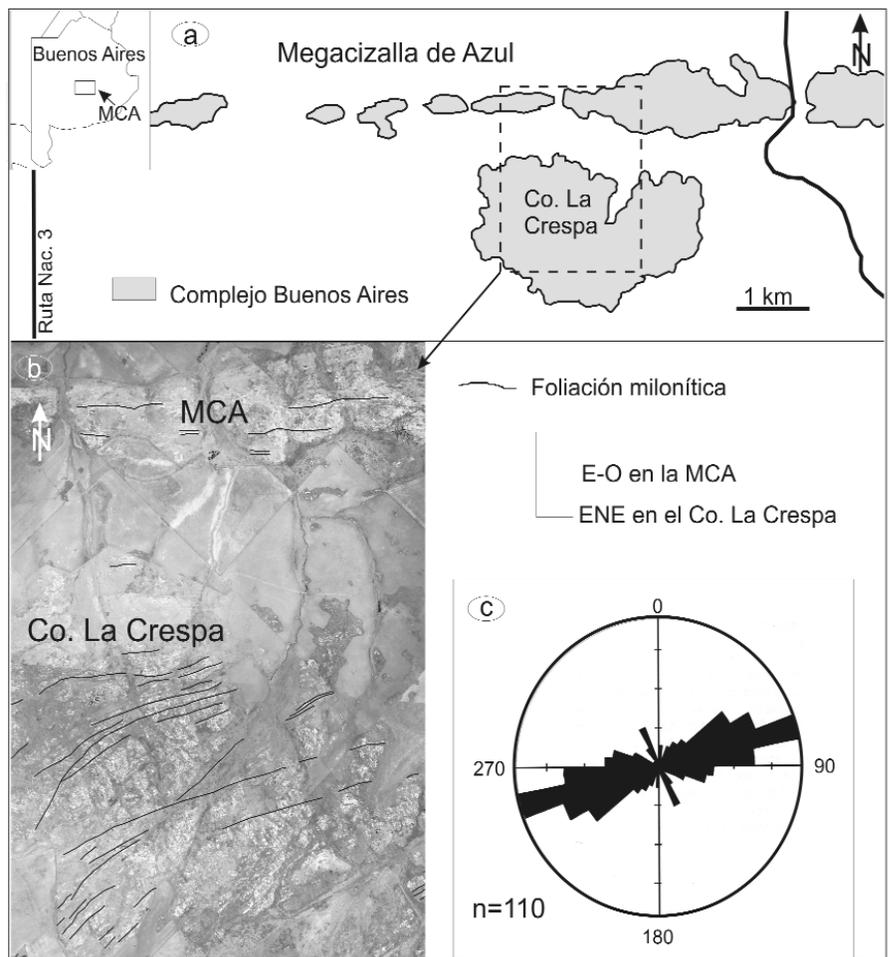


Figura 1: a) Mapa de ubicación regional, basado en González Bonorino (1956); b) Mosaico de fotografías aéreas, que muestra la orientación de la foliación milonítica en la megacizalla de Azul (MCA) (E-O) y en el cerro La Crespa (ENE); c) Diagrama de rosas mostrando la orientación predominante del rumbo de la foliación milonítica, en el cerro La Crespa.

CUADRO 1: Composiciones químicas de elementos mayoritarios.

Muestras	1211	0208	0111	0601	0831	0101	0911
	(GM)				(GF)		
	Protomilonitas				Milonita	Ultramilonitas	
SiO ₂	52,02	57,86	54,29	64,51	53,87	54,12	63,19
TiO ₂	1,126	1,536	0,982	0,59	1,07	0,648	0,857
Al ₂ O ₃	17,82	16,62	18,94	16,03	18,22	22,95	14,71
Fe ₂ O _{3(T)}	10,24	8,24	8,31	4,45	9,68	4,98	7,67
MnO	0,162	0,121	0,114	0,065	0,158	0,076	0,105
MgO	3,71	2,39	2,99	1,23	2,98	1,33	1,22
CaO	7,09	4,79	6,24	3,09	5,69	7,14	3,72
Na ₂ O	3,15	3,52	4,28	3,09	3,59	5,08	2,64
K ₂ O	2,41	3,37	2,23	4,79	2,9	1,89	4,5
P ₂ O ₅	0,4	0,72	0,58	0,26	0,59	0,48	0,32
LOI	0,82	0,45	1,03	1,31	1,02	0,7	0,79
Total	98,94	99,63	99,97	99,41	99,77	99,39	99,71

Sobre la base de análisis microestructurales y mecanismos de deformación en rocas aflorantes en Boca de la Sierra (parte central de la megacizalla de Azul), Fri-

sicale *et al.* (1998, 1999, 2001 a y b, 2005), proponen que la zona de cizalla se ha desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*) con es-

casa componente de transcurrencia. En el caso de las milonitas del cerro El Peregrino, ubicado al noroeste de La Crespa y que forma parte de la megacizalla de Azul, sugieren que la deformación tuvo lugar en un rango de condiciones metamórficas que varían entre facies de esquistos verdes y anfibolitas (Frisicale *et al.* 2001 b).

Frisicale *et al.* (2004) basados en las meso y microestructuras observadas en rocas miloníticas del cerro Negro, ubicado en el extremo oeste de la megacizalla de Azul, determinaron que la deformación se habría producido dentro del campo de deformación dúctil y en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en facies de anfibolita a granulita. Por otra parte, comparando los resultados obtenidos a partir del análisis de los mecanismos de deformación de cuarzo y feldespatos y la aplicación del programa *Thermocalc* sobre rocas miloníticas de la zona de cizalla, Frisicale *et al.* (2005) fijaron condiciones de temperatura por encima de los 400-500°C y presiones de 6 kbar para el evento deformativo que originó esta zona de cizalla.

Cabe destacar que Jorgensen *et al.* (2006) han redefinido para el sector NO del cerro La Crespa parte de las rocas de alto grado metamórfico consideradas como migmatitas por González Bonorino *et al.* (1956), como granulitas las cuales están afectadas parcialmente por un evento de deformación dúctil.

No existen datos geocronológicos específicos sobre la edad de la milonitización, si bien puede ser extrapolada teniendo en cuenta la edad del Complejo Buenos Aires y la edad de diques básicos no afectados por la deformación y que intruyen rocas de basamento. Cingolani *et al.* (2002), mediante técnicas isotópicas U-Pb SHRIMP en zircones de rocas gnéissicas y granitoides, indican una edad para el Complejo Buenos Aires de 2,25-2,0 Ga y proponen que la deformación, incluyendo la milonitización ocurre poco después de la intrusión granítica. Según Panthurst *et al.* (2003), los magmas parentales y gneises graníticos del basamento

occidental de Tandilia habrían sido emplazados hace 2140 ± 88 Ma, en un régimen convergente relacionado a subducción, en el intervalo entre 2200 y 1700 Ma habría tenido lugar deformación, metamorfismo y anatexis, sin intrusión granítica. Los diques básicos serían contemporáneos con la intrusión de granitos y estarían relacionados con una tectónica extensional durante el ciclo transamazónico (Iacumin *et al.* 2001 y Teixeira *et al.* 2001) e indican una edad de 1588 ± 11 Ma.

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Basados en observaciones de campo y en descripciones petrográficas, donde se tuvo en cuenta la composición de la roca (reflejada en la asociación mineral) y los rasgos texturales (fábrica metamórfica), se clasificaron los litotipos en dos grupos bien definidos: granulitas máficas y granulitas félsicas. La denominación de estas rocas como granulitas se realizó siguiendo las recomendaciones del IUGS (Coutinho *et al.* 2007), según las cuales las granulitas son rocas metamórficas de altos grados, ricas en silicatos de Fe y Mg y pobres en agua y cuyo componente mineralógico esencial son los feldespatos; si presentan más del 30% de minerales máficos (piroxenos) son granulitas máficas y aquellas que tienen menos del 30% de mafitos pueden ser consideradas como granulitas félsicas. Según la clasificación del IUGS una de las rocas analizadas correspondería a una granulita máfica (GM-1211) y el resto de las rocas pueden ser consideradas como granulitas félsicas (GF-0831, 0101, 0208, 0111, 0601 y 0911). Estas rocas granulíticas ocurren como núcleos masivos interdigitados entre sí, cortados por venas leucocráticas de composición granítica (Fig. 2 a). Todas en conjunto han sido parcialmente afectadas por una deformación frágil-dúctil heterogénea acaecida con posterioridad al evento metamórfico principal. Por tal motivo se observa de manera diversa núcleos sin deformar que conser-

van su textura granoblástica original, y en otros sectores esta roca se encuentra foliada, y presenta texturas, miloníticas e incluso ultramiloníticas (Fig. 2b).

Características estructurales mesocópicas

Entre los elementos mesoestructurales más importantes para esta región se destacan: fajas de deformación milonítica en parte ultramilonítica y un sistema de fracturación dominante. Además, se distinguen macroscópicamente algunos porfiroclastos rotados caracterizados por el desarrollo de colas simétricas y asimétricas.

En general, la deformación en estas rocas granulíticas no está distribuida homogéneamente. Uno de los modelos más comunes de deformación heterogénea es la concentración de deformación en zonas planares, que acomodan el movimiento de los bloques de las rocas de caja relativamente rígidas. En el cerro La Crespa, estas estructuras planares fueron medidas en el campo y corroboradas mediante fotografías aéreas, y corresponden a rocas miloníticas con foliación penetrativa de rumbo ENE y buzamiento vertical a subvertical (Figs. 1b y c). Estas rocas forman crestones alineados, de dirección ENE, que sobresalen del terreno y aparecen de manera espaciada; tienen una longitud considerable de 2 km o más y un espesor aproximado de 3 m. Los crestones están separados entre sí por rocas protomiloníticas que presentan un grado de deformación menor y en parte por relleno moderno. Desde la parte externa hacia el centro del crestón, se observa un pasaje gradual de rocas miloníticas a ultramiloníticas. Se destaca, además, la presencia de fajas ultramiloníticas conjugadas (Fig. 2c), en donde la foliación milonítica principal es afectada por fajas de cizalla discreta (C'), de dirección promedio 220°, y con sentido de cizalla dextral. Las mismas también han sido reconocidas por Frisicale *et al.* (2001 a y b) en milonitas del basamento proterozoico aflorantes en Boca de la Sierra, siendo

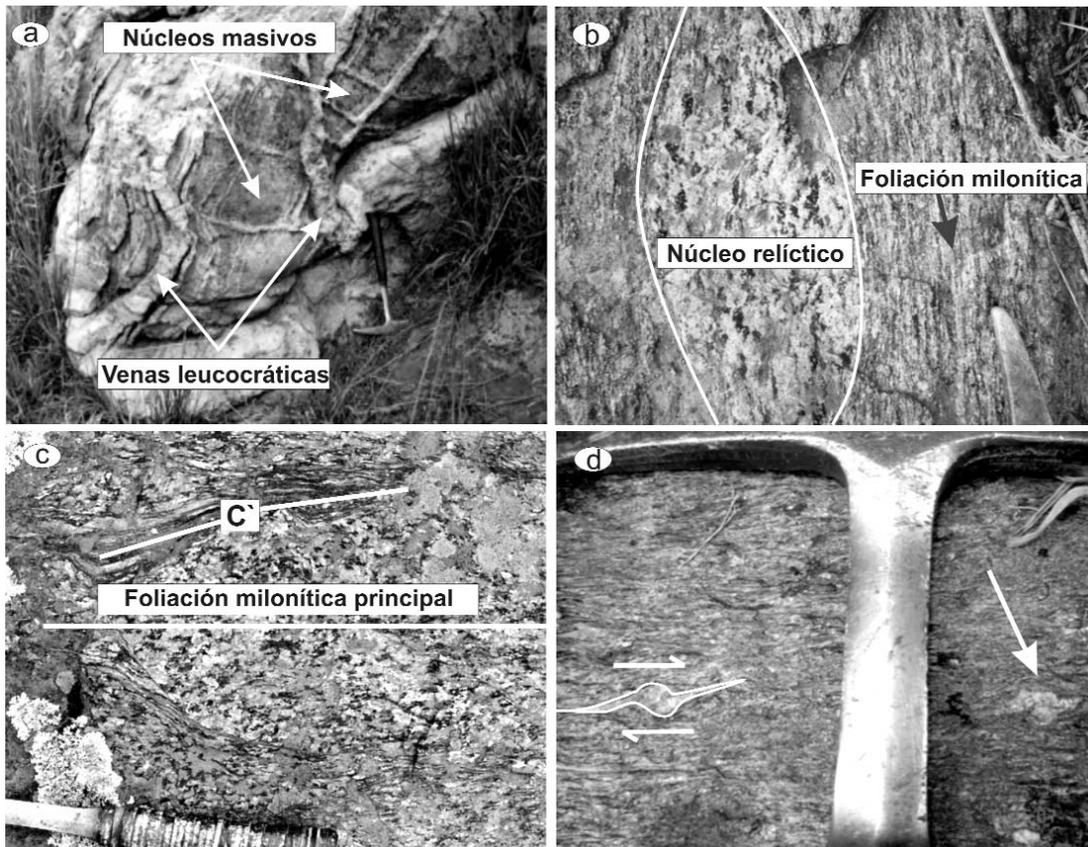


Figura 2: a) Núcleos masivos de granulita cortados por venas cuarzo feldespáticas; b) Relicto de granulita con escasa deformación, dentro de la misma roca con foliación milonítica marcada; c) Fajas ultramiloníticas conjugadas; nótese como la foliación milonítica principal es afectada por fajas de cizalla discreta (C'); d) Milonita vista en planta; se observa un porfiroclasto de feldespato tipo δ , que indica un sentido de cizalla destal; la flecha señala un porfiroclasto de feldespato con colas simétricas.

éstas interpretadas como mesoestructuras secundarias, dentro del proceso de deformación, que señalarían un estiramiento de la megacizalla de Azul paralelo al rumbo.

En lo que respecta a la fracturación dominante, se reconoce un juego de diaclasas (fracturas de extensión) caracterizadas por una geometría aproximadamente planar, y orientaciones paralelas y espaciamientos regulares. Su desarrollo, posterior a la deformación dúctil, se encuentra limitado a los crestones miloníticos, es decir, que la traza de dicho juego de fracturas se pierde bruscamente hacia la roca menos deformada. Estas trazas se visualizan claramente en el campo con una orientación normal de rumbo N y NO a la longitud de los crestones.

Los porfiroclastos, con tamaños de entre 1 y 2,5 cm vistos en planta, en su mayoría cristales de plagioclasa (Fig. 2d), son determinantes a la hora de asignar un modelo de flujo o sentido de cizalla que los haya generado. En los afloramientos,

se pueden observar mayormente cristalo-clastos de feldespatos con colas simétricas y en menor proporción, porfiroclastos rotados tipo δ y tipo σ . El análisis cinemático de los porfiroclastos rotados indica un sentido de movimiento tanto destal como sinistal sugiriendo un sentido de cizalla ambiguo.

Geoquímica

Siete muestras representativas de los principales tipos litológicos establecidos, fueron seleccionadas para análisis de roca total (Cuadro 1). Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de ACT-LABS de Canadá, con el empleo de técnicas de fusión ICP para elementos mayoritarios.

Un control importante sobre la composición química de una roca metamórfica es la composición del protolito pre-metamórfico. En la mayoría de los casos la recrystalización metamórfica es isoquímica y es en parte controlada por el movi-

miento de fluidos y las condiciones termales durante el metamorfismo (Rollinson 1993). Por tal motivo, como las rocas del cerro La Crespa presentan un carácter anhidro, estimamos que su composición química se ha conservado casi en su totalidad durante el proceso metamórfico.

Aunque el objetivo del trabajo no es el análisis geoquímico detallado de estas rocas, se realizó una clasificación preliminar y orientativa de las mismas. Para ello se utilizó el diagrama de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas (Fig. 3), basado en la geoquímica de elementos mayoritarios, usando el software *Minpet 2.02* de Richard (1995). Se utilizó este sistema de clasificación teniendo en cuenta los contenidos relativamente altos de alcalinos total en relación con el contenido de sílice. De acuerdo con esta clasificación la granulita máfica (GM-1211) tendría la composición química de un gabro, mientras las granulitas félsicas (GI-0831, 0101, 0208, 0111, 0601

y 0911) corresponderían a sieno-dioritas y dioritas cuarzosas. Dentro de las granulitas consideradas como félsicas por su composición modal, dos muestras (0601 y 0901) caen en el límite entre las rocas ácidas e intermedias del diagrama de Cox (Fig. 3), por lo que sugerimos que éstas granulitas tendrían una composición similar a las charnockitas definidas por Jørgensen *et al.* (2006) para este área. Estas dos rocas tienen mayor proporción de Si₂O y de K₂O que el resto y menor proporción de CaO y Na₂O; esto se ve reflejado en una mayor cantidad de cuarzo y feldespato potásico y menor proporción de plagioclasas en la composición modal de estas rocas.

Análisis petrográfico-microestructural

Las observaciones de las microestructuras de una roca, específicamente en cortes petrográficos, pueden ser usadas en dos campos importantes. Ellas pueden ser aplicadas a estudios temáticos, para entender la deformación de rocas y metamorfismo o ellas pueden ser utilizadas para reconstruir la historia estructural y

metamórfica de un volumen de roca (Passchier y Trouw 2005). Se confeccionaron cortes petrográficos sobre las muestras convenientemente orientadas obtenidas en el campo, con la finalidad de determinar las variaciones de la deformación en el espacio y la dirección de movimiento de las masas rocosas. Los cortes petrográficos deben ser realizados en la dirección paralela a la lineación mineral y normal a la foliación principal. Cuando la lineación mineral está ausente o no es evidente, tal como ocurre con nuestras rocas, es necesario obtener un plano normal a la foliación lo más próximo posible a la sección XZ del elipsoide de deformación, la cual estimamos que en nuestro caso coincide con la horizontal. Las rocas metamórficas aquí descritas presentan claras evidencias de que han sido afectadas por un evento de deformación frágil-dúctil, el cual ha quedado registrado en las distintas litologías de manera heterogénea, reconociéndose rocas sin deformación (granulita máfica), rocas con deformación leve (granulita félsica protomilonítica) y rocas con una deformación media a fuerte (granulita

félsica milonítica y granulita félsica ultramilonítica).

Granulita máfica (GM-1211): Se caracteriza por una textura granoblástica de grano medio a grueso, constituida por cristales xenoblásticos equidimensionales de plagioclasa (65%) y piroxenos (10%). También se observan cristaloblastos de biotita (20%) de distribución aleatoria y hornblenda (5%) que forma bordes de reacción en los piroxenos (Fig. 4a). Los cristales de plagioclasa identificados por el método de Michel Levi como labradorita, cuyo tamaño oscila entre 2 y 3 mm, presentan en su mayoría texturas de exsolución (antipertitas) y bordes irregulares, en los que se identifican pequeños agregados recrystalizados de plagioclasa. Muestran maclas simples y polisintéticas en dos direcciones, las cuales están levemente curvadas. Su grado de alteración es importante, principalmente en la periferia de los cristales, donde se distingue sericita. Se determinó la presencia de ortopiroxeno (probablemente hipersteno, de color gris y levemente pleocroico) y de clinopiroxeno (diópsido, color verde-parduzco) distribuidos entre los granos de feldespato. Ambos minerales tienen tamaños similares, entre 3 y 4 mm, son anhedral, con escasa deformación intracristalina, evidenciada solo por pequeñas fracturas, las cuales en su mayoría están rellenas por biotita; además se caracterizan por presentar finas lamelas de exsolución, probablemente a clinopiroxeno y ortopiroxeno respectivamente. Es común ver, en los bordes y planos de partición de los piroxenos una retrogradación a hornblenda, la cual se presenta parcialmente recrystalizada, de color verde pálido y tamaño relativamente pequeño (1 mm). Algo también para destacar es la presencia en ciertos lugares de textura simplectítica, desarrollada entre cristales de ortopiroxeno y plagioclasa. La biotita es de grano muy fino 0-1 mm, color pardo y sin orientación preferente; se distribuye en forma intersticial entre los cristales de plagioclasas y piroxenos; presenta una deformación interna moderada, con escaso desarrollo de bandas *kin*.

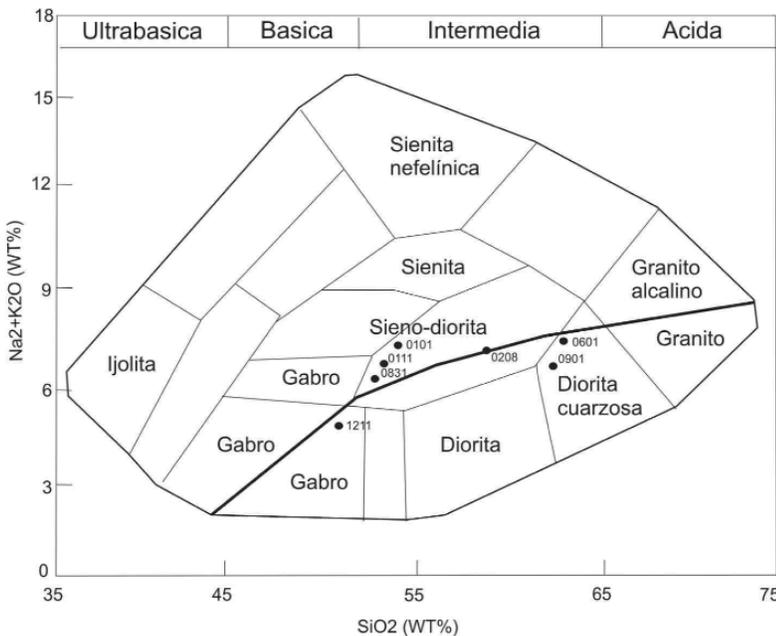


Figura 3: Diagrama de clasificación química (total de alcalinos vs. sílice) de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. Granulita máfica (1211), granulita félsica (0831, 0111, 0101, 0208, 0601 y 0901). La línea curvada más gruesa subdivide las rocas alcalinas de las subalcalinas.

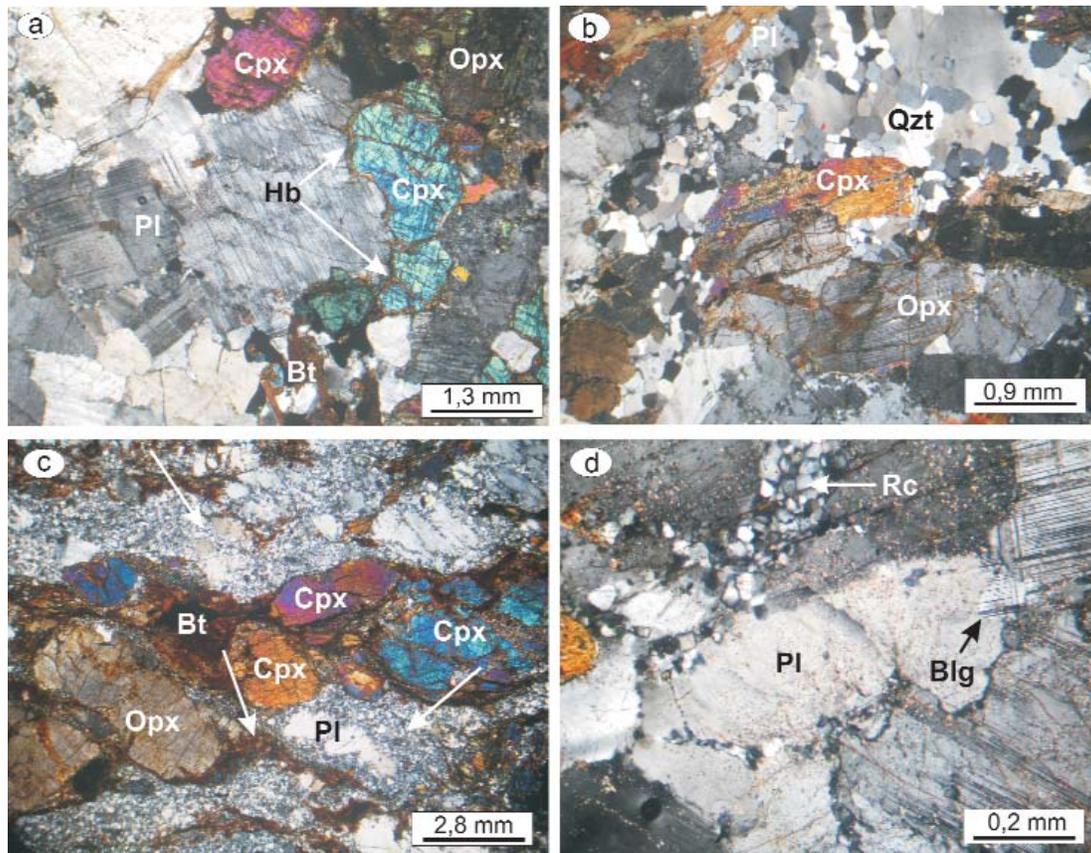


Figura 4: Microfotografías de granulitas con diferente grado de deformación; (Opx: ortopiroxeno; Cpx: clinopiroxeno; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Or: ortosa; Qzt: cuarzo); a) granulita máfica escasamente deformada, con textura granoblástica; b) granulita félsica protomilonítica, nótese la presencia de porfiroclastos de piroxenos elongados en sentido de la foliación y granos de cuarzo recrystalizados; c) granulita félsica milonítica, se observan fajas máficas integradas por porfiroclastos elongados de piroxeno y fajas félsicas formadas por plagioclasa; nótese la recrystalización dinámica de los granos de piroxenos y de plagioclasa que generan estructuras núcleo-manto (flecha); d) recrystalización (Rc) por migración de borde de grano en plagioclasas y desarrollo de engolfamientos o *bulging* (Blg) en una granulita máfica. Nícoles cruzados.

Granulita félsica protomilonítica (GFP-0208, 0601 y 0111): Esta roca es la litología dominante en el área de estudio. Se caracteriza por una textura granoblástica, de tamaño de grano fino a medio, con incipiente foliación milonítica; algunas de estas rocas presentan escasos porfiroclastos de mayor tamaño inmersos en una matriz de grano fino (Fig. 4b). En general, está integrada por cuarzo (15%), ortopiroxeno (9%), clinopiroxeno (4%), plagioclasas (35%) y feldespato potásico (30%). La matriz (> 40%) está constituida por agregados poligonales recrystalizados de plagioclasa, cuarzo y biotita (4%). La hornblenda (3%) aparece como bordes de reacción de los piroxenos. Los cristales de plagioclasa, cuyo tamaño varía entre 1,5 y 2,2 mm, de composición andesina, son anhedrales y presentan

moderada deformación intracristalina, evidenciada por bandas de deformación, extinción ondulante y por microfracturas rellenas en parte por biotita y pequeños cristales de plagioclasa recrystalizados. La mayoría de los cristales suelen presentar maclas polisintéticas primarias, levemente curvadas, y secundarias las cuales se acuñan desde el borde hacia el centro del cristal. Su alteración es incipiente. Los porfiroclastos de feldespato potásico (2,5 mm), presentan en sus bordes texturas mirmequíticas. El cuarzo suele aparecer como grandes cristales aislados (2 mm) de manera intersticial entre los otros minerales que componen la roca. Se caracteriza por bordes lobulados y escasa presencia de subgranos. Su estructura interna se observa bastante disturbada con desarrollo de numerosas bandas

de deformación, mostrando una notable extinción ondulante. Muchos de estos cristales están rodeados por nuevos granos recrystalizados de cuarzo más pequeños (0,02-0,03 mm), los cuales se caracterizan por tener bordes más rectos y libres de deformación. Los piroxenos, representados por ortopiroxenos (hipersteno color gris; 2-2,5 mm) y clinopiroxenos (diópsido color pardo; 2,2-3 mm), son anhedrales con escasa deformación interna, evidenciada por microfracturas sin desplazamiento y frecuentemente rellenas por biotita. Ambos piroxenos presentan sus bordes reemplazados por hornblenda.

Granulita félsica milonítica (GFM-0831): Se caracteriza por presentar una marcada foliación milonítica dada por la alternancia de folias piroxénicas-anfibólicas con

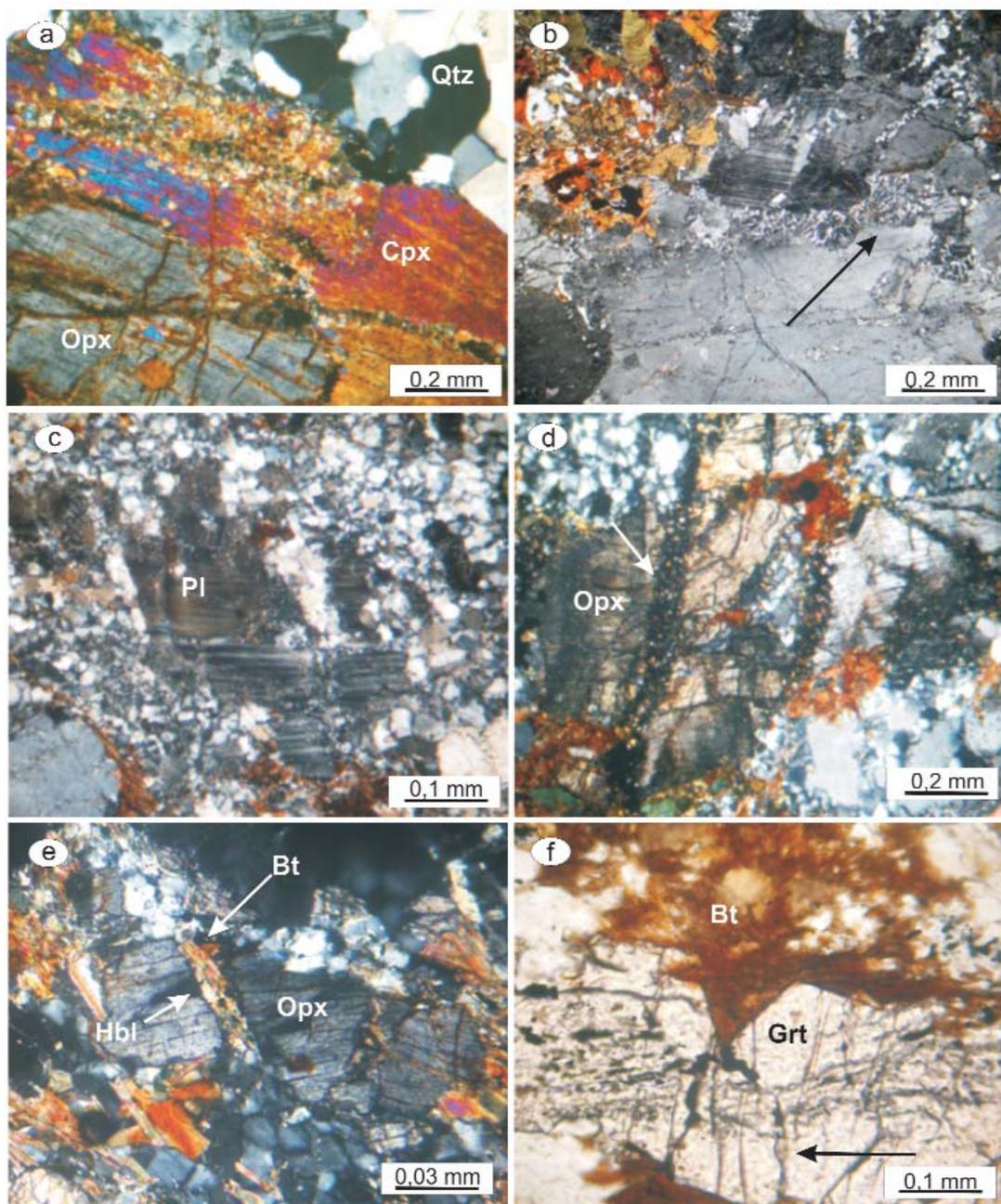


Figura 5: Microfotografías de granulitas deformadas a) Porfiroclastos de piroxenos fracturados (Opx y Cpx) con escasa recrystalización; en el extremo superior izquierdo, nótese la presencia de cuarzo (Qtz) recrystalizado; b) Texturas mirmequíticas (indicadas por flecha) desarrolladas en los bordes de los porfiroclastos de feldespato potásico, con morfología de bulbos redondeados y suaves; c) Desarrollo de estructuras núcleo-manto en granos de plagioclasa (Pl) y formación de nuevos cristales de plagioclasa en las fracturas intracrystalinas; d) Porfiroclasto de piroxeno mostrando recrystalización en forma de nuevos granos poligonales de piroxeno (flecha), a lo largo de bandas *kink*; e) Porfiroclasto de piroxeno (Opx), elongado y fracturado; nótese la presencia de *microboudinage*, con budines de piroxeno separados por cristales de biotita (Bt) y hornblenda (Hb); f) Cristales de granate (Grt) elongados, con su eje mayor paralelo a la foliación milonítica, nótese la presencia de un juego de fracturas de tracción perpendiculares a la foliación (flecha). a, b, c, d, e nicoles cruzados y f, luz paralela.

biotita (10%) y granate (5%) y folias feldespáticas. La textura general de la roca es milonítica, marcada por la presencia de porfiroclastos de grano medio inmersos en una matriz (50-70%) de grano muy

fino. Entre los granos minerales resistentes a la deformación se distinguen: ortopiroxeno (10%), clinopiroxeno (5%), plagioclasa (55%) y hornblenda (15%); la matriz está constituida por agregados

recrystalizados de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda y biotita (Fig. 4c). El ortopiroxeno, representado por hipersteno, se presenta en clastos xenomórficos (2,2 mm), cuya deforma-

ción intracristalina es intensa, con extinción ondulante, desarrollo de pliegues *kink* y fracturas. A lo largo de las bandas *kink* y en fracturas que cortan los porfiroclastos se encuentran pequeños granos poligonales de piroxeno. Algunos porfiroclastos están levemente elongados paralelos a la foliación principal y conectados unos con otros por medio de colas o folias de biotita y hornblenda. Una característica a destacar en tales cristales es el desarrollo de *microboudinage*; en los cuellos que unen budines adyacentes de ortopiroxenos, es común observar la cristalización de minerales como biotita, hornblenda y opacos. Por otra parte, el clinopiroxeno, identificado como diopsido, aparece como cristaloclastos xenomórficos (1 mm) y se presenta en las mismas condiciones que el ortopiroxeno, es decir, con fuerte extinción ondulante y un importante desarrollo de fracturas rellenas por pequeños cristales del mismo mineral recrystalizado. También ha sufrido *microboudinage*. La hornblenda xenoblástica (0,4 mm), muy abundante en las bandas máficas de la roca, está asociada a los piroxenos junto con biotita, presenta una deformación interna incipiente, pero con una fuerte reducción del tamaño de grano (0,07 mm). En sus partes menos deformadas, la hornblenda muestra inclusiones de biotita, opacos y apatito; se pone en contacto directo con el granate sin mediar ningún tipo de reacción visible. En las zonas de menor presión tanto de porfiroclastos de piroxenos como de feldespatos es común observar nuevos granos recrystalizados. Los cristales de plagioclasa muestran desarrollo de estructuras núcleo-manto con núcleos (0,6 mm) de forma anhedral, que denotan una deformación interna notoria con extinción ondulante, pliegues tipo *kink* y desarrollo de maclas polisintéticas levemente curvadas. El manto es delgado, se desarrolla de manera simétrica alrededor del núcleo, y está compuesto por granos finos poligonales de plagioclasa y cuarzo. Estas estructuras núcleo-manto que aparecen repetidamente en toda la muestra, están rodeadas por folias constituidas

por biotita y hornblenda recrystalizadas que generan una textura anastomosada. El granate forma cristales alongados (0,9 mm), en parte poiquiloblásticos, con inclusiones de cuarzo y opacos. Se presentan en contacto directo con biotita y hornblenda y suele también aparecer con una textura en rosario de pequeños agregados (0,2 mm).

Granulita félsica ultramilonítica (GFU-0101 y 0911): Esta roca suele aparecer en el terreno con frecuencia irregular, dentro de la roca milonítica, siendo el contacto entre ambas rocas generalmente neto. Presenta una textura ultramilonítica caracterizada por la presencia de una matriz de grano muy fino (0,05mm) que constituye aproximadamente el 95% de la roca, escasos porfiroclastos piroxenos y plagioclasas, y porfiroblastos de granate (0,38 mm). La roca está compuesta por plagioclasa (43%), piroxenos (8%), hornblenda (30%), cuarzo (2%), granate (2%) y biotita (15%). En los porfiroblastos de granate, se destaca la presencia de trenes de inclusiones de cuarzo, en algunos casos curvados, que son continuos con la foliación milonítica de la roca. Esto permite inferir que la cristalización del granate sería contemporánea a la deformación milonítica. La matriz, presenta una foliación de tipo continua, con folias melanocráticas de biotita, hornblenda, granate y piroxenos y lentes félsicos de cuarzo y feldespato. Es notable la mayor abundancia de hornblenda y biotita respecto de los otros minerales constituyentes de la roca. Ambos minerales están siempre asociados y muestran una orientación preferencial paralela a la foliación. e observan escasos cristales relicticos de piroxenos elongados y recrystalizados en sus bordes. En ciertos sectores los piroxenos están totalmente recrystalizados; los nuevos agregados presentan un tamaño del orden de 0,01 mm. Los porfiroclastos de plagioclasa, están totalmente recrystalizados y rodeados por hornblenda y biotita, preservándose escasos relictos de la plagioclasa original. El cuarzo aparece de manera intersticial en pequeños granos recrystalizados con escasa

deformación interna.

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Uno de los principales objetivos del análisis microestructural a escala de grano es la identificación de los procesos que han operado durante la deformación. El proceso real involucrado depende de controles litológicos como mineralogía, composición del fluido intergranular, tamaño de grano, orientación preferencial de la red cristalográfica, porosidad y permeabilidad y de controles externos como temperatura, presión litostática, esfuerzo diferencial, presión de fluidos y velocidad de deformación impuesta (Passchier y Trouw 2005).

A continuación, se detallan los principales mecanismos de deformación que generaron las microestructuras previamente descritas, para tratar de dilucidar el rango de condiciones físicas bajo las cuales se produjeron.

Granulita Máfica (GM): La textura relictica granoblástica está opacada por una deformación evidenciada en los bordes irregulares de los cristaloclastos de plagioclasa. Se observa el desarrollo de engolfamientos (*bulging*) y la aparición de agregados cristalinos de menor tamaño, lo cual sería de acuerdo con Passchier y Trouw (2005), producto de recrystalización por migración de borde de grano (Fig. 4d). La deformación que muestra aquí la plagioclasa, es similar a la observada en rocas de alta temperatura, con escasa deformación, en donde grandes cristales relicticos de plagioclasa presentan bordes lobulados, sugiriendo que el borde del antiguo grano migró extensivamente. Según Rosenberg y Holger (2003), este fenómeno se puede generar por un proceso difusivo (disolución y precipitación) que acomoda parte de la deformación en los bordes de interfaces a temperaturas iguales o mayores a 670°C.

Los piroxenos presentan deformación frágil, están cortados por escasas fracturas rellenas por pequeñas láminas de biotita (Fig. 4a) y en sus bordes con un tama-

ño de grano fino, se distingue hornblenda. Tanto la biotita como el anfíbol representan las fases hidratadas producto de un proceso de adición de agua posterior al pico metamórfico; esta disposición, a manera de borde de reacción, indicaría una hidratación de los piroxenos en facies de anfíbolita superior (Brodie 1998a).

Granulita Félsica Protomilonítica (GFP): Los porfiroclastos de plagioclasas, feldespatos potásicos, ortopiroxenos y clinopiroxenos se encuentran fracturados y se observa una recristalización restringida de los mismos junto con el cuarzo (Fig. 5a); en este último caso la recristalización se produce por migración de borde de grano y en menor medida por rotación de subgranos, equivalente a la transición entre los regímenes 2 y 3 de reptación de dislocaciones (*dislocation creep*; Hirth y Tullis 1992). Las texturas mirmequíticas (Fig. 5b), observadas en los bordes de los porfiroclastos de feldespato potásico, presentan una morfología de bulbos redondeados y suaves. Simpson y Wintsch (1989) sugieren que dichas texturas pueden formarse en respuesta a esfuerzos diferenciales en sectores localizados sobre granos de feldespato potásico, que indican condiciones de facies de anfíbolita inferior.

Granulita Félsica Milonítica (GFM): El rasgo más común observado en la plagioclasa, es la presencia de estructuras núcleo-manto (Fig. 5c). El límite entre el núcleo relíctico y el manto es irregular. Dichas microestructuras, se forman en principio mediante el mecanismo de rotación de subgranos, no obstante, en nuestras muestras no se observa una marcada orientación de los nuevos agregados que componen el manto y los subgranos son escasos, por lo que sugerimos que la estructura núcleo-manto se encuentra en un estado avanzado de su desarrollo donde predomina el mecanismo de recristalización por migración de borde de grano (Passchier y Trouw 2005). De acuerdo con Rosenberg y Holger (2003), la recristalización de la plagioclasa a altas temperaturas, tiene lugar por migración de

borde de grano, lo cual queda evidenciado por el pronunciado aumento en la proporción de granos recristalizados. El comportamiento dúctil de la plagioclasa indica que estos procesos tuvieron lugar a temperaturas de 500 a 650°C y profundidades superiores a los 10-15 km (Gapais 1989).

Según Lafrance y Vernon (1993), las microestructuras observadas en piroxenos, tales como pequeños granos poligonales alojados, ya sea, a lo largo de las bandas *kink*, o en fracturas que atraviesan todo el cristal y alrededor del núcleo relíctico (Fig. 5d), indican que la roca ha sido deformada a altas temperaturas. Por otro lado, la elongación de los piroxenos (Fig. 5e) paralela a la foliación principal podría deberse, de acuerdo con White (1998), White *et al.* (1998), Toyoshima (1998) y Brodie (1998b), al proceso de deslizamiento simple (*easy slip*), el cual es factible en los piroxenos a lo largo del plano (100). Passchier y Trouw (2005) afirman que los procesos de reptación de dislocaciones (*dislocation creep*) y difusión en el estado sólido permiten obtener granos minerales de forma elongada. Sin embargo, la intensa deformación de cada grano individual, es decir, la actividad de su sistema de deslizamiento, dependerá de su orientación con respecto al marco cinemático predominante. Frisicale *et al.* (2004) identificaron, en un gneis milonítico del Cerro Negro, porfiroclastos de ortopiroxeno curvados y elongados con una relación largo/ancho de 15 a 1, estirados en la dirección de la foliación milonítica de rumbo general E-O y subvertical. Además, es común observar en nuestra roca que los piroxenos, levemente elongados, también muestran desarrollo de *microboudinage* (Fig. 5e) inducido por fracturas normales al eje de estiramiento. Los minerales creados en los cuellos que se forman entre budines (hornblenda y biotita en menor medida), muestran similitud con aquellos ubicados en zonas de menor presión de cristales relícticos y con los que reemplazan pseudomórficamente a los piroxenos.

Los nuevos agregados recristalizados de

hornblenda, forman colas relativamente simétricas alrededor de núcleos relícticos de hornblenda, piroxeno y plagioclasa, lo que genera una textura anastomosada. Según Berger y Stunitz (1996), la plasticidad intracristalina en el anfíbol pasa a ser dominante a temperaturas mayores de 650-700°C y/o menor actividad de los fluidos acuosos.

La biotita presente en pequeñas láminas recristalizadas, indica que la deformación se ha producido bajo un grado metamórfico medio a alto, principalmente por los mecanismos de deslizamiento de dislocaciones (*slip dislocation*) y recristalización por migración de borde de grano, de acuerdo con Passchier y Trouw (2005).

De acuerdo a Ji y Martignole (1994) los cristales de granate elongados (Fig. 5f) con su eje mayor paralelo a la foliación milonítica se originarían por deslizamiento de dislocaciones (*slip dislocation*) y recuperación. Es común observar en estos agregados un juego de fracturas de tracción perpendiculares a la foliación. Dichas fracturas, según Ji *et al.* (1997), podrían resultar de un proceso progresivo de ascenso de las rocas metamórficas dentro de la corteza superior.

Granulita Félsica Ultramilonítica (GFU): Los nuevos granos recristalizados de plagioclasa presentan bordes rectos, conformando una textura en mosaico con uniones triples a 120°; esto indicaría, que luego de cesar la deformación, la temperatura permaneció constante durante un cierto periodo de tiempo favoreciendo la recristalización estática de algunos minerales.

La presencia de trenes de inclusiones en cristales de granate cuya dirección es coincidente con la foliación de la matriz que los rodea, permite definirlos como cristales sincinemáticos; de acuerdo con Mazurek (1992), estos porfiroblastos de granate indican que la temperatura durante la deformación fue suficiente como para alcanzar las condiciones de facies anfíbolita superior a 550-650°C.

CONCLUSIONES

Como se menciona con anterioridad, uno de los objetivos de este trabajo es redefinir a través del estudio petrográfico algunas de las rocas metamórficas que fueron en su momento definidas, por otros autores, mayormente como migmatitas. Durante las campañas de campo, que permitieron recolectar los datos volcados en este trabajo, se recorrieron sectores en el cerro La Crespa que según la bibliografía estaban asignados a rocas migmatíticas. A nuestro entender, basados en un minucioso estudio petrográfico, el cual se encuentra respaldado por bibliografía existente, algunas rocas de estos afloramientos deben ser renombradas como granulitas.

Las texturas relicticas granoblásticas que caracterizan a estas rocas y que son típicas de rocas metamórficas de alto grado, se encuentran obliteradas por un evento deformacional posterior y por la asociación de minerales hidratados presentes que modifica la mineralogía preexistente. Estas rocas pueden ser consideradas dentro de la serie de las granulitas tal como fuera enunciado por Jorgensen *et al.* (2006), mejorando la clasificación de las rocas reconocidas por González Bonorino *et al.* (1956) quienes las definieron en forma general como migmatitas.

Las meso y microestructuras observadas en los afloramientos estudiados del cerro La Crespa, indicarían que la deformación se produjo dentro del campo dúctil, en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en facies anfibolita superior-granulita inferior y que afectó de manera irregular a las rocas presentes (granulitas máficas y félsicas), por lo que es común encontrar coexistiendo rocas escasamente deformadas, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.

Los principales mecanismos de deformación responsables de las modificaciones texturales observadas y que apoyarían la hipótesis de un proceso desarrollado en condiciones de metamorfismo de alto grado, serían:

- recristalización dinámica por rotación

de subgranos y migración de borde de grano tanto en la plagioclasa como el feldespato potásico;

- procesos de deslizamiento simple (*easy slip*) a lo largo del plano (100), procesos de reptación de dislocaciones (*dislocation creep*) y difusión en el estado sólido que permiten la obtención de granos de piroxenos elongados y el desarrollo de roturas por tracción (*microboudinage*), que generan fracturas normales al eje de estiramiento;

- deslizamiento de dislocaciones (*slip dislocation*) y recristalización por migración de borde de grano de biotitas;

- deslizamiento de dislocaciones (*slip dislocation*) y recuperación de los cristales de granate;

- recristalización dinámica de los granos de cuarzo por migración de borde de grano y en menor medida por rotación de subgranos (*dislocation creep*).

Finalmente, en lo que respecta al estudio de la cinemática de este evento de deformación, la presencia de porfiroclastos con colas simétricas y asimétricas, y el comportamiento ambiguo como indicadores de movimiento, que presentan estos últimos, nos permite inferir que la deformación principal en el cerro La Crespa presenta características similares a lo establecido por Frisicale *et al.* (1998, 2001a) 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.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos de los subsidios PIP 02736 del CONICET, PICT 10794/2002 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y 24/H045 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur. Una parte de los resultados de este trabajo fueron presentados en la 13^o Reunión de Tectónica, realizada en la ciudad de San Luis,

2006. Los autores desean expresar su agradecimiento a la Dra. Alina Guerreschi y a un corrector anónimo por sus apreciables observaciones y sugerencias que permitieron mejorar significativamente este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berger, A. y Stuniz, H. 1996. Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). *Tectonophysics* 257 (2-4):149-174.
- Brodie, K. 1998a. Retrogressive mylonitic metabasic fault rocks. En Snoke, A., Tullis, J. y Todd, V. (eds.) *Fault-related rocks, A photographic Atlas*, 402-403, Princeton University Press, Princeton.
- Brodie, K. 1998b. High-temperature mylonites: I. Metabasic mylonites. En Snoke, A., Tullis, J. y Todd, V. (eds.) *Fault-related rocks, A photographic Atlas*, 428-435, Princeton University Press, Princeton.
- Cingolani, C., Hartmann, L., Santos, J. y McNaughton, N. 2002. U-Pb SHRIMP dating zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia belt, Río de La Plata craton, Argentina. 15^o Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-154.
- Cox, K., Bell J. y Pankhurst, R. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen y Unwin, 450 p., London.
- Coutinho, J., Krätner, H., Sassi, F., Schmid, R. y Sen S. 2007. Amphibolite and granulite. recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Dalla Salda, L. 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 198-209.
- 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: 161-174, Kluwer Academic Publishers.
- Dalla Salda, L., De Barrio, R., Echebeste, H. y Fernández, R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. 16^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio 3: 31-50, La Plata.
- Frisicale, M., Dimieri, L. y Dristas, J. 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia,

- Argentina. Terra Nostra. 16° Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium: 39, Alemania.
- Frisicale, M., Dimieri, L. y Dristas, J. 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 168-171, Salta.
- Frisicale, M., Dimieri, L. y Dristas, J. 2001a. Cinemática de las milonitas del basamento en Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 319-330.
- Frisicale, M., Dimieri, L. y Dristas, J. 2001b. Microestructuras en las rocas miloníticas del Cerro El Peregrino, Tandilia, *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D*, 5: 107-111.
- Frisicale, M., Dimieri, L. y Dristas, J. 2004. Deformación dúctil en el Cerro Negro, megacizalla de Azul, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Serie D7*: 82-88.
- Frisicale, M., Martínez, F., Dimieri, L. y Dristas, J. 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.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17 (12): 1144-1147.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires). *LEMIT, Serie 2*(63): 5-22, La Plata.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14(2): 145-159.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J. 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(11): 2109-2143.
- Ji, S. y Martignole, J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology* 16(7): 985-996.
- Ji, S., Pinglao, Z. y Kazuko, S. 1997. Fracturing of garnet cristal in anisotropic metamorphic rocks during uplift. *Journal of Structural Geology* 19(5): 603-620.
- Jorgensen, L., Frisicale, M. y Dimieri, L. 2006. Análisis microestructural e interpretación de las condiciones de P-T del sector NO del cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 13° Reunión de Tectónica, CD-ROM, 9, San Luis.
- Lafrance, B. y Vernon, R. 1993. Mass transfer and microfracturing in gabbroic mylonites of the Guadalupe igneous complex. California. En Boland, J.N., Fitz Gerald, J.D. (eds.) *Defects and Processes in the Solid State, Geoscience Applications, The McLaren Volume*: 151-167, Springer.
- 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(1): 44-52.
- Mazurek, M. 1992. Phase-equilibria and oxygen isotopes in the evolution of metapelitic migmatites a case study from the pre-alpine basement of Northern Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109(4): 494-510.
- Pankhurst, R., Ramos, 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, 289 p., Berlin.
- Richard, L. 1995. Minpet Mineralogical Petrological data processing system, version 2.02. Minpet Geological Software, Quebec.
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group, 352p, UK.
- Rosenberg, C. y Holger, S. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25(3): 389-408.
- Simpson, C. y Wintsch, R. 1989. Evidence for deformation induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology* 7: 261-275.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P. y Heaman, L. 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, CD-Rom, SENARGEOMIN: 257-260, Pucón.
- Toyoshima, T. 1998. Gabbro mylonite developed along a crustal-scale décollement. En Snoke, A. Tullis, J. y Todd, V. (eds.) *Fault-related rocks, A photographic Atlas*. Princeton University Press 426-427, Princeton.
- White, J. 1998. High-temperature mylonites: I. En Snoke, A. Tullis, J. y Todd, V. (eds.) *Fault-related rocks, A photographic Atlas*. Princeton University Press 418-420, Princeton.
- White, J., Liang, D. y Hanmer, S. 1998. High-temperature mylonites: II. En Snoke, A. Tullis, J. y Todd, V. (eds.) *Fault-related rocks, A photographic Atlas*. Princeton University Press 422-425, Princeton.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin HyMan, 466 p., London.

Recibido: 7 de noviembre, 2007

Aceptado: 25 de abril, 2008