

# La prolongación austral de las Sierras Pampeanas en la provincia de La Pampa: Evidencias geológicas y geofísicas

Sergio DELPINO<sup>1</sup>, Gabriela FERRACUTTI<sup>1,2</sup>, José KOSTADINOFF<sup>1,2</sup> y Ernesto BJERG<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca, E-mail: sdelpino@criba.edu.ar

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

**RESUMEN.** En las márgenes de la salina Valle Daza se reconocieron granoblastitas derivadas de gabros y granitos leucocráticos con diferenciados aplíticos y pegmatíticos, que evidencian dos eventos metamórficos caracterizados por: a) deformación dúctil en facies de anfibolitas alta o superior que generó la foliación dominante NNE y transformó a las granoblastitas en anfibolitas y a las rocas granítico-pegmatíticas en protomilonitas y milonitas y, b) deformación frágil-dúctil de baja temperatura, con retrogradación parcial de las fases de grado alto a paragénesis de facies de esquistos verdes media a alta. En el mismo sector, notorias anomalías gravimétricas (30 km de diámetro y amplitud de +15 mGal) y magnetométricas (10 km de ancho y máximos de 250 nT) reflejan la presencia de volúmenes importantes de rocas máficas de alta densidad. Se determinaron significativas similitudes petrológicas y estructurales entre las rocas máficas y graníticas de Valle Daza y las aflorantes en el sector occidental de la sierra de Lonco Vaca, situada en la extensión norte de una línea de anomalías gravimagnetométricas de rumbo concordante con la foliación NNE con máximos en las localidades Estancia El Coya, Valle Daza, El Durazno y Victorica. De norte a sur, los afloramientos de granoblastitas clinopiroxénicas y anfibolitas de Lonco Vaca, salina de Valle Daza y Estancia Santa María, se corresponden con las respectivas anomalías gravimagnetométricas. Los estudios realizados indican que los eventos tectono-metamórficos observados en el centro de la provincia de La Pampa pueden ser correlacionados con los eventos F3 (S3-M3) y F4 (M4) reconocidos en el bloque central de la sierra de San Luis. Son también características en un todo comparables en ambas regiones, el diseño discontinuo y la alineación NNE de las anomalías gravimagnetométricas, en concordancia con fajas de deformación dúctil de extensión regional buzantes al ESE y con vergencia ONO. Las correlaciones estructurales, petrológicas y geofísicas halladas en la presente contribución, constituyen un aporte significativo a la hipótesis de continuidad de las Sierras Pampeanas Orientales en la porción central de la provincia de La Pampa.

Palabras clave: *Geología, Geofísica, La Pampa, Correlaciones regionales, Sierras Pampeanas.*

**ABSTRACT.** *The southern extension of the Sierras Pampeanas in La Pampa province: geological and geophysical evidences.* In Valle Daza, outcrops of granoblastites (derived from gabbros) and leucocratic granites with aplitic and pegmatitic varieties reveal the existence of two metamorphic events. Their characteristics are: a) ductile deformation in upper amphibolite facies or higher, responsible for the NNE foliation and the transformation of granoblastites into amphibolites, and of granites and pegmatites into protomylonites and mylonites, and b) low-temperature fragile-ductile deformation, leading to retrogradation of high-grade paragenesis into middle to upper greenschist facies. Significant gravimetric (diameter 30 km and +15 mGal amplitude) and magnetometric anomalies (width 10 km and 250 nT maximum value) in the study area, indicate the presence of important volumes of high density mafic rocks. The mafic and granitic rocks cropping out in the western part of Sierra de Lonco Vaca share very similar petrological and structural characteristics to those occurring in Valle Daza. The Sierra de Lonco Vaca is located at the northern prolongation of a series of gravimagnetometric anomalies bearing the same orientation as the regional NNE foliation, with remarkable local anomalies at the Estancia El Coya, Valle Daza, El Durazno and Victorica localities. From north to south, the outcrops of clinopyroxenic granoblastites and amphibolites at Lonco Vaca, Valle Daza and Estancia Santa María are coincident with gravimagnetometric anomalies. Our results indicate that the tectono-metamorphic events recognized in La Pampa province can be correlated with the F3 (S3-M3) and F4 (M4) events recognized in the central block of the Sierras de San Luis. Both regions share other common features, such as discontinuous NNE trending gravimagnetometric anomalies, coincident with regional belts of ductile deformation dipping ESE and with WNW vergence. Structural, petrological and geophysical correlations established in the present study, constitute a significant contribution in favour of the hypothesis postulating the extension of the eastern Sierras Pampeanas into the central portion of La Pampa province.

Key words: *Geology, Geophysics, La Pampa, Regional correlations, Sierras Pampeanas.*

## Introducción

En la zona de Valle Daza, Stappenbeck (1913) describió anfibolitas en la denominada “sierra basal” de Valle Daza. Linares *et al.* (1980) hallaron en una salina al sur de la estan-

cia Malal-Co, rodados de una roca que definieron como una granoblastita piroxénica-anfibólica.

Kostadinoff *et al.* (2001) propusieron a partir de las anomalías gravimétricas de Bouguer la existencia en el área central de la provincia de La Pampa de un complejo de rocas máficas-

ultramáficas alargadas en dirección N. Dichas anomalías tienen máximos en las localidades de Victorica, El Durazno, Valle Daza y Estancia El Coya. Estos mismos autores determinaron además la existencia de anomalías magnéticas asociadas a las gravimétricas. Posteriormente, al sur de Valle Daza y en base a estudios aeromagnéticos, Chernicoff y Zappettini (2003) indican una anomalía magnética de extensión meridiana concordante con la establecida por Kostadinoff *et al.* (2001). Atribuyen la señal magnética a la presencia de rocas máficas y la definen como un corrimiento de orientación submeridional, con vergencia oeste, cuya prolongación septentrional sería concordante con la falla identificada previamente por Stappenbeck (1913) entre las localidades de Telén y Victorica.

A partir de los resultados obtenidos a nivel regional en trabajos previos desarrollados en el sector (Kostadinoff *et al.*, 2001), se planificó la exploración geológica y geofísica en el área circundante a la estancia Valle Daza con el fin de ubicar afloramientos de rocas, caracterizar estructural y petrológicamente a las mismas y determinar la eventual presencia de mineralización asociada.

Los afloramientos más importantes fueron hallados en las márgenes de la salina ubicada 10 km al SSO de la estancia Valle Daza (Fig. 1). El sector está caracterizado por la presencia de rocas máficas con intercalaciones de rocas graníticas con variedades aplíticas y pegmatíticas, todo el conjunto intensamente deformado y metamorfozado. En la estancia Santa María (al S de Valle Daza), se encontraron numerosos rodados de rocas máficas. Además, 200 metros al E de la vivienda de esta última, se hallaron fragmentos de estas rocas extraídos durante los trabajos de excavación para el emplazamiento de un tanque de agua. Finalmente, sobre la ruta 18 y al oeste de la estancia Valle Daza, se hallaron rocas máficas en un resalto del camino. Todas las localidades indicadas se ubican dentro de un área de anomalías gravimétricas y magnéticas de importante magnitud.

La anomalía gravimagnetométrica de Valle Daza forma parte de una serie de anomalías, equivalentes en magnitud y alineadas en dirección NNE, cuya prolongación hacia el norte pasa por el margen occidental de la sierra de Lonco Vaca. En este último sector, Párica (1986) describió afloramientos de rocas máficas y félsicas con características petrológicas y estructurales en un todo equiparables a las descritas en el presente trabajo. Esta correspondencia entre lineamientos geofísicos, estructura y petrología, indica que los afloramientos de Valle Daza forman parte de una entidad geológica de extensión regional que ocupa el centro de la provincia de La Pampa.

Varios autores han considerado que los afloramientos de rocas metamórficas y eruptivas de la parte central de la provincia de La Pampa constituyen la prolongación austral de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis (Stappenbeck 1926, Harrington 1956, Linares *et al.* 1980, Párica 1986, Tickyj *et al.* 1999, Kostadinoff *et al.* 2001). Los estudios llevados a cabo en la presente contribución, indican significativas equivalencias en lo concerniente a eventos metamórficos, estructura y particularidades geofísicas con las halladas previamente por los autores para el bloque central de la sierra de San Luis (Bjerg *et al.* 1997, Kostadinoff *et al.* 1998a, 1998b, Delpino *et al.* 2001, Delpino *et al.* 2002, Delpino *et al.* 2005).

## Metodología

Se realizó un muestreo sistemático con relevamiento de los elementos estructurales dominantes. El tratamiento estadístico de los datos estructurales se realizó con el programa *GeOrient*, versión 8.0 (Holcombe 2001). En gabinete se efectuó un estudio petrográfico-microestructural de detalle, definiéndose los distintos tipos litológicos en función de sus características texturales y mineralógicas. Se llevó a cabo un análisis de la evolución temporal de los procesos partiendo en cada caso del protolito mejor preservado y considerando su transformación por efecto de la deformación y reacciones mineralógicas asociadas. Este análisis permitió reconocer distintos eventos, establecer las características de cada uno de ellos y estimar sus condiciones físicas de desarrollo.

El método geofísico más expeditivo para detectar rocas máficas es la magnetometría, la cual fue complementada con observaciones de gravimetría. Para efectuar las mediciones geofísicas de campo, se diseñaron una serie de perfiles con estaciones cada 800 metros. En los afloramientos de rocas máficas se midió la intensidad total de radiación gama y la susceptibilidad magnética.

Con los valores de anomalías de los campos gravitatorio y magnético se confeccionaron perfiles y mapas, a partir de los cuales se modeló la estructura en función de las unidades geológicas reconocidas. Dichas unidades fueron muestreadas y estudiadas petrográficamente.

Para el cálculo de los modelos geológicos, la información geofísica y petrológica se complementó con determinaciones en laboratorio de la densidad de las rocas muestreadas en el área de trabajo.

La ubicación de los afloramientos y el posicionamiento de las estaciones geofísicas se realizó con equipos GPS modelo Garmin SRV-100. Toda la información geofísica se procesó en computadoras personales con los programas comerciales *Geolink* y *Surfer*.

Finalmente, se llevó a cabo un análisis de las correlaciones geológicas y geofísicas con otras áreas del centro de la provincia de La Pampa y la probable vinculación de esta región con el orógeno de las Sierras Pampeanas.

## Tipos litológicos: características mesoscópicas y correlaciones de campo

En general, las rocas máficas del área tienen aspecto de anfibolitas. Son rocas foliadas oscuras que muestran con frecuencia un fino bandeamiento composicional y sólo localmente tienen una apariencia más masiva. Suelen presentar inyecciones cuarzosas delgadas que por sectores cortan a la foliación y en otros son paralelas a ella. El cuarzo rellena ocasionalmente también planos de diaclasas. En base a sus características texturales y mineralógicas, se diferenciaron tres variedades de rocas máficas:

1) *Granoblastitas clinopiroxénicas*: estas rocas son las que preservan el aspecto más masivo entre las rocas máficas observadas en campo. Presentan una textura granular compuesta esencialmente por piroxenos, anfíboles y plagioclasa.

2) *Anfibolitas clinopiroxénicas*: se reconoce la misma aso-

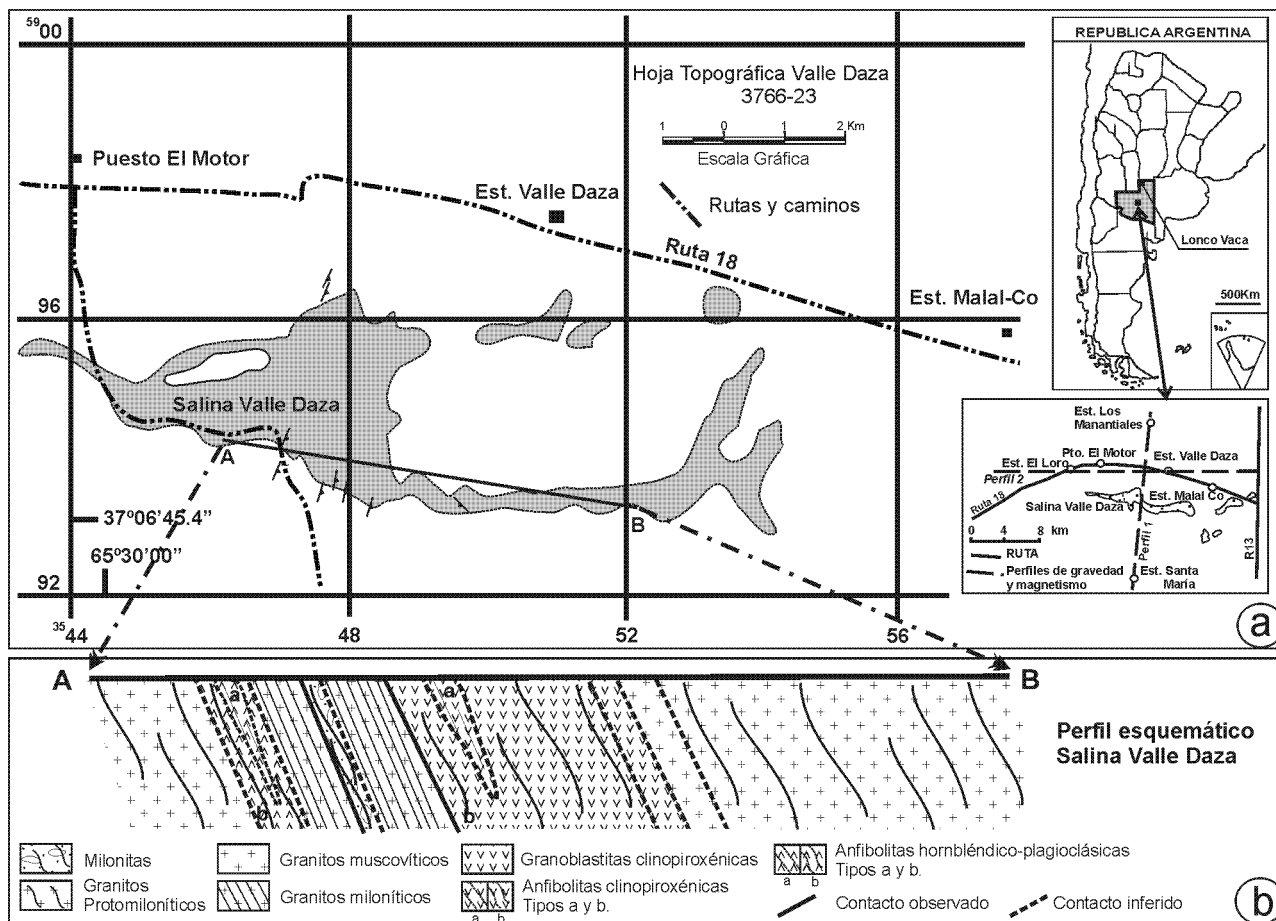


Figura 1: a) Mapa de ubicación del área de estudio. Se indican las orientaciones y extensiones de la sección muestreada y de los perfiles gravimagnetométricos; b) Perfil esquemático de las unidades aflorantes en el sector de la salina Valle Daza, mostrando las características más significativas.

ciación que en la granoblastita clinopiroxénica, pero es notorio el incremento de anfíbol en relación al piroxeno y la plagioclasa. Se han observado dos tipos de anfibolitas clinopiroxénicas con características texturales y mineralógicas diferentes: a) con bandeo composicional poco definido y, b) con marcado bandeo composicional, como resultado de la alternancia de bandas claras (ricas en Di + Pl) y oscuras (ricas en Hbl + minerales opacos) que definen en conjunto una foliación composicional bandeada (Twiss y Moores 1992).

3) *Anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas*: al igual que en el caso de las anfibolitas clinopiroxénicas, se han observado dos tipos de anfibolitas con características texturales y mineralógicas diferentes: a) poco foliadas, carentes de bandeo composicional y de grano grueso y, b) foliadas, con bandeo composicional como resultado de la alternancia de bandas claras compuestas por Qtz y oscuras esencialmente compuestas por Hbl + Pl + minerales opacos.

Entre las rocas ácidas dominan los granitos de grano medio a grueso con diferenciados pegmatíticos en venas de hasta 30 cm de espesor. Los granitos suelen estar atravesados por venas de cuarzo blanquecino de hasta 1.5 m de espesor. Se han

reconocido además pequeños afloramientos de rocas con texturas porfíricas compuestas esencialmente por escasos fenocristales de cuarzo subredondeados y micas en una pasta afanítica. Como ocurre con las rocas máficas, la intensidad de la deformación varía por fajas, como resultado de lo cual se observa una alternancia de variedades de granitos más y menos foliadas. Esta característica ha permitido identificar el protolito ígneo con sus características texturales y composicionales bastante bien preservadas y evaluar las transformaciones estructurales y mineralógicas con el incremento de la intensidad de la deformación. Se han definido los siguientes tipos litológicos:

1) *Granitos muscovíticos*: son rocas de tonalidad rosada, de grano medio a grueso, escasamente foliadas. Están compuestas esencialmente por la asociación Qtz + Kfs + Pl + Ms.

2) *Granitos protomiloníticos*: son rocas de grano medio a grueso, de tonalidad rosada, escasamente foliadas. Se han identificado algunos cristales de feldespato potásico y paquetes de muscovita que exceden largamente el tamaño de grano dominante en la roca, por lo general inferior a los 5 mm, sobrepasando el centímetro.

3) *Granitos miloníticos*: son de tonalidad rosada clara y muestran una foliación bien marcada por el estiramiento de

feldespatos y lentes y cintas de cuarzo. Se reconoció también una variedad de grano más fino, de tonalidad más rojiza y menos foliada. A pesar de su aspecto algo diferente, ambas variedades tienen características texturales y composicionales similares y se reconocen en ellas procesos comunes.

4) *Milonitas*: son rocas con textura porfiroclástica constituida por una matriz oscura finamente foliada, que incluye clastos monominerálicos o lentes poliminerálicos lenticulares alargados según la foliación. Entre los porfiroclastos monominerálicos predominan los cristales de feldespato potásico de hasta varios milímetros de diámetro. Los lentes poliminerálicos tienen aspecto granítico con grano medio a grueso.

La escasez de afloramientos, la cobertura moderna y la intensa deformación sobreimpuesta, no han permitido hasta el presente establecer claramente las relaciones de contacto entre las unidades félsicas y máficas previas al evento milonítico. Sin embargo, a lo largo del perfil presentado en la Fig. 1b las variaciones litológicas pueden ser perfectamente establecidas y los contactos medidos en campo (líneas continuas) son subparalelos a la foliación milonítica de rumbo NNE y buzamiento de alto ángulo al ESE (Fig. 2). Esta última constituye la característica estructural más conspicua en el área. El resto de los contactos son inferidos (líneas discontinuas) a partir de los cambios litológicos dado que están enmascarados por la cobertura moderna. De modo que los anchos de afloramiento no representan con exactitud las dimensiones de los diferentes tipos litológicos. Como referencia para el lector, cabe destacar que se han podido identificar exposiciones de rocas máficas continuas por espacio de entre 40-50 m por 100-120 m y de cuerpos graníticos de entre 30-40 m por 150-200 metros.

### Estudio petrográfico-microestructural

Las descripciones petrográfico-microestructurales de los distintos tipos litológicos establecidos se presentan en el Apéndice I. Se recomienda al lector prestar especial atención a las descripciones de detalle que allí se presentan, puesto que constituyen las bases sobre las que se fundamentan las consideraciones que se exponen a continuación.

### Correlaciones entre tipos litológicos, secuencia temporal de eventos y condiciones térmicas de desarrollo

#### *Rocas máficas*

La preservación parcial de la textura granular de grano grueso compuesta por cristales de plagioclasa de composición labradorítica y diópsido, sugieren que las granoblastitas clinopiroxénicas habrían derivado del metamorfismo de rocas gábricas y constituyen el protolito de las anfibolitas que dominan los afloramientos de rocas máficas de Valle Daza. La recrystalización de plagioclasas mediante la combinación de los mecanismos de migración de borde de grano y rotación de subgranos formando agregados de granos recrystalizados

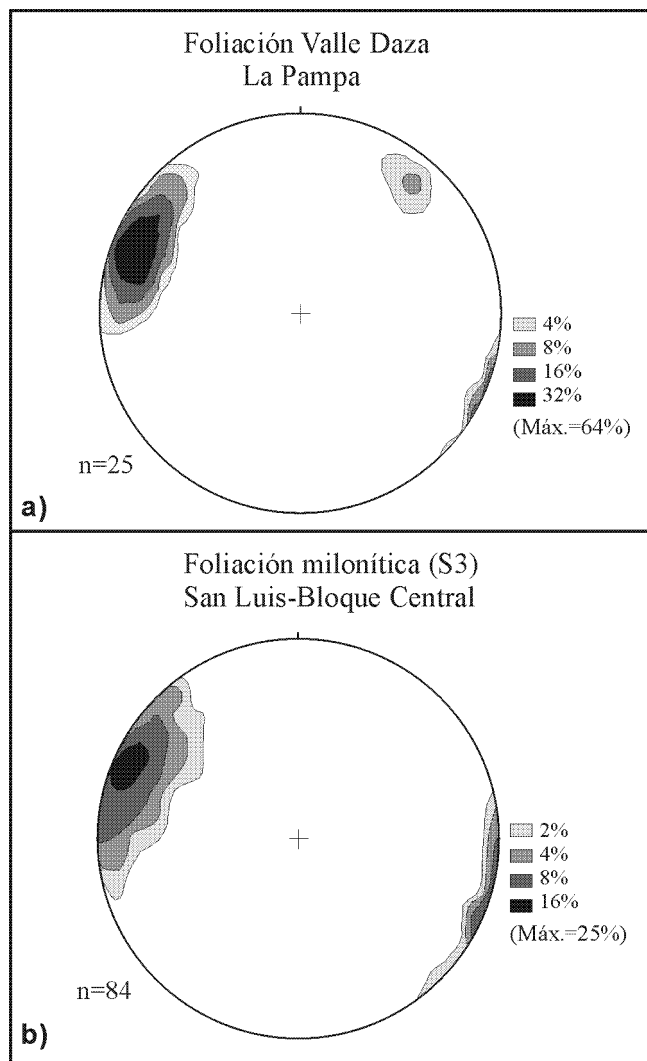
poligonales con bordes rectos y uniones triples a 120° con individuos que alcanzan diámetros de hasta 1 mm, sumado a la recrystalización del diópsido por rotación de subgranos (Figs. 3a, 3b y 3c), son indicativas de un evento de deformación dúctil a temperaturas muy elevadas, como mínimo dentro de la facies de anfibolitas alta del metamorfismo regional.

La deformación en fajas y la rehidratación transformó a estas rocas en anfibolitas clinopiroxénicas bandeadas (que conservan por sectores cantidades apreciables de diópsido) y anfibolitas hornbléndico-plagioclásticas (en las cuales el piroxeno ha sido totalmente reemplazado).

En ambos tipos litológicos se han reconocido dos variedades diferenciadas por sus características texturales y mineralógicas (descriptas como tipos a y b, véase Apéndice I). Las variedades del tipo a son interpretadas como los remanentes menos afectados por los esfuerzos de cizalla, preservadas como lentes dentro de las fajas con mayor intensidad de deformación constituidas por las variedades del tipo b (Perfil A-B, Fig. 1b). Este hecho ha influido en los mecanismos de deformación actuantes en los minerales y en el acceso de los fluidos a la roca, con la consecuente variación en la intensidad y variedad de las reacciones químicas.

Las variedades del tipo a, de aspecto más masivo en afloramiento, tienen una orientación preferente de sus componentes mineralógicos poco marcada y los minerales máficos muestran escasa o nula deformación intracrystalina. En comparación con las variedades del tipo b, tienen una composición mineralógica más simple y escasa o nula alteración de sus componentes mineralógicos. No se observa recrystalización del clinopiroxeno y la plagioclasa muestra alta movilidad de los bordes de grano con predominio de individuos con bordes suturados, siendo escasos los granos subhedrales recrystalizados con formación de uniones triples. Las características texturales indican que el mecanismo de recrystalización dominante para la plagioclasa de estas rocas fue la migración de borde de grano (Figs. 3d, 3h y 3i).

Las variedades del tipo b, muestran una marcada orientación preferente de sus componentes mineralógicos definiendo la foliación y el bandeamiento composicional. Los minerales relictos muestran un comportamiento reológico distinto al de las variedades del tipo a. La plagioclasa presenta recrystalización avanzada con generación de agregados de granos poligonales con uniones triples a 120°. Los granos recrystalizados de bordes rectos y tamaños dispares, muestran escasa o nula deformación intracrystalina (Fig. 3e). Las evidencias texturales en minerales relictos y recrystalizados indican que la recrystalización tuvo lugar mediante una combinación de los mecanismos de rotación de subgranos y migración de borde de grano. El clinopiroxeno recrystalizó mediante el mecanismo de rotación de subgranos, formando agregados de granos subhedrales a poligonales, frecuentemente con uniones triples. La hornblenda, con marcada orientación preferente define, junto con el bandeamiento composicional, la foliación NNE de la roca. Este hecho, sumado a la escasa o nula deformación intracrystalina (extinciones homogéneas a suavemente ondulantes), indican que el anfíbol cristalizó durante este evento de alto grado. La hornblenda se presenta asociada a abundante cantidad de ilmenita, ausente o muy escasa en las rocas del Tipo a). La titanita es un accesorio importante, for-



**Figura 2:** a) Diagrama de densidad de la proyección polo a plano de la foliación en el área de Valle Daza, provincia de La Pampa; b) Diagrama de densidad de la proyección polo a plano de la foliación milonítica (S3) correspondiente al evento F3 del Bloque Central de la Sierra de San Luis. Ambas proyecciones equiareales, hemisfera inferior.

mando granos intersticiales o coronas de reemplazo alrededor de la ilmenita. En las anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas se produce la incorporación de cuarzo intersticial y en cintas paralelas a la foliación, lo que da lugar al bandeamiento composicional.

En contraposición a las variedades del tipo a, las rocas del tipo b muestran por sectores alteración avanzada (Fig. 3g). La retrogradación parcial a asociaciones de menor grado metamórfico, que incluyen las fases Ser-Cc-Act-Ep-Cl-Ti, está frecuentemente ligada a la presencia de un microfracturamiento continuo, subparalelo o de alto ángulo con respecto a la foliación preexistente. La ausencia de esta deformación frágil y de las asociaciones de baja temperatura en las granoblastitas clinopiroxénicas y anfibolitas del tipo a, indican que los fluidos de baja temperatura han tenido acceso limitado a las mismas, restringido a las zonas que previamente habían sufrido un cizallamiento más intenso.

Por lo tanto, en las rocas máficas del centro de Valle Daza se pueden reconocer al menos dos eventos:

1) Un evento de deformación dúctil de alta temperatura en facies de anfibolitas alta o superior, que transforma a las granoblastitas en anfibolitas. Este evento es el responsable de la foliación NNE dominante en el área. La deformación e hidratación de las rocas incrementa hacia el centro del perfil (A-B, Figs. 1a y 1b), en coincidencia con una transformación mineralógica y textural creciente en relación al protolito mejor preservado. Este último, representado por las granoblastitas clinopiroxénicas (Cpx-Pl), progresivamente da lugar a anfibolitas clinopiroxénicas (Cpx-Pl-Hbl-Ilm) con marcado bandeamiento composicional y anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas (Pl-Hbl-Ilm) intensamente foliadas. Si bien este es el comportamiento general observado en el perfil, la intensidad de la deformación también es variable en el interior de cada faja, generando comportamientos reológicos distintos y dando lugar a las variedades de anfibolitas descritas como tipos a y b.

2) Un evento de menor temperatura, principalmente localizado en las fajas que previamente habían sufrido mayor deformación por cizalla (variedades del tipo b), produce retrogradación de las paragénesis de alta temperatura a asociaciones de fases correspondientes a la facies de esquistos verdes media a alta (Ser-Cc-Act-Ep-Cl-Ti). Este evento, con excepción del fracturamiento frágil mencionado previamente, no origina en estas rocas estructuras significativas que enmascaren las generadas durante el evento de alta temperatura, como podrían ser foliación penetrativa, crenulaciones, etc.

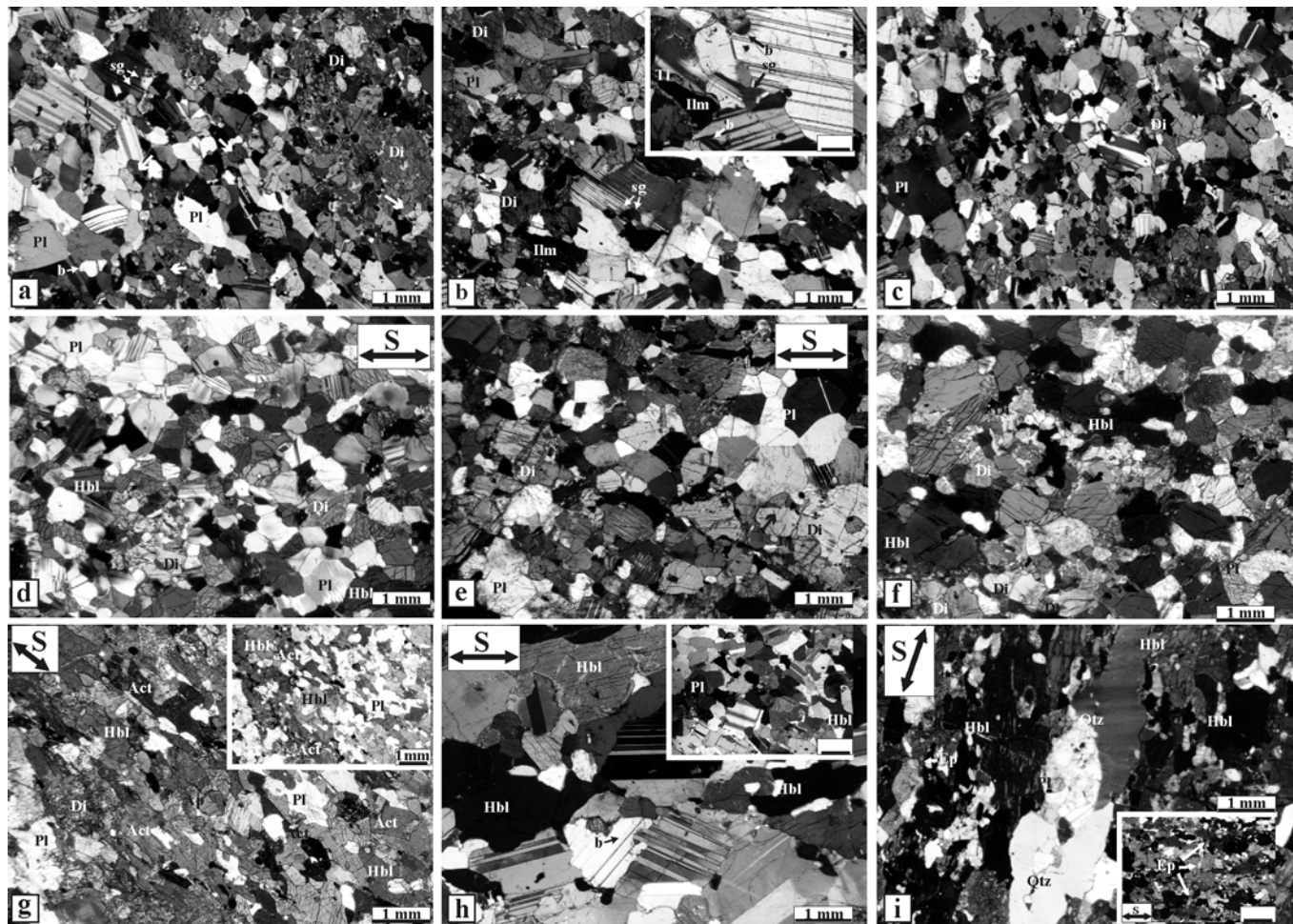
#### Rocas félsicas

Los granitos muscovíticos de grano medio a grueso compuestos por la asociación Qtz-Kfs-Pl-Ms, masivos o muy escasamente foliados y carentes de orientación preferente de sus componentes mineralógicos (Figs. 4a y 4b), constituyen el protolito ígneo félsico mejor preservado.

Al igual que en el caso de las rocas máficas, se observa un incremento de la deformación hacia el centro del perfil. El protolito ígneo es progresivamente transformado en granitos protomiloníticos escasamente foliados, granitos miloníticos intensamente foliados y milonitas porfiroclásticas.

Al igual que en el caso de las rocas máficas, dos eventos pueden ser identificados en estas rocas:

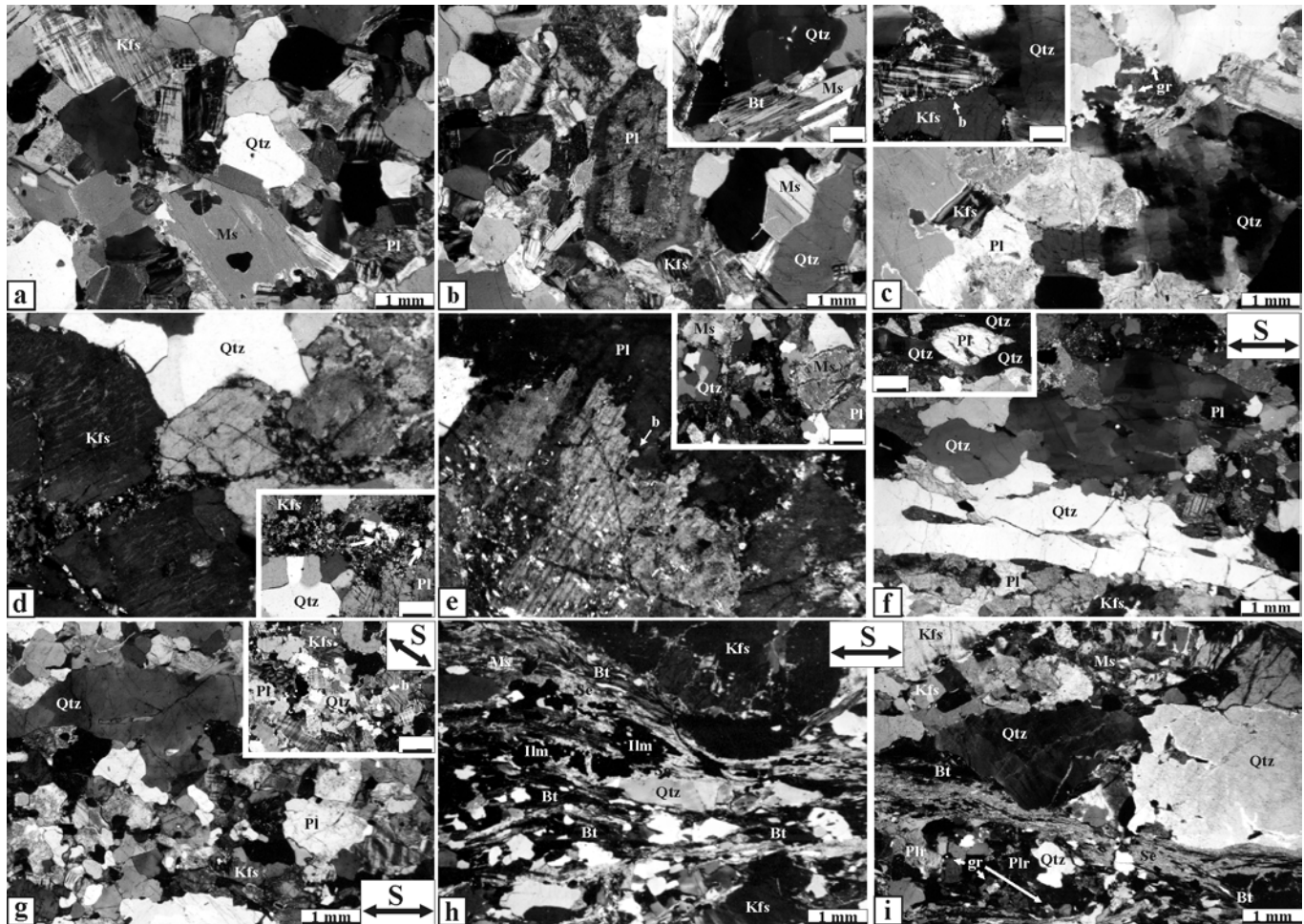
1) Un evento de alta temperatura documentado por las texturas desarrolladas en el cuarzo y los feldespatos. En los granitos miloníticos y milonitas porfiroclásticas el cuarzo forma grandes cintas monocristalinas alargadas, definiendo la foliación NNE, que incluyen ápices o lentes de feldespatos. Por otra parte, en los granitos protomiloníticos predominan los agregados policristalinos irregulares con contactos fuertemente suturados o, menos frecuentemente, granos subhedrales con desarrollo de caras rectas y uniones triples a 120°. La microestructura intracristalina más característica en el cuarzo relicto es la presencia de bandas de deformación oblicuas a la foliación o de subgranos prismáticos o rectangulares con extinciones del tipo tablero de ajedrez (Figs. 4c, 4f y 4g). Estas últimas han sido atribuidas a una combinación de deslizamiento basal y prismático, lo cual tendría lugar por encima



**Figura 3:** Características de las rocas máficas. **a, b, c)** *Granoblastitas clinopiroxénicas*. Cristales relicticos de plagioclasa (*bulging*, b) y recristalización de grano grueso y escasos subgranos poligonales (sg). Observe que diópsido y plagioclasa son reemplazados por hornblenda (flechas blancas y negras) y la ilmenita (Ilm) con coronas de titanita (Ti); **d)** *Anfibolitas clinopiroxénicas del Tipo a*. Observe el reemplazo de diópsido (Di) y plagioclasa por hornblenda y la carencia de orientación preferente de todas las fases. Note contactos lobulados entre cristales de plagioclasa; **e, f, g)** *Anfibolitas clinopiroxénicas del Tipo b*. En la Fig. 3e detalle de las bandas claras con asociación Di-Pl. En la Fig. 3f, se observa en las bandas oscuras que la hornblenda ha reemplazado intensamente al diópsido y la plagioclasa. Note la alteración de las fases relicticas respecto de las anfibolitas clinopiroxénicas del Tipo a. En la Fig. 3g, se muestra una mayor alteración de baja temperatura. Reemplazo de hornblenda y diópsido por anfíbol actinolítico y retrogradación de plagioclasa a sericita±clinozoisita, el recuadro superior derecho muestra la sección sin nicol analizador; **h)** *Anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas del Tipo a*. Ausencia total de clinopiroxeno y carencia de alteración de las fases. Observe contactos lobulados entre cristales relicticos de plagioclasa con engolfamientos (*bulging*, b) y la formación de uniones triples y casi nula deformación intracristalina (recuadro); **i)** *Anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas del Tipo b*. Observe orientación de la foliación, la presencia de cuarzo monocristalino y la alteración moderada a intensa de la plagioclasa a sericita y la presencia de epidoto (Ep) rellenando venillas orientadas a alto ángulo con la foliación (recuadro). S: foliación. Abreviaturas según Bucher y Frey (1994). Todas las fotografías con nicoles cruzados, excepto recuadro en Fig. 3g. Detalles en el texto.

de la transformación  $Qtz\alpha/Qtz\beta$  a muy elevadas temperaturas (Stipp *et al.* 2002 y referencias). La presencia de feldespatos con gran desarrollo cristalino, alargados según la foliación y con bordes lobulados entre cristales adyacentes, también sugiere equilibrio a elevadas temperaturas. La interdigitación y contactos suavemente curvos con el cuarzo y las inclusiones lenticulares de feldespatos dentro de las cintas de cuarzo monocristalinas (Figs. 4f y 4g), son características que han sido descritas para deformaciones a muy altas temperaturas, comúnmente para rocas deformadas en facies de granulitas. El mecanismo de deformación responsable de este tipo de microestructuras es la migración de borde de grano asistida

por la reptación difusional de borde de grano (véase por ejemplo Simpson y De Paor 1991, Martelat *et al.* 1999). Este proceso ha sido denominado recristalización dinámica de los bordes de cuarzo-feldespato por Gower y Simpson (1992), en el cual la migración de borde de grano resulta de la transferencia difusional de masa a lo largo de los límites entre las fases, proceso que tiene lugar a temperaturas muy altas. En la faja milonítica central, las texturas descritas están parcialmente enmascaradas por el incremento de los esfuerzos de cizalla que generan una textura porfiroclástica en combinación con una mayor afluencia de fluidos. En estas rocas el evento de mayor temperatura está acompañado por la reacción de las



**Figura 4:** Características de las rocas félsicas. **a, b) Granitos muscovíticos.** Textura granular a granoblástica sin orientación preferente e incipiente deformación. Note la movilidad de bordes de grano en cristales de cuarzo y feldespatos y la zonación de los cristales de plagioclasa. En el recuadro de la Fig. 4b, se muestra el reemplazo pseudomórfico de muscovita por biotita; **c, d, e) Granitos protomiloníticos.** La Fig. 4c muestra los bordes fuertemente lobulados entre las fases y extinción tipo “tablero de ajedrez” en cuarzo monocristalino. Los bordes de los cristales de feldespatos son finamente aserrados y en contrastantes sectores los cristales de cuarzo muestran poligonización de grano fino. El recuadro de la Fig. 4c muestra la recrystalización por migración de borde de grano de régimen 1. En la Fig. 4d se observa evento de baja temperatura de finas fracturas intergranulares. El recuadro inferior muestra las características durante el evento de alta temperatura. Fig. 4e con recrystalización incipiente en régimen 1, con desarrollo de entrantes (*bulging*, b) que le confieren a los bordes cristalinos. En el recuadro superior se muestra la deformación y recrystalización de la muscovita. Obsérvese además intensa retrogradación, **f, g) Granitos miloníticos.** Cuarzo monocristalino de bordes lobulados o cintas alargadas según la foliación. La formación de subgranos rectangulares o cuadrados con extinciones tipo tablero de ajedrez (*chessboard extinction*); Contactos lobulados con engolfamientos pronunciados (b) o suavemente curvos (Fig. 4g, recuadro) y entre especies diferentes indicando muy alta movilidad de los contactos interfase; **h, i) Milonitas porfiroclásticas.** Clastos poliminerálicos redondeados o lenticulares rodeados por una matriz constituida por biotita, opacos, cuarzo y feldespatos recrystalizados, reemplazada a su vez por una matriz sericitica de grano fino. La matriz gruesa corresponde al evento de alta temperatura. Fig. 4i muestra fragmentos de cristales relicóticos de plagioclasa (Plr) y granos recrystalizados de este mineral (gr), con escaso cuarzo de bordes lobulados. Evento de mayor temperatura, debido a disolución por presión durante el evento de menor temperatura. S: foliación. Abreviaturas según Bucher y Frey (1994). Todas las fotografías con nicols cruzados. Detalles en el texto.

fases primitivas a biotita y opacos de grano grueso, que forman junto a feldespatos y cuarzo recrystalizados las folias que rodean los microlitones (Figs. 4h y 4i). Estas fases cristalizan en sitios de baja presión (sombras de presión y otros sitios de extensión), donde el tamaño de grano es superior al desarrollado en las folias, lo cual constituye una clara evidencia de su cristalización simultánea con este evento de deformación.

2) Un evento de menor temperatura presente en todos los tipos litológicos establecidos que tiene por característica más extendida el reemplazo de los feldespatos por sericita-

muscovita. El mismo suele estar asociado a la formación de microfrazas delgadas, intergranulares. Su desarrollo más notable es evidente en las milonitas del centro de la faja, donde el reemplazo masivo de las fases de alta temperatura oblitera las texturas previamente desarrolladas. La introducción de abundante cantidad de fluidos produce una intensa sericitización, cloritización y desferrización de la biotita y fenómenos de disolución por presión (Figs. 4h y 4i). El evento de menor temperatura está registrado también en las protomilonitas de áreas alejadas de la faja central. A la sericitización

de los feldespatos, se suma la recristalización de grano fino del cuarzo y los feldespatos que enmascaran parcialmente las texturas desarrolladas durante el evento de alta temperatura. La recristalización del cuarzo es escasa y se limita a los bordes cristalinos o a la proximidad de las microfracturas delgadas. Ello da lugar a la formación de individuos poligonales de tamaño muy inferior a los subgranos y granos recristalizados durante el evento de alta temperatura (Figs. 4c y 4d, recuadro). Ambos feldespatos presentan recristalización dinámica de grano muy fino en bordes y fracturas intracristalinas (Figs. 4c, 4d y 4e). Las microestructuras de recristalización en feldespatos indican que el mecanismo actuante fue la migración de borde de grano (Tullis y Yund 1985) o recristalización del tipo *bulging* (BLG: Stipp *et al.* 2002). Éste es el estadio inicial en la recristalización de los feldespatos y es equivalente al Régimen 1 establecido para el cuarzo por Hirth y Tullis (1992) o la zona de BLG de Stipp *et al.* (2002). De acuerdo a Simpson y De Paor (1991) el inicio de la recristalización de ambos feldespatos tiene lugar aproximadamente en el rango de temperatura 450-500°C, mientras que se considera que el mecanismo de disolución por presión tiene un límite superior de temperatura de aproximadamente 400°C. Estas dos características permiten estimar que el evento de menor temperatura tuvo lugar en el rango 400-500°C.

## Geofísica

Las densidades de las rocas se determinaron en el Laboratorio de Ensayo de Materiales de la Universidad Nacional del Sur. El instrumental utilizado permite evaluar trozos de roca con pesos entre 500 y 2000 gramos. Este tamaño de roca posibilita la obtención de valores de densidad, que representan el promedio integrado de todos los componentes mineralógicos. Las densidades medidas en las rocas félsicas del área se hallan comprendidas entre 2,47 y 2,63 gr/cm<sup>3</sup>, mientras que para las rocas máficas dicho parámetro se encuentra en el rango 2,80 a 3,16 gr/cm<sup>3</sup>.

La prospección magnética en la zona de Valle Daza, con observaciones realizadas a intervalos menores a 1.000 metros, permitieron definir una faja de anomalías en coincidencia con la distribución y estructura de los afloramientos rocosos (Fig. 5). La anomalía regional de 10 km de ancho (Perfil b, Fig. 6) y alargada en sentido NNE, se subdivide en cinco núcleos con anomalías del campo magnético total con valores máximos de 250 nT en concordancia con los afloramientos de rocas máficas (Fig. 5 y Perfil a, Fig. 6). El ancho de estas anomalías se encuentra comprendido entre los 2 y 3 km (Fig. 5).

Por su parte, la susceptibilidad magnética de las rocas máficas halladas en la zona permiten dividir a estas rocas en dos grupos: uno de baja susceptibilidad con valores comprendidos entre 0 y 0,001740 SI y otro con valores en el rango entre 0,006200 y 0,038200 SI. Las rocas félsicas tienen valores comprendidos entre 0 y 0,003000 SI. Por lo tanto, los máximos de magnetismo hallados en el perfil son asignables a la presencia de magnetita y sulfuros de alta susceptibilidad magnética en las rocas máficas (véase Apéndice I).

Los perfiles de la figura 6 permiten ver la correlación entre las observaciones gravimétricas, las magnetométricas y los

afloramientos de rocas máficas. En el perfil N-S (Perfil 1, Fig. 1-a) puede observarse la concordancia de los máximos magnéticos con los afloramientos correspondientes a la ruta 18, salina Valle Daza y a la estancia Santa María. En el perfil E-O (Perfil 2, Fig. 1-a) surge claramente una anomalía magnética de magnitud significativa al atravesar la franja NNE en que se encuentran contenidos dichos afloramientos.

El diámetro (30 km) y amplitud (+15 mGal) de la anomalía gravimétrica regional (Fig. 7) entre las localidades de Lonco Vaca en el norte y Paso del Bote en el sur, indican que las rocas máficas de alta densidad constituyen sin duda una entidad geológica significativa en cuanto a sus dimensiones.

Para calcular el espesor de rocas máficas se tuvieron en cuenta la amplitud de los picos de los máximos relativos de gravedad (Fig. 6). Considerando las densidades halladas en el laboratorio se halló que el cuerpo máfico subsuperficial tiene un contraste respecto a la roca de caja de +0.40 gr/cm<sup>3</sup>. Con este resultado se calculó un modelo geofísico que indica que el espesor en profundidad de estas rocas es del orden de los 950 metros y tienen su máxima extensión en sentido meridiano.

## Discusión

### *La faja de deformación de Valle Daza*

El relevamiento geológico detallado en la región de la salina de Valle Daza permitió detectar la presencia de una zona de deformación dúctil que muestra constancia en la orientación de los planos de foliación, de rumbo dominante NNE, y buzamientos de alto ángulo al ESE (Fig. 2a). La deformación afectó por igual a las rocas ígneas máficas y félsicas, generando bandas con intensidades de deformación variables. En un perfil normal al rumbo de las estructuras (A-B, Fig 1), el grado de deformación e hidratación de las rocas incrementa hacia el centro de la sección. Sin embargo, la intensidad de la deformación fue inhomogénea en el perfil, lo cual permitió la preservación de los protolitos y determinó diferencias locales en el comportamiento reológico de las rocas, dando lugar a los distintos tipos litológicos descriptos precedentemente.

El estudio petrográfico-microestructural permitió establecer que el protolito ígneo máfico, probablemente gabro, fue transformado en granoblastitas, posiblemente a causa de un enfriamiento subsólido muy lento. El granito leucocrático por su parte muestra texturas ígneas bien preservadas con feldespatos elongados, subhedrales a euhedrales y con zonación. Aunque como se indicara previamente las relaciones de campo no permiten establecer claramente las relaciones de intrusividad entre ambos tipos de rocas, la carencia de signos evidentes de crecimiento subsólido en los granitos leucocráticos indicaría que estos últimos habrían sido emplazados con posterioridad a los cuerpos máficos. Las granoblastitas y los granitos leucocráticos fueron afectados posteriormente, al menos por dos eventos tectonotérmicos: un evento de alto grado que alcanzó la facies de anfibolitas alta a granulitas y un evento de baja temperatura en facies de esquistos verdes media a alta. El evento de alta temperatura afectó heterogéneamente a ambos tipos litológicos generando fajas de cizalla con foliación dominante NNE y buzamiento



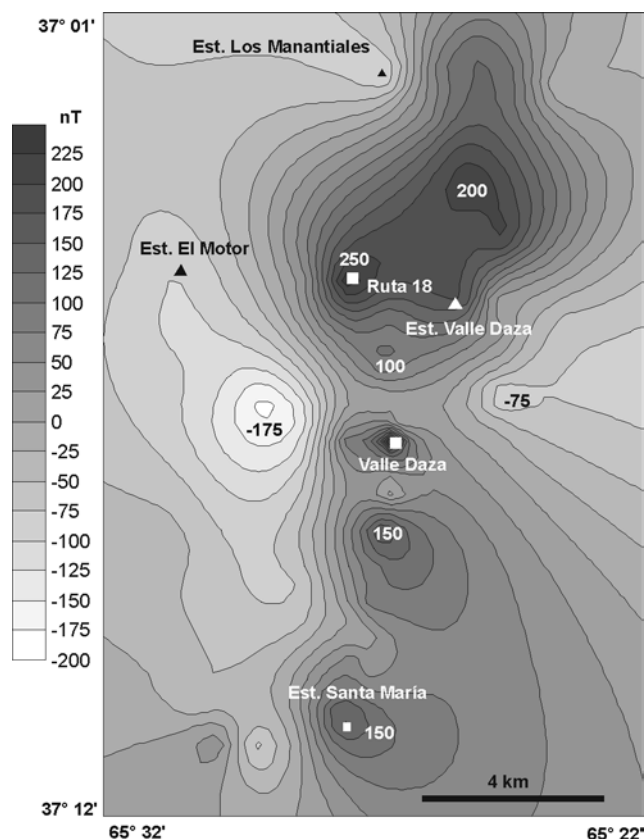


Figura 5: Mapa de anomalías magnéticas en el área de Valle Daza.

de alto ángulo al ESE. El evento de baja temperatura tuvo lugar por la canalización de fluidos a lo largo de las zonas de mayor deformación generadas precedentemente y del fracturamiento frágil subparalelo o a alto ángulo con la primitiva foliación. La presencia de dos eventos metamórficos desarrollados bajo diferentes condiciones físicas, fue también indicada por Kostadinoff *et al.* (2001), quienes separaron a las metamorfitas en dos grupos: 1) de bajo grado y 2) de grado medio, aunque las condiciones térmicas estimadas en el presente estudio en base a las paragénesis mineralógicas correspondientes a cada evento y a los mecanismos de deformación en minerales, son algo más elevadas que las propuestas por estos autores.

La presencia en el mismo sector de importantes anomalías gravimétricas (30 km de diámetro y amplitud de +15 mGal) y magnetométricas (20 km de diámetro y máximos de 250 nT) indican que, a pesar del reducido tamaño de los afloramientos, las rocas máficas de alta densidad constituyen en el subsuelo una entidad geológica de dimensiones significativas.

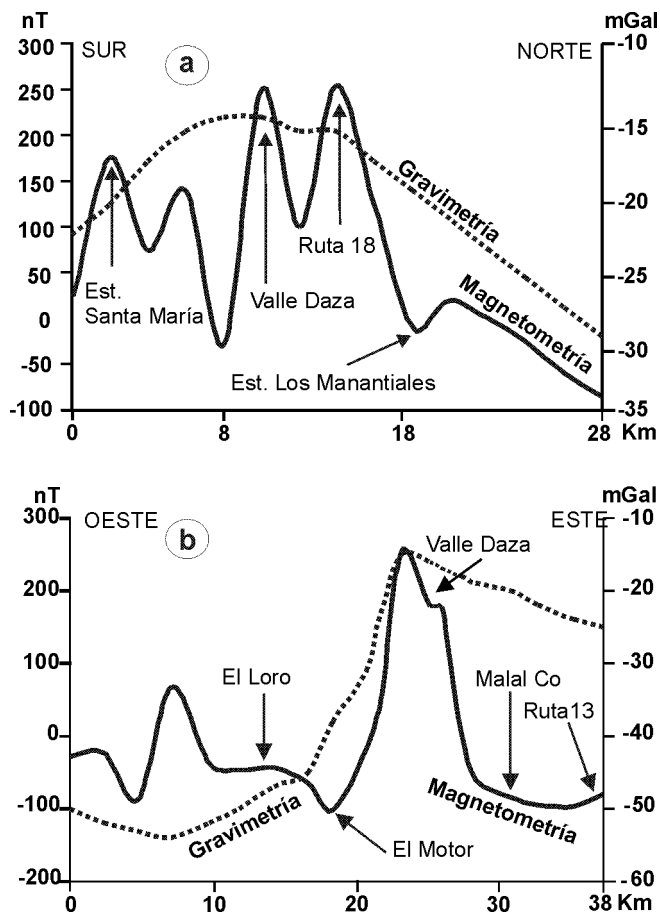
#### Correlaciones regionales

Los afloramientos de Valle Daza forman parte de una estrecha franja que, con rumbo submeridional, ocupa el centro de la provincia de La Pampa (Kostadinoff *et al.* 2001, Chernicoff y Zappettini 2003). Los afloramientos más conocidos y estudiados hasta el presente corresponden al extremo norte de

esta franja en la sierra de Lonco Vaca y sur en la margen norte del río Colorado, en las cercanías de Pichi Mahuida. Kostadinoff *et al.* (2001) mencionaron la presencia de metamorfitas y granitoides, las cuales por su amplia distribución areal y edades, serían los constituyentes de gran parte del basamento de esta región.

Linares *et al.* (1980) describen los afloramientos de la sierra de Lonco Vaca como “un pequeño bloque de basamento tipo Sierras Pampeanas”, limitado en su borde occidental por una falla NNE que inclina hacia el este. Entre las rocas predominantes mencionan esquistos cuarzo-micáceos que suelen pasar gradualmente a gneises, anfibolitas bandeadas, granitos y venas pegmatíticas (Linares *et al.* 1980, Párica 1986). En base a las descripciones petrográficas realizadas por Párica (1986), los afloramientos de Lonco Vaca presentan características comparables con las rocas de Valle Daza, objeto de esta contribución. Especialmente destacables son la presencia de dos variedades de anfibolitas bandeadas, con y sin clinopiroxeno, descritas en detalle por este autor, con características prácticamente idénticas a las rocas máficas de Valle Daza, descritas en detalle en el Apéndice I. Dichas similitudes comprenden: foliación de rumbo NNE y buzamiento de alto ángulo al E (N20°E/66°E); bandeamiento composicional (bandas leucocráticas ricas en plagioclasa con textura granoblástica y bandas melanocráticas ricas en hornblenda con textura nematoblástica); composición mineralógica equivalente ( $Pl_{And-Lab} + Hbl \pm Cpx$ , más los accesorios  $Ilm + Ap + Ti$ ); reemplazo de los piroxenos relictos por hornblenda; equivalencia en las características ópticas e intensidad de la deformación intracristalina de los constituyentes mayoritarios; en cercanías de fracturas transformación a esquistos verdes con formación de tremolita-actinolita, clorita, biotita, epidoto, cuarzo, zoicita y reemplazo periférico de ilmenita por titanita. Los granitos descritos por Párica (1986) y los granitos deformados de Valle Daza también presentan características comparables, como por ejemplo: características macroscópicas de las rocas en los afloramientos (coloración rosada, de grano grueso a muy grueso, en parte pegmatoides); composición mineralógica similar ( $Pl_{Olig}-Kfs-Qtz-Ms-Bt$ ); intensa deformación con una textura microscópica definida por el autor antes mencionado como cataclástica, con grandes cristales xenomorfos o verdaderos porfiroclastos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo con intensa deformación intracristalina y granulación marginal y micas en agregados laminares de grano grueso generalmente deformadas; pertitización y maclado en parrilla del feldespato potásico y alteración sericitica de la plagioclasa. Cabe destacar que Párica (1986) menciona “cataclasis, fracturamiento y localmente milonitización” en pegmatitas graníticas ( $Qtz-Kfs-Pl_{Olig}-Ms$ ) y la conformación por sectores de folias micáceas ( $Bt-Ms$ ) de grano grueso. Las milonitas porfiroclásticas de Valle Daza afectan a rocas graníticas de grano medio a grueso y se han observado clastos pegmatíticos. Algunas de las características descritas para los esquistos cuarzo-biotíticos de la sierra de Lonco Vaca, son equivalentes a las observadas en las rocas graníticas intensamente deformadas de Valle Daza: foliación NNE; cloritización y/o desferrización intensa de biotitas y retrogradación intensa de las plagioclasas a muscovita-sericitita.

A nivel regional Kostadinoff *et al.* (2001) determinaron la



**Figura 6:** Perfiles de gravedad y magnetismo en el área de Estancia Valle Daza: a) Perfil N-S y b) Perfil E-O. Para la ubicación regional de los perfiles véase figura 1-a.

existencia de anomalías magnéticas y gravimétricas asociadas con máximos en los parajes Víctorica, El Durazno, Valle Daza y Estancia El Coya (Fig. 7). Los altos gravimagnetométricos se alinean en dirección NNE, coincidiendo con el rumbo de la foliación medida en los afloramientos de Valle Daza. La prolongación norte de esta línea pasa por la porción centro-occidental de la sierra de Lonco Vaca (Fig. 7), donde Párica (1986) describió las anfíbolitas clinopiroxénicas con foliación NNE y buzamiento de alto ángulo al ESE, y con características petrográficas prácticamente idénticas a las de Valle Daza. Las anfíbolitas forman parte de un bloque de basamento limitado en su borde occidental por una falla inversa de rumbo paralelo a la foliación (N20°E) y vergencia oeste. Sobre el mismo lineamiento y al sur de Valle Daza (estancia Santa María, Fig. 5), se han hallado rocas máficas en una perforación. Por lo tanto existe una clara correlación entre afloramientos de rocas básicas, la faja de deformación dúctil y las anomalías gravimagnetométricas que definen un rasgo geológico significativo a escala regional.

#### Correlaciones con las Sierras Pampeanas

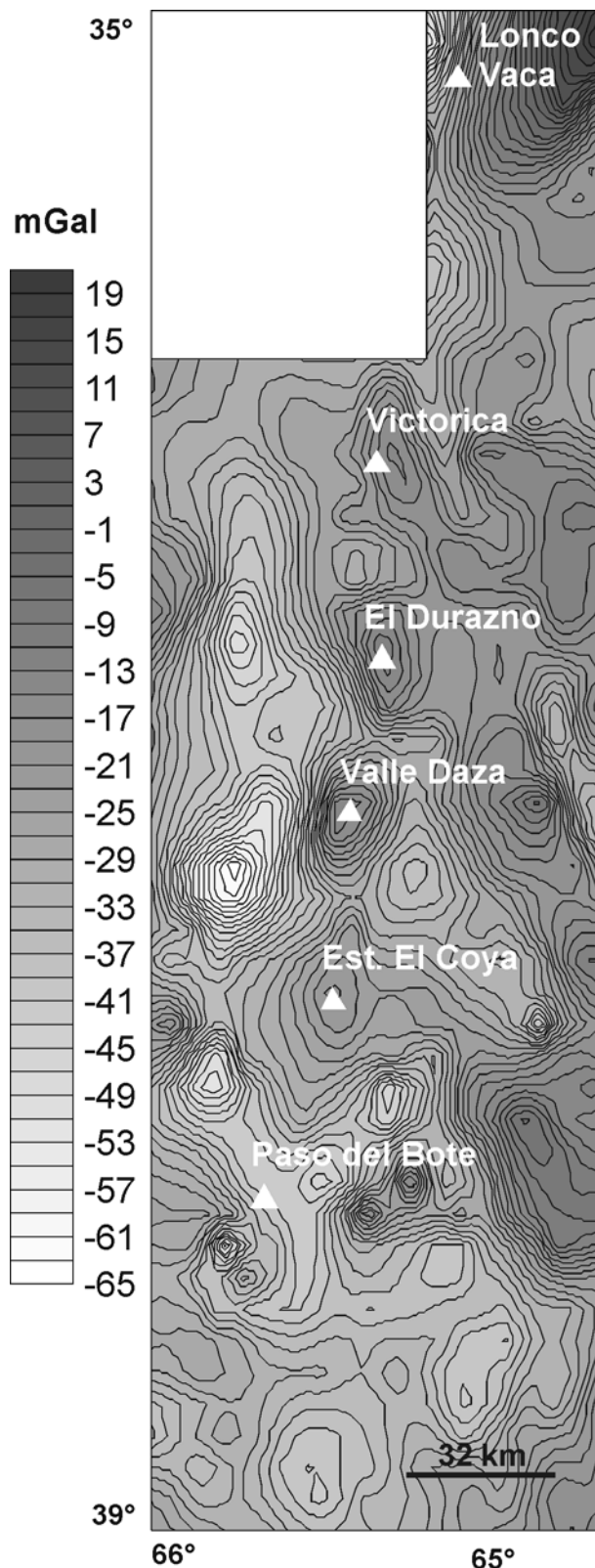
En base a la correspondencia de los tipos litológicos hallados, la tendencia estructural del basamento cristalino (fractu-

ras regionales y esquistosidad) y edades radimétricas, las unidades aflorantes en la región centro-este de la provincia de La Pampa han sido previamente consideradas como la probable prolongación austral de las Sierras Pampeanas (Stappenbeck 1926, Harrington 1956, Linares *et al.* 1980, Párica 1986, Tickyj *et al.* 1999). Basados en las similitudes litológicas y edades del metamorfismo, Kostadinoff *et al.* (2001) indicaron que las metamorfitas del centro-este de la provincia de La Pampa podrían ser correlacionables con las de la sierra de San Luis.

Si bien afectan a rocas diferentes, la orientación de las estructuras, el número y secuencia de eventos y las características y grado metamórfico de cada uno de ellos determinados en el presente estudio, resultan comparables a los eventos F3 (S3-M3) y F4 (M4) establecidos por Delpino *et al.* (2001, 2002, 2005) para el bloque central de la sierra de San Luis. Según estos autores, en esta última comarca el evento F3 es el responsable de la conformación de una amplia faja de cizalla dúctil que afecta rocas máficas-ultramáficas y su entorno gnéisico-migmatítico, generando una foliación milonítica (S3) de rumbo NNE y buzamiento de alto ángulo al ESE (compare las Figs. 2a y 2b). En proximidades de los cuerpos máfico-ultramáficos la milonitización tuvo lugar dentro de la facies de anfíbolitas alta transicional a granulitas (M3) y se atribuyó su desarrollo al final de la orogenia famatiniana, en el Ordovícico Medio (Delpino *et al.* 2005). El evento F4 produjo obliteración de las texturas miloníticas y retrogradación de las fases de alta temperatura a asociaciones de fases de esquistos verdes (M4). Los fluidos fueron canalizados a lo largo de las discontinuidades generadas durante el evento milonítico y de fracturamiento frágil. Este evento fue relacionado con la intrusión de los grandes cuerpos ígneos post-orogénicos emplazados a lo largo de fracturas regionales durante el Paleozoico medio a tardío (Delpino *et al.* 2005).

La alineación NNE en concordancia con fajas de deformación dúctil de extensión regional (buzantes al ESE y con vergencia ONO) y el diseño discontinuo de las anomalías gravimagnetométricas con núcleos aislados, son características también comparables a las obtenidas para la faja de rocas máficas-ultramáficas del bloque central de las sierras de San Luis (Kostadinoff *et al.* 1998a, 1998b), lo que constituye un elemento más en apoyo de la probable correlación entre las dos comarcas.

Además de las equivalencias expuestas, la correlación entre el evento dúctil de alta temperatura del centro de la provincia de La Pampa y el evento F3 del bloque central de la sierra de San Luis, puede sustentarse en las edades radimétricas determinadas recientemente por Tickyj *et al.* (2002) para el área de Valle Daza y zonas adyacentes. Estos autores determinaron una edad de  $461 \pm 2$  Ma (Ar-Ar en biotita) para gneises biotítico-granatíferos de Valle Daza, interpretada como representativa del principal evento de deformación en el área. Estos mismos autores, obtuvieron una edad de  $467 \pm 13$  Ma (K-Ar en hornblenda) para anfíbolitas de Paso del Bote (SO de Valle Daza, Fig. 7), considerada como una estimación de la edad mínima del metamorfismo de estas rocas. Las anfíbolitas descriptas tienen características de campo, estructurales y mineralógicas muy similares a las anfíbolitas de Valle Daza. Si tenemos en cuenta que para estas últimas se estableció que la



**Figura 7:** Mapa de anomalías gravimétricas regionales, entre las localidades de Lonco Vaca en el norte y Paso del Bote en el sur.

hornblenda cristalizó durante el evento dúctil de alta temperatura, la edad determinada para las anfibolitas de Paso del Bote

representaría también la edad de este evento de deformación.

Las equivalencias halladas en el presente estudio entre los eventos tectonometamórficos y anomalías geofísicas para las rocas de Valle Daza y su entorno regional y las correspondientes a la región centro-sur de la sierra de San Luis, sumado a la concordancia en las edades radimétricas obtenidas recientemente por Tickyj *et al.* (2002), apoyan fuertemente la hipótesis de continuidad de las Sierras Pampeanas Orientales (según propuesta de Caminos, 1979) en el territorio de la provincia de La Pampa.

## Conclusiones

1) Los afloramientos de Valle Daza están constituidos por rocas ígneas máficas, granoblastitas derivadas de gabros, y granitos leucocráticos con diferenciados aplíticos y pegmatíticos, que han sufrido al menos dos eventos metamórficos: a) el evento más antiguo produjo deformación dúctil de alta temperatura en facies de anfibolitas alta o superior y generó la foliación dominante NNE con buzamiento de alto ángulo al ESE. Durante esta etapa, las granoblastitas fueron transformadas en anfibolitas y las rocas granítico-pegmatíticas en protomilonitas y milonitas; b) el evento más joven produjo fracturamiento frágil y deformación dúctil de baja temperatura y retrogradó las asociaciones de alto grado a asociaciones de facies de esquistos verdes media a alta. Este último proceso tuvo lugar a través de la canalización de fluidos a lo largo de los planos de foliación generados durante el evento precedente y del fracturamiento frágil, y no modificó significativamente las texturas desarrolladas durante el evento previo.

2) Las rocas máficas y graníticas de Valle Daza tienen sorprendentes similitudes petrológicas y estructurales con las descriptas para el sector occidental de la sierra de Lonco Vaca. Esta última se sitúa en la extensión norte de una línea de anomalías gravimagnetométricas con núcleos, de sur a norte, en las localidades Estancia El Coya, Valle Daza, El Durazno y Victorica, de rumbo concordante con la foliación de rumbo NNE y buzamiento de alto ángulo al ESE, la cual constituye la característica estructural más notoria en ambas localidades. Los afloramientos de granoblastitas clinopiroxénicas y anfibolitas en las localidades mencionadas y en perforaciones en la estancia Santa María, localizada sobre la misma línea, al sur de Valle Daza, permiten interpretar a las anomalías gravimagnetométricas como originadas en la presencia aflorante o soterrada de rocas máficas metamorfozadas derivadas de gabros.

3) Sobre la base de la correspondencia estructural y la equivalencia en las características y condiciones físicas de desarrollo, los eventos metamórficos observados en el centro de la provincia de La Pampa pueden ser correlacionables con los eventos F3 (S3-M3) y F4 (M4) establecidos en el bloque central de la sierra de San Luis. El evento F3 fue asignado al final de la orogenia fámatiniana en el Ordovícico Medio y el F4 relacionado al emplazamiento fisural de los granitoides post-colisionales en el Paleozoico medio a superior. La alineación NNE en concordancia con fajas de deformación dúctil de extensión regional (buzantes al ESE y con vergencia ONO) y el diseño discontinuo de las anomalías gravimagnetométricas,

son características comparables con las establecidas en la faja de rocas máficas-ultramáficas del bloque central de las sierras de San Luis. Las correlaciones estructurales, petrológicas y geofísicas halladas en la presente contribución, constituyen un aporte significativo a favor de la hipótesis de continuidad de las Sierras Pampeanas Orientales en la porción central de la provincia de La Pampa, previamente planteada por otros autores.

## Agradecimientos

El presente trabajo fue parcialmente financiado con los proyectos PIP 02479 – CONICET y PGI-SGCyT-UNS 24/H066. Los autores desean agradecer a la empresa minera Marifil S.A. por su apoyo para la realización de los trabajos de campo, al Agr. A. Raniolo por la colaboración prestada en el relevamiento gravimagnético y al Departamento de Geología-UNS por facilitar el uso de vehículos e instrumental para las tareas de campo y gabinete. Se agradece a la Dra. A. M. Sato por la minuciosa revisión del manuscrito y sus valiosas sugerencias que permitieron mejorar considerablemente la versión final del trabajo.

## Apéndice I. Estudio petrográfico-microestructural

### Rocas máficas

*Granoblastitas clinopiroxénicas:* muestran una textura granular de base compuesta por plagioclasa de hasta 2 mm y diópsido de hasta 3 mm, obliterada por la recrystalización de ambas fases (Figs. 3a, 3b y 3c).

Los cristales relicticos de plagioclasa muestran curvatura, acuñaamiento y homogeneización del maclado polisintético primario, bandas de deformación y desarrollo de subgranos. La recrystalización da lugar a individuos subhedrales de tamaños variables entre 200  $\mu\text{m}$  y 600  $\mu\text{m}$ , con escasa deformación interna (extinciones débilmente ondulantes) y formación de puntos triples a 120° (Figs. 3a, 3b y 3c). Las evidencias texturales indican que la recrystalización se produce por una combinación de los mecanismos de rotación de subgranos (RS) y migración de bordes de grano (Fig. 3b). Algunos individuos recrystalizados han desarrollado maclado polisintético, mostrando planos de composición rectos. La aplicación del método de Michel-Levy a granos relicticos y recrystalizados indica que prácticamente no existen diferencias composicionales entre ambos tipos, determinándose a la plagioclasa como labradorita ( $\text{Ab}_{41}\text{-An}_{59}$ ).

El diópsido forma cristales relicticos anhedrales a subhedrales con inclusiones de plagioclasa. Muestran extinciones ondulantes a fragmentarias por la presencia de subgranos. La recrystalización por rotación de subgranos produce cristales subhedrales a euhedrales, frecuentemente poligonales, que se contactan mutuamente a través de uniones triples y con tamaños variables entre 200  $\mu\text{m}$  y 450  $\mu\text{m}$  (Figs. 3b y 3c). Los individuos independizados del relicto se entremezclan con granos recrystalizados de plagioclasa generando un mosaico poligonal.

Hornblenda e ilmenita reemplazan en forma incipiente a moderada tanto a los granos relicticos de plagioclasa y diópsido como a los granos recrystalizados, mostrando disposición intersticial y con frecuencia extendiendo ápices hacia los contactos rectos entre granos recrystalizados.

La ilmenita forma cristales subhedrales a euhedrales de hasta 650  $\mu\text{m}$ , frecuentemente fracturados. Presentan exsoluciones lenticulares de hematita en dos direcciones, lo que indica un control cristalográfico de la exsolución. También se han observado algunos cristales de hematita con exsoluciones de ilmenita, siguiendo una única dirección cristalográfica. En los contactos entre ilmenita y diópsido, hornblenda o plagioclasa suele haber bordes de reacción a titanita; esta última forma con frecuencia coronas completas alrededor del opaco.

La alteración de la roca es incipiente a moderada, aunque por sectores los máficos (esencialmente diópsido) muestran alteración a hematita-goetita y la plagioclasa (tanto la relicta como la recrystalizada) a sericita de grano muy fino.

*Anfibolitas clinopiroxénicas, Tipo a:* presentan una textura granoblástica constituida esencialmente por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda, sin orientación preferente de ninguno de sus constituyentes (Fig. 3d).

El diópsido, de color verde claro, forma cristales subhedrales y muestra secciones que varían entre prismáticas alargadas y basales equidimensionales. El reemplazo por hornblenda oblitera su primitiva forma cristalina. El predominio de cristales con extinciones homogéneas sobre aquellos con extinciones suavemente ondulantes, indica escasa deformación plástica intracristalina. Es común observar microfracturamiento frágil en algunos cristales.

La hornblenda es pleocroica, del pardo amarillento al pardo verdoso oscuro y forma cristales prismáticos alargados y secciones basales seudo hexagonales. Los cristales se presentan frescos y con extinciones homogéneas que indican deformación intracristalina prácticamente nula. Por sectores, debido al predominio de secciones basales de hornblenda y granos subhedrales recrystalizados de plagioclasa, la roca adquiere una textura granoblástica poligonal con desarrollo de uniones triples a 120°.

La plagioclasa forma cristales relicticos anhedrales, de hasta 1,5 mm, que se contactan mutuamente a través de bordes suturados. Predominan en la roca los agregados de granos recrystalizados anhedrales con bordes lobulados, aunque ocasionalmente desarrollan algunas caras rectas conformando individuos subhedrales. El tamaño de los granos seudo poligonales varía entre 200  $\mu\text{m}$  y 600  $\mu\text{m}$ . De acuerdo al método de Michel-Levy la plagioclasa puede clasificarse como labradorita ( $\text{Ab}_{40}\text{-An}_{60}$ ). Tanto los cristales relicticos como los recrystalizados presentan claras evidencias de deformación intracristalina, como curvatura, acuñaamiento y homogeneización del maclado polisintético primario y maclado secundario. La alteración es prácticamente nula en la mayoría de los cristales, y sólo por sectores se observa una alteración sericitica incipiente a lo largo de escasas microfracturas intracristalinas. Como accesorio se observa escaso circón.

*Anfibolitas clinopiroxénicas, Tipo b:* En las bandas claras (Fig. 3e) predominan los cristales de diópsido anhedrales a

subhedrales en contacto con cristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales constituyendo en conjunto un arreglo granoblástico. En estos sectores, el clinopiroxeno aparece moderadamente reemplazado en bordes y planos de parting por hornblenda e ilmenita, mientras el resto del cristal muestra alteración escasa o nula. La deformación intracrystalina es evidenciada por extinciones ondulantes, bandas de deformación, subgranos y escasos granos recristalizados. La plagioclasa muestra predominio de granos recristalizados de tamaños variables entre 200  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$ , con bordes rectos o débilmente curvados, con escasa o nula deformación intracrystalina y con frecuente formación de puntos triples a  $120^\circ$ . Los granos relícticos, de mayor tamaño e irregulares, son escasos y muestran deformación intracrystalina intensa con extinciones ondulantes, curvatura, acuñamiento y homogeneización del maclado polisintético primario, acodamientos y subgranos. Además suelen presentar contactos lobulados y engolfamientos que indican una alta movilidad de los límites de grano. Las características de los cristales relícticos y neoformados indican que la recristalización de la plagioclasa tuvo lugar mediante una combinación de los mecanismos de rotación de subgranos y migración de borde de grano.

En las bandas oscuras (Fig. 3f) la hornblenda reemplaza más intensamente al diópsido y la plagioclasa, obliterando la textura previa como consecuencia de su crecimiento intergranular y poiquiloblástico. El anfíbol es pleocroico del pardo verdoso oscuro al pardo amarillento y muestra sólo débiles extinciones ondulantes, microfracturamiento y algunos cristales con macla simple. La textura en estas bandas es una mezcla entre nematoblástica, dada por la orientación preferente de prismas de hornblenda en paralelismo con el bandeamiento-foliación de la roca, y granoblástica poligonal generada por secciones prismáticas basales de anfíbol y granos recristalizados de plagioclasa euhedrales a subhedrales que se contactan mutuamente a través de bordes rectos y forman uniones triples. La alteración de la plagioclasa a sericita de grano muy fino, varía de incipiente a moderada por sectores. En estas bandas el clinopiroxeno presenta evidencias de una recristalización de mayor intensidad, con un incremento en la cantidad de granos poligonales que varían en tamaño entre 200  $\mu\text{m}$  y 450  $\mu\text{m}$ . La presencia de cristales relícticos con subgranos de tamaños equivalentes a los granos recristalizados adyacentes, indica que la rotación de subgranos fue el mecanismo de deformación dominante en la recristalización del diópsido. Al igual que los granos relícticos, los granos recristalizados están incluidos por anfíbol de cristalización intersticial. El incremento del reemplazo por hornblenda en estas bandas, se asocia con una mayor abundancia de opacos. Esta relación espacial entre estos minerales es evidente en toda la roca.

Los opacos son abundantes y se han reconocido ilmenita, magnetita y sulfuros. La ilmenita se presenta en forma intersticial o incluida en anfíboles, y alcanza tamaños de hasta 700  $\mu\text{m}$ . Presenta lentes de exsolución a hematita (más raramente a magnetita) orientados siguiendo tres direcciones, en cuya intersección se desarrollan formas triangulares. Entre los sulfuros se han reconocido calcopiritas y algunas pirrotinas. En general son de tamaños inferiores a 20  $\mu\text{m}$  aunque suelen alcanzar hasta 45  $\mu\text{m}$ . Suelen aparecer en planos de clivaje de la hornblenda formando trenes de diminutos cristales.

Apatito y abundante titanita son accesorios comunes en estas rocas. La titanita suele formar coronas de reemplazo alrededor de los cristales de ilmenita.

Por fajas (Fig. 3g), incrementa el grado de alteración de la roca. El clinopiroxeno y la hornblenda son reemplazados parcialmente por actinolita, la plagioclasa está más intensamente retrogradada a sericita y la ilmenita es parcial o totalmente reemplazada por titanita, con frecuente formación de coronas. La alteración de los minerales máficos incluye también clorita y epidoto en menores proporciones. La roca presenta microfracturas delgadas continuas, intergranulares, subparalelas a la foliación y a alto ángulo con aquella. Las fracturas subparalelas a la foliación están en ocasiones remarcadas por la cristalización de micas (escasas) y producen fracturamiento frágil de minerales máficos y plagioclasas. Se asocia un incremento notorio de la alteración sericítica de la plagioclasa a ambos lados de las microfracturas. Las microfracturas a alto ángulo, suelen estar rellenas de opacos y epidoto.

*Anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas, tipo a:* Estas anfibolitas presentan una textura granoblástica de grano grueso, compuesta por cristales anhedrales a subhedrales de plagioclasa y hornblenda. Ambas fases tienen tamaños variables y no evidencian orientación preferente marcada (Figs. 3h y recuadro).

Los cristales de plagioclasa se contactan entre sí a través de bordes lobulados, con engolfamientos que evidencian una alta movilidad de los límites de granos (Fig. 3h). Sólo ocasionalmente, es posible observar granos poligonales con caras rectas o débilmente curvas, con escasa o nula deformación intracrystalina y constituyendo uniones triples (Fig. 3h, recuadro). Los cristales muestran maclado simple y polisintético, y extinciones desde suavemente ondulantes a las del tipo parche. Presentan alteración muy incipiente a sericita-muscovita. De acuerdo al método de Michel-Levy pueden clasificarse como labradorita ácida ( $\text{Ab}_{49}\text{-An}_{51}$ ).

La hornblenda se presenta en grandes individuos de hasta más de 5 mm, con bordes irregulares por la cristalización intergranular con extensión de ápices hacia los interespacios de cristales de plagioclasa (Figs. 3h y recuadro), o en cristales subhedrales pequeños con cristalización intersticial (Fig. 3h). Los cristales son pleocroicos del verde intenso al pardo claro y tienen extinciones homogéneas indicando ausencia de deformación intracrystalina. Algunos cristales son poiquilíticos en sus bordes, incluyendo total o parcialmente fragmentos de cristales de plagioclasa.

Como accesorio principal se observan gránulos subredondeados a subhedrales intersticiales de titanita. También se han reconocido escasos y diminutos cristales de apatito intersticiales o incluidos en cristales de plagioclasa y anfíbol. Aunque poco frecuentes, también se presentan algunos granos intersticiales de epidoto e ilmenita. La ocurrencia de estos dos últimos minerales se asocia a una sericitización más intensa de la plagioclasa del entorno, si bien la misma sigue siendo incipiente.

*Anfibolitas hornbléndico-plagioclásicas, tipo b:* Presentan textura nematoblástica dada por la alineación preferente

de cristales prismáticos de hornblenda en un fondo de cristales de plagioclasa aproximadamente equidimensionales.

La hornblenda es pleocroica del verde intenso al pardo amarillento claro, y algunos cristales presentan maclas simples. El anfíbol es en parte poiquilítico con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, ilmenita y titanita. Entre la ilmenita y la hornblenda o plagioclasa suelen desarrollarse coronas de titanita.

La plagioclasa relictica presenta cristales subhedrales con alteración de incipiente a intensa dependiendo del sector a sericita-muscovita y en menor proporción a clinzoisita. Presenta maclas simples y maclado polisintético. Mediante el método de Michel-Levy se determinó como labradorita ( $Ab_{46}-An_{54}$ ). Presenta extinciones ondulantes y por sectores homogeneización y acuñaamiento del maclado polisintético primario. Las texturas de recristalización de la plagioclasa suelen estar enmascaradas por la cristalización intersticial de hornblenda, ilmenita, titanita y cuarzo. Sin embargo, por sectores es posible observar agregados de granos subhedrales o poligonales con desarrollo de uniones triples. El tamaño de los granos recristalizados varía entre 200  $\mu m$  y 450  $\mu m$ .

El cuarzo es en general escaso y de pequeño tamaño cristalino. Presenta indicios de deformación intracristalina incipientes tales como extinciones ondulantes y bandas de deformación que barren los cristales. Sin embargo, espaciadamente y en paralelismo con la foliación, aparecen grandes cristales alargados, ópticamente continuos, formando cintas que le confieren a la roca el aspecto bandeado (Fig. 3i). Estos cristales muestran bandas de deformación bien marcadas y desarrollo incipiente de subgranos. Las cintas monocristalinas suelen incluir cristales de anfíbol y plagioclasa.

Como accesorios principales se han reconocido cantidades abundantes de ilmenita y titanita, apatito en menor proporción y escasos granos de circón.

La roca presenta microfracturas continuas, intergranulares, que cortan con alto ángulo a la foliación y están rellenas principalmente de epidoto (Fig. 3i, recuadro), y en menor proporción feldespatos potásicos y cuarzo. Las venillas cortan los cristales de hornblenda, plagioclasa, apatito, titanita e ilmenita, indicando que las venas ricas en epidoto suceden a la asociación Hbl-Pl-Ilm-Ti.

En los sectores de roca más intensamente alterados, la plagioclasa está fuertemente retrogradada a sericita-muscovita y calcita. La hornblenda aparece parcialmente reemplazada por anfíbol actinolítico, abundante cantidad de calcita en microfracturas y planos de clivaje, epidoto en granos con buen desarrollo cristalino y escasa clorita. En comparación con los sectores de roca menos alterados, en estas áreas es notoria una mayor abundancia de titanita en relación a la escasez de ilmenita.

### Rocas félsicas

*Granitos muscovíticos*: son rocas con una textura granular media compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y muscovita, sin orientación preferente marcada de ninguno de estos minerales (Fig. 4a y 4b).

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, de bordes lobulados y con crecimiento intergranular, extendiendo fre-

cuentemente ápices hacia los interespacios entre los otros minerales, especialmente plagioclasa y muscovita. Ocasionalmente muestra en su interior pequeñas inclusiones de plagioclasa y muscovita. Sólo por sectores y en donde se contactan granos de cuarzo entre sí, se observan cristales subhedrales con desarrollo de caras débilmente curvas o rectas y formación de uniones triples. Presenta deformación intracristalina moderada con extinciones variables desde suavemente ondulantes a fragmentarias por la presencia de subgranos. Los subgranos son de gran tamaño, están por lo general delimitados por caras rectas que definen con mayor frecuencia secciones cuadradas o rectangulares (Fig. 4b, recuadro).

El feldespatos potásico tiene una disposición similar a la del cuarzo, mostrando crecimiento intergranular. Forma cristales irregulares a subhedrales que incluyen total o parcialmente fragmentos de cristales de plagioclasa, muscovita y cuarzo. Presenta maclado simple y en parrilla y muestra alteración sericitica de incipiente a moderada. Sólo localmente muestra individuos poligonales que se contactan a través de uniones triples a 120°.

Las características de la plagioclasa son difíciles de determinar debido esencialmente a dos factores: el crecimiento intergranular de cuarzo y feldespatos potásicos que ha obliterado su primitiva forma cristalina y la intensa alteración sufrida por esta fase. Como resultado de lo antedicho, predominan los cristales irregulares afectados en gran parte por una alteración sericitica de grano fino. En los fragmentos de cristales mejor preservados y secciones favorables se observan maclas simples y polisintéticas. Excepcionalmente pueden observarse cristales subhedrales a euhedrales zonados originalmente, lo cual es denotado por extinciones concéntricas y remarcado por la alteración selectiva de la sericita en determinados sectores cristalinos (Fig. 4b). Los cristales muestran extinciones ondulantes y acuñaamiento y homogeneización del maclado polisintético primario.

La muscovita forma cristales con orientaciones muy diversas, variando entre dos extremos: cristales tabulares gruesos elongados paralelamente al clivaje {001} y secciones basales normales a dicho plano. Los bordes cristalinos están frecuentemente obliterados en los contactos con cuarzo y feldespatos potásicos. Los cristales presentan escasa deformación intracristalina mostrando solamente flexuramiento suave y microfracturación. Sólo ocasionalmente los cristales han sufrido reemplazo pseudomórfico por biotita parda (Fig. 4b). Esta biotita está a su vez comúnmente cloritizada y desferrizada, adquiriendo pleocroismo en verde y mostrando abundante cantidad de opacos y agujas de rutilo (especialmente visibles en secciones basales). Como accesorio se observan cristales de apatito.

*Granitos protomiloníticos*: Presentan una textura grano-blastica compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y muscovita.

El cuarzo se presenta en grandes cristales anhedrales de bordes lobulados que incluyen total o parcialmente cristales de plagioclasa, muscovita y feldespatos potásicos. Muestra extinciones fragmentarias del tipo tablero de ajedrez (*chessboard*) por la presencia de subgranos con límites rectos

y sección cuadrada o rectangular (Fig. 4c). Solo muy localmente algunos individuos presentan recristalización de grano fino ( $<100\ \mu\text{m}$ ) con formación de individuos poligonales que se contactan formando uniones triples a  $120^\circ$  (Fig. 4c, gr). La recristalización es incipiente, muy localizada, y los granos recristalizados son claramente de tamaño muy inferior al de los subgranos.

El feldespato potásico aparece en granos anhedrales, intersticiales. Incluye total o parcialmente a cristales de plagioclasa y muscovita y forma ápices que en continuidad óptica se extienden hacia los interespacios entre estos dos minerales, obliterando sus primitivas identidades cristalinas. Presenta exsolución peritítica del tipo llama y, por sectores, maclado en parrilla. La recristalización incipiente de grano fino y limitada a sólo a algunos bordes cristalinos le confiere a los granos relictivos bordes aserrados (Fig. 4c, recuadro).

La plagioclasa constituye individuos prismáticos subhedrales o en granos anhedrales con bordes lobulados en el contacto con cristales de cuarzo o feldespato potásico. Presentan fuerte alteración a sericita-muscovita. Los cristales con menor alteración muestran maclado polisintético primario. De acuerdo a la metodología de Michel-Levy puede clasificarse como oligoclasa ( $\text{Ab}_{71}\text{-An}_{29}$ ). Presenta microfracturamiento y bandas kink.

La muscovita forma cristales tabulares y basales sin orientación preferente marcada. Evidencia deformación intracristalina con extinciones ondulantes, desarrollo de bandas kink y flexura de los planos de clivaje.

Por sectores, ambos feldespatos muestran recristalización prácticamente en todos los bordes de grano adquiriendo los cristales relictivos contornos fuertemente aserrados (Figs. 4d y 4e). La recristalización de grano muy fino es importante también a lo largo de delgadas microfracturas intergranulares (Fig. 4d), en fracturas intracristalinas y planos de maclas (Fig. 4e). La muscovita primaria está fuertemente flexurada, desarrolla bandas kink y presenta recristalización en bordes y a lo largo de las bandas kink (Fig. 4e, recuadro). El cuarzo muestra granos relictivos irregulares, con bordes lobulados y escasa deformación interna, y granos recristalizados de gran tamaño (hasta  $650\ \mu\text{m}$ ), con escasa o nula deformación intracristalina y desarrollo de individuos poligonales con caras rectas y uniones triples a  $120^\circ$  (Figs. 4d y 4e, recuadro). La alta movilidad de los límites de grano y el gran desarrollo cristalino de los granos recristalizados indican condiciones de deformación a más altas temperaturas que las indicadas por el comportamiento reológico de los otros componentes. Sin embargo, un análisis de detalle muestra que tanto los granos de cuarzo relictivos como recristalizados, están cortados por finas microfracturas rellenas de sericita y diminutos cristales de feldespatos recristalizados (Fig. 4e). Coincidiendo con estas folias, suele haber recristalización del cuarzo a agregados de granos poligonales con uniones triples, pero de tamaño muy inferior al descrito previamente ( $<100\ \mu\text{m}$ , Fig. 4d, recuadro). Esta recristalización localizada de grano más fino es coherente con la deformación de baja temperatura indicada por las otras fases.

*Granitos miloníticos:* en tres de las muestras analizadas predominan cuarzo y feldespato potásico sobre las cantidades

de plagioclasa, muscovita y biotita. En la restante la plagioclasa predomina sobre el feldespato potásico.

El cuarzo forma cintas monocristalinas alargadas según la foliación de la roca con contactos lobulados o suavemente curvados con los feldespatos. Los cristales alcanzan tamaños de hasta  $20\ \text{mm} \times 3\ \text{mm}$ . Presenta extinciones ondulantes por la presencia de bandas de deformación oblicuas a la foliación o tipo 'tablero de ajedrez' por el desarrollo de subgranos prismáticos, rectangulares o cuadrados (Figs. 4f y 4g). Se observan evidencias de una alta movilidad de los límites de grano, extendiendo ápices intergranulares predominantemente en el sentido de la foliación y que a veces se interdigitan con los feldespatos (Fig. 4f). Los granos de feldespatos se encuentran a veces aislados en su interior y adquieren formas lenticulares alargadas según la foliación (Figs. 4f y 4g).

En las muestras en las que predomina sobre la plagioclasa, el feldespato potásico forma una fase interconectada que rodea a todas las otras fases minerales (Fig. 4g, recuadro). Se reconocen cristales irregulares que se contactan mutuamente a través de bordes lobulados, y granos subequidimensionales con desarrollo de caras cristalinas rectas o débilmente curvadas que se contactan mutuamente constituyendo uniones triples a  $120^\circ$ . Los cristales irregulares suelen mostrar engolfamientos pronunciados (*bulging*) y alargamiento paralelo a la foliación (Fig. 4g, recuadro). Presentan maclado en parrilla y desmezcla peritítica 'tipo llama'. Grandes individuos irregulares suelen incluir en su crecimiento intergranular fragmentos de cristales de plagioclasa, muscovita y cuarzo. En el contacto con cristales de plagioclasa, se observan intercrecimientos mirmequíticos. La alteración del feldespato potásico, esencialmente a sericita de grano fino, varía de incipiente a moderada.

En las muestras donde predomina el feldespato potásico, la plagioclasa muestra fragmentos de cristales de bordes muy irregulares escasamente preservados entre cristales de feldespato potásico y cuarzo, constituyendo la inclusión más frecuente en ambos minerales (Fig. 4g, recuadro). La plagioclasa presenta intensa alteración, esencialmente a sericita-muscovita. En el contacto con feldespato potásico se observan intercrecimientos mirmequíticos y bordes de reacción. En sectores de la roca donde se han preservado varios cristales de plagioclasa en contacto mutuo, éstos constituyen una textura granoblástica poligonal. La deformación ha producido homogeneización del maclado polisintético primario, estando éste pobremente preservado en muy pocos cristales. En las muestras con predominio de plagioclasa sobre feldespato potásico, forma cristales anhedrales a subhedrales con bordes por sectores lobulados, por sectores rectos con uniones triples (Fig. 4g). Suele también presentarse como cristales lenticulares con su eje mayor paralelo a la foliación. Algunos de estos lentes están totalmente incluidos en cuarzo con quien muestra contactos suavemente curvos (Fig. 4f).

La muscovita se presenta en secciones basales o cristales tabulares alargados según el clivaje  $\{001\}$ , con bordes corroídos por cuarzo y feldespato potásico. Suele estar marginalmente o sudomórficamente reemplazada por biotita y sus cristales muestran extinciones ondulantes, flexuramiento del clivaje y desarrollo de bandas kink.

Por sectores la alteración de todos los componentes de la

roca incrementa notoriamente. El mayor grado de alteración suele asociarse a la presencia de delgadas fracturas intergranulares que cortan los granos o se anastomosan rodeándolos. Estas microfracturas constituyen una foliación espaciada, poco visible a simple vista, paralela a la foliación originada por la orientación preferente del cuarzo y los feldespatos. Estos planos de foliación están remarcados frecuentemente por tablillas finas alargadas de biotita parda y opacos. Los cristales de biotita están parcialmente cloritizados adquiriendo pleocroísmo en verde y baja birrefringencia y/o desferrizados y cubiertos por óxidos de titanio y opacos. Los cristales relicticos están intensamente deformados en los sectores atravesados por estos planos generando, por ejemplo, bandas kink en cristales tabulares de muscovita primaria.

*Milonitas*: la roca tiene una constitución mineralógica semejante a la de los granitos contiguos, con dominio de cuarzo y feldespato potásico en relación a las cantidades de cristales de plagioclasa y muscovita. Esta asociación de fases constituye los microlitones lenticulares alrededor de los cuales se han desarrollado folias miloníticas anastomosadas. Estas últimas están constituidas por granos recrystalizados de los minerales relicticos envueltos en una matriz micácea de grano grueso, reemplazada a su vez por una matriz predominantemente sericitica de grano fino (Figs. 4h y 4i).

El cuarzo relictico presenta en los microlitones extinciones ondulantes y fragmentarias, con bandas y lamelas de deformación y desarrollo de subgranos irregulares. Forma frecuentemente cintas monominerálicas alargadas según la foliación similares a las observadas en los granitos protomiloníticos, pero acentuadas en algunos casos por el desarrollo de superficies rectas de disolución por presión paralelas a dicha foliación (Figs. 4h y 4i). En las folias miloníticas se observan individuos poligonales con uniones triples y lentes alargados según la foliación, formados internamente por cristales tabulares con contactos rectos normales a aquella (Fig. 4h).

El feldespato potásico presenta extinciones ondulantes 'tipo parche' y bandas de deformación. Es pertítico y muestra maclado en parrilla inducido por deformación. Localmente se observan escasos cristales tabulares con tendencia al desarrollo de caras rectas (Fig. 4i).

La plagioclasa se presenta en cristales intensamente sericitizados, con intercrecimientos mirmequíticos y bordes de reacción en el contacto con feldespato potásico. Sólo ocasionalmente es posible observar el maclado polisintético primario, flexurado y homogeneizado por sectores. Presenta fracturas intracristalinas rellenas por clorita, sericita y cuarzo. Dentro de las folias micáceas es posible observar algunos lentes constituidos por agregados de cristales poligonales recrystalizados de plagioclasa de hasta 400  $\mu\text{m}$ , formando uniones triples a 120°, con escaso cuarzo intersticial (Fig. 4i).

Como accesorios se observan escasos granos de circón y titanita. En las folias miloníticas se reconoce hematita en cantidades considerables.

La matriz micácea de grano grueso está constituida por fragmentos de cristales de muscovita primaria disgregados, flexurados, con pliegues kink y reorientados en forma paralela a la foliación, llegando a veces a constituir cintas. Las folias de grano grueso muestran una gran profusión de cristales tabu-

lares de biotita orientados según la foliación milonítica, con desarrollo de mayor tamaño cristalino en las sombras de presión o fracturas de extensión de los cristales relicticos de cuarzo y feldespatos (Figs. 4h y 4i). La biotita reemplaza en parte a las muscovitas relicticas, a menudo pseudomórficamente. La biotita muestra birrefringencia anómala y pleocroísmo de verde intenso a pardo amarillento claro, a causa del reemplazo parcial por clorita. La cloritización es intensa en las folias y sólo es posible reconocer las características ópticas originales de la biotita en pequeños cristales preservados en el interior de algún microlitón. La matriz biotítica de grano grueso está asociada espacialmente a la cristalización de opacos de grano grueso (Fig. 4h), que al igual que las biotitas desarrollan mayor tamaño cristalino en los sitios de baja presión. Entre los minerales opacos se reconocieron óxidos y sulfuros. Entre los óxidos predominan los cristales subhedrales a anhedrales de magnetita y hematita, estas últimas con finas exoluciones a ilmenita y más raramente a magnetita. Los granos alcanzan hasta 560  $\mu\text{m}$ , suelen estar fracturados y con bordes obliterados por el reemplazo por la matriz sericitica. Los sulfuros son escasos, por lo general de tamaños inferiores a las 15  $\mu\text{m}$ , y se asocian a las folias micáceas.

Las secciones basales de cristales de biotita cloritizados, muestran además abundante cantidad de cristales aciculares de rutilo orientados paralelamente a los planos {001}, pero en diversas direcciones constituyendo diseños estrellados o decusados.

La matriz de grano grueso aparece por sectores reemplazada por una matriz de grano fino compuesta esencialmente por sericita y escasa clorita. Esta matriz oblitera en parte el diseño milonítico previo y reemplaza su mineralogía. Parece haberse originado en la canalización de fluidos a través de finas fracturas intercristalinas, anastomosadas, desarrolladas subparalelamente a la foliación desarrollada previamente (Figs. 4h y 4i). Este proceso se asocia a la generación de superficies de disolución por presión que corroen esencialmente a los cristales de cuarzo y en menor medida a los feldespatos. Dicha disolución genera individuos alargados con caras planas paralelas a la foliación o cristales irregulares de bordes corroídos con entrantes de matriz (Figs. 4h y 4i). La cloritización intensa de la biotita se atribuye a este evento.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 1997. Estructura y Mineralización del Área Las Águilas - Virorco, San Luis, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 857-861, Santiago.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 319 p., Berlin.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J. M. C. (ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 225-291, Córdoba.
- Chernicoff, C. J. y Zappettini, E. O. 2003. Delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnéticas. Revista Geológica de Chile 30(2): 299-316.
- Delpino, S., Dimieri, L., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 2001. Geometrical analysis



- and timing of structures on mafic-ultramafic bodies and high grade metamorphic rocks, Sierras Grandes de San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(1): 101-112.
- Delpino, S., Bjerg, E., Ferracutti, G., Dimieri, L., Mogessie, A. y Kostadinoff, J. 2002. Upper-amphibolite facies mylonitization of mafic-ultramafic rocks and gneissic-migmatitic country rocks, Sierras de San Luis, Argentina: implications in the remobilization of ore sulfides. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 123-126, Buenos Aires.
- Delpino, S., Bjerg, E., Ferracutti, G. y Mogessie, A. 2005. Mylonitization and related geological processes in the Sierra de San Luis Central Block, Argentina: Implications for the tectono-metamorphic evolution of the region. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).
- Gower, R. J. W. y Simpson, C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology* 14: 301-314.
- Harrington, H., 1956. Argentine. En: Jenks, F. (Ed.): *Handbook of South American Geology*. Geological Society of America Memoir 65: 129-165, Baltimore.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14: 145-159.
- Holcombe, R. 2001. GEORient 8.0, Stereographic Projections and Rose Diagram Plots. Department of Earth Sciences, The University of Queensland, Australia.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 1998a. Gravimetric and magnetometric anomalies in the sierras pampeanas of San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 549-552.
- Kostadinoff, J.; Bjerg, E. A.; Dimieri, L.; Delpino, S.; Raniolo, A.; Mogessie, A.; Hoinkes, G.; Hauzenberger, Ch. A. y Felfernig, A. 1998b. Anomalías geofísicas en la faja de rocas máficas-ultramáficas de la Sierra Grande de San Luis, Argentina. 4° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 4° Jornadas de Mineralogía, Petrografía, Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas, Actas: 139-146, Bahía Blanca.
- Kostadinoff, J., Llambías, E., Raniolo, L. y Alvarez, G. 2001. Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (4): 481-493.
- Linares, E., Llambías, E. y Latorre, C. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146.
- Martelat, J., Schulmann, K., Lardeaux, J., Nicollet, Ch. y Cardon, H. 1999. Granulite microfabrics and deformation in southern Madagascar. *Journal of Structural Geology* 21: 671-687.
- Párica, P. 1986. Petrología y geocronología del sector central de la Sierra de Lonco Vaca, La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(3-4): 270-289.
- Simpson, C. y De Paor, D. 1991. Deformation and kinematics of high strain zones. Annual GSA Meeting, Structural and Tectonics Division, 116 p., San Diego.
- Stappenbeck, R. 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, Serie B (Geología): 1-55, Buenos Aires.
- Stappenbeck, R. 1926. *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*, E. Schweizerbartische, 409 p., Stuttgart.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. 2002: The eastern Tonale Fault Zone: a «natural laboratory» for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Tickyj, H., Basei, M., Sato, A. y Llambías, E. 1999. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa province, Argentina. 2° South American Symposium of Isotope Geology, Actas: 139-144, Villa Carlos Paz.
- Tickyj, H., Llambías, E. y Melchor, R. 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. En: Aceñolaza, F. (ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 257-266, Tucumán.
- Tullis, J. y Yund, R. 1985. Dynamic recrystallisation of feldspars: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13: 238-141.
- Twiss, R. y Moores, E. M. 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, 532 p., New York.

**Recibido:** 1 de julio, 2004

**Aceptado:** 27 de mayo, 2005