

CONDICIONES FÍSICAS DE FORMACIÓN DE GABROS Y MIGMATITAS DERIVADAS DE ROCAS MÁFICAS EN EL CENTRO DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

Alina M. TIBALDI^{1,2}, Juan E. OTAMENDI^{1,2}, Eber A. CRISTOFOLINI^{1,2}, Graciela I. VUJOVICH^{2,3} y Roberto D. MARTINO^{2,4}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. E-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ Laboratorio Tectónica Andina, Dep. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.

⁴ CICTERRA y Cátedra de Geología Tectónica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba.

RESUMEN

A lo largo del arroyo San Juan en el sector central de la sierra de Valle Fértil aflora una sección cortical caracterizada por la presencia de rocas plutónicas máficas interestratificadas con migmatitas máficas y migmatitas metasedimentarias. Esta relación de campo permite observar la transición de procesos ígneos a metamórficos asociados con la cristalización de magmas máficos y la subsiguiente fusión parcial de rocas gábricas. Este estudio analiza los cambios en la asociación y composición de minerales que ocurrieron durante esa transición petrológica. Las estimaciones termo-barométricas realizadas usando el par anfíbol-plagioclasa en las rocas ígneas máficas indican que los magmas cristalizaron a aproximadamente 1100 °C y en un rango de presiones de $5 \pm 0,5$ kbar. En tanto que las condiciones físicas de formación estimadas mediante el intercambio de Fe-Mg entre dos piroxenos y el termómetro anfíbol-plagioclasa en mesosomas de migmatitas máficas demuestra que las rocas gábricas experimentaron un procesos de fusión parcial entre 770-840°C y 5,5 kbar y que los leucosomas leucotonalíticos generados a partir del mismo proceso cristalizaron entre 780-820°C y entre 5 y 6,5 kbar. Los cambios en la composición de minerales que acompañaron a la fusión parcial de rocas gábricas son: 1) disminución en la concentración de aluminio y Mg# de los piroxenos, 2) decrecimiento del contenido de anortita en plagioclasa, y 3) disminución del Mg# en el anfíbol. El ejemplo natural estudiado presenta cambios mineralógicos que son consistentes con los resultados de petrología experimental, los cuales demuestran que protolitos ígneos máficos comienzan a fundir parcialmente a 850°C cuando la fusión es impulsada por deshidratación de anfíbol, o que la fusión comenzaría alrededor de los 800°C cuando se incorpora un fluido acuoso al sistema. Integrando relaciones de campo, cambios texturales, composición de minerales, termo-batometría con resultados experimentales se demuestra que la transición desde rocas ígneas máficas a migmatitas máficas ocurrió por enfriamiento isobárico, y que el emplazamiento continuo de magmas debió ser la fuente de calor que mantuvo la secuencia en facies de granulitas sin dejar que el enfriamiento fuera rápido. Se interpreta la geología del centro de la sierra de Valle Fértil como un ejemplo del núcleo plutónico-metamórfico del arco magmático Famatiniano donde el gradiente metamórfico anormalmente alto refleja que un volumen importante de magmas máficos alcanzaban, y dominaban, en paleo-profundidades de entre 16 y 20 kilómetros.

Palabras clave: *Arco famatiniano, Termobarometría, Rocas máficas, Migmatitas máficas, Metamorfismo magmático.*

ABSTRACT: *Physical conditions for the formation of gabbros and migmatites derived from mafic rocks in the center of Sierra de Valle Fértil, San Juan.* A sequence of plutonic mafic rocks inter-stratified with both mafic- and metasedimentary-derived migmatites is found along the San Juan valley in the center of the Sierra de Valle Fértil. This natural example shows the transition from igneous to metamorphic petrologic processes which occurred during the crystallization of mafic magmas and the subsequent partial melting of crystallized gabbroic rocks. This work studies the mineralogical changes associate to this petrologic transition. Thermobarometric estimates based on amphibole-plagioclase indicate that the mafic magmas crystallized at around 1100°C and 5 ± 0.5 kbar. The conditions under which gabbroic rocks were partially melted are estimated using two pyroxenes thermometry and amphibole-plagioclase thermobarometry. Similar physical conditions in the range between 740 and 840°C and 5 to 6.5 kbar are recovery from mineral assemblages in the mesosomes and leucosomes of mafic migmatites. The main mineral compositional changes that accompanied the partial process of the gabbroic rocks are: 1) depletion of aluminium content and Mg# ratio in pyroxenes; 2) depletion of anorthite mole fraction of the plagioclases; and 3) depletion of the Mg# ratio in amphiboles. These mineral compositional variations are consistent with those found by experimentally melting mafic protoliths. Experimental results showed that the temperature for promoting amphibole-dehydration melting in mafic protoliths is of around 850°C, whereas the addition of an aqueous fluid would lower the melting temperature to around 800°C. Combining field relationships, textural features, mineral compositional variations and thermo-barometric estimates with experimental results, we demonstrated that the transition from igneous mafic rocks to mafic migmatites was due to isobaric co-

oling. Moreover, repetitive intrusion of mafic magmas sustained the sequence at granulite-facies conditions, so avoiding rapid cooling. The natural case from the centre of the Sierra de Valle Fértil is interpreted to expose an example of the plutonic-metamorphic core of the Famatinian magmatic arc, where the abnormally high metamorphic gradient provide evidence that large volume of mafic magmas reached and emplaced at paleodepths of between 16 and 20 kilometres.

Keywords: *Famatinian arc, Thermobarometry, Mafic rocks, Mafic migmatites, Magmatic metamorphism*

INTRODUCCIÓN

La presencia de una secuencia cristalina que contiene migmatitas máficas asociadas a rocas gábricas en el centro de la sierra de Valle Fértil-La Huerta, más precisamente en los alrededores del paraje Las Juntas, brinda la oportunidad de cuantificar las condiciones de cristalización de rocas ígneas gábricas y de formación de migmatitas máficas generadas por la fusión parcial de gabros. Las rocas gábricas, con fábrica ígnea o metamórfica, se encuentran interestratificadas con migmatitas metasedimentarias, los bancos de las distintas litologías tienen pocos metros potencia y, la alternancia se repite por cientos de metros, esta relación de campo permite determinar con certeza el nivel cortical donde magmas máficos se emplazaron entre paquetes metasedimentarios. En este trabajo se utilizan datos petrográficos y composición de minerales con la finalidad de realizar un estudio detallado de las condiciones termo-barométricas de formación y reequilibrio de las rocas gábricas (o su equivalente metamórfico) presentes en esta secuencia de rocas cristalinas. Mediante la integración de estos datos con estudios de petrología experimental se deduce la secuencia de procesos petrológicos en la transición del sistema ígneo al metamórfico en las rocas gábricas. Estos resultados, conjuntamente con aquellos datos obtenidos en otras áreas de la sierra de Valle Fértil-La Huerta (Murra y Baldo 2006, Delpino *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2008, 2009) contribuyen a un mejor entendimiento sobre la evolución y desarrollo del evento magmático Famatiniano. Por ende, el trabajo es un aporte a la reconstrucción del cinturón famatiniano en particular, y al conocimiento de la geología del centro oeste de Argentina en general. Para alcanzar

el objetivo general, se estiman las condiciones de presión y temperatura mediante distintas asociaciones mi-nerales y a través de la aplicación de termómetros y barómetros de uso convencional. Asimismo, en diagramas apropiados se muestra la influencia que presenta la variación en la química mineral para el cálculo de estas variables intensivas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

El cinturón orogénico famatiniano corresponde a un arco magmático que creció durante el Ordovícico Temprano y el Medio (490-460 Ma) en el borde occidental de Gondwana (Pankhurst *et al.* 1998, Vujovich *et al.* 1996, Dahlquist *et al.* 2008). El levantamiento y basculamiento de dicho paquete cristalino durante su emplazamiento en la corteza superior podría ser relacionado, en primera instancia, a la colisión entre un terreno aloctono separado de Laurentia y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1996). La edad silúrica para la cizalla en el oeste de La Huerta representaría un estadio tardío y/o final de esta colisión (Castro de Machuca *et al.* 2007). Una característica relevante de dicho arco es que a lo largo del mismo se puede observar la transición desde rocas volcánicas a rocas magmáticas (Rapela *et al.* 1992, Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998). Precisamente, los batolitos plutónicos más profundos del cinturón famatiniano se encuentran expuestos aproximadamente entre los 28° y 33°S reflejando, muy probablemente, el efecto sumado que tiene, entre estas latitudes, la combinación de la tectónica de colisión que cerró el arco y las fuerzas andinas donde la subducción activa de la placa de Nazca es subhorizontal (Barazangui y Isacks

1976) (Fig. 1a). Mientras que, las rocas volcánicas del cinturón famatiniano afloran entre los 22° y 28°S, intercaladas con bancos sedimentarios ordovícicos, en la región de la Puna (Turner y Méndez 1979, Coira *et al.* 1999) y la sierra de Famatina (de Alba 1979, Mannheim y Miller 1996, Fanning *et al.* 2004). Como resultado de los esfuerzos tectónicos pasados y actuales la sierra de Valle Fértil - La Huerta constituye un bloque cristalino de 140 km de largo por 30 km de ancho que está siendo elevado diferencialmente por la tectónica andina (González Bonorino 1950, Jordan y Allmendinger 1986, Fig. 1b). La falla principal que eleva el bloque serrano coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil, el cual se extiende en el borde occidental de las sierras de Valle Fértil - La Huerta. Datos de geofísica indican la existencia de una paleo-sutura que correspondería al límite entre el terreno aloctono derivado de Laurentia y el margen autóctono de Gondwana (véase Giménez *et al.* 2000, Klinger Lince *et al.* 2008).

La estratigrafía de la sierra de Valle Fértil fue definida por Mirré (1976), autor que distingue un complejo metamórfico entre las unidades estratigráficas. Mirré (1976) define la constitución litológica y realiza el mapeo detallado de este complejo metamórfico. A los fines de este trabajo es necesario aclarar que las rocas máficas, ultramáficas y anfíbolitas precisa y detalladamente cartografiadas por Mirré (1976) se asignan a una unidad máfica. En tanto que los gneises granatíferos - silimaníticos incluyendo las facies cordieríticas de Mirré (1976) se agrupan en una unidad metasedimentaria ampliamente formada por migmatitas (Otamendi *et al.* 2008, 2009). Este trabajo estudia en detalle las condiciones de cristalización de rocas gábricas y la generación de migmatitas máficas a

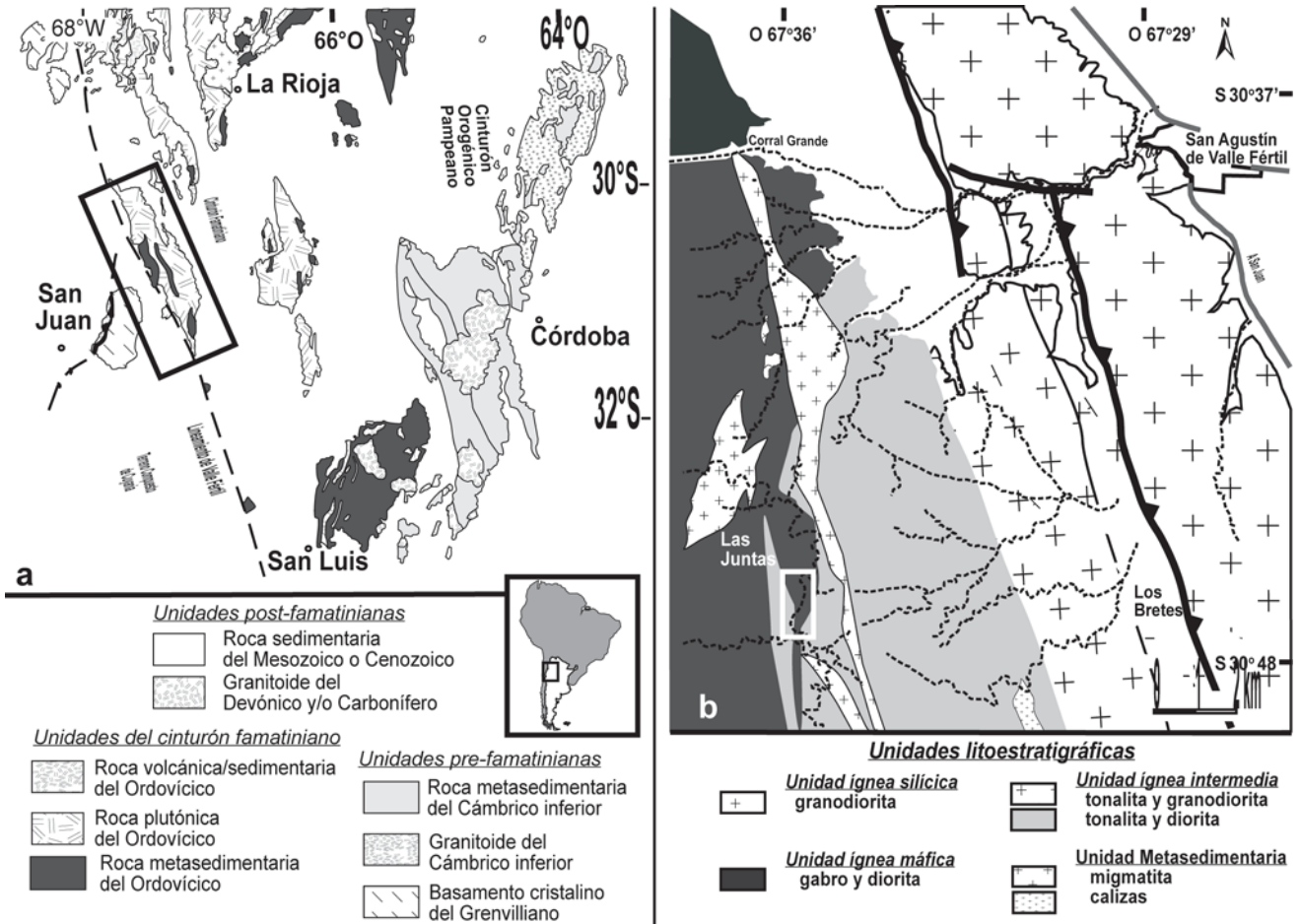


Figura 1: a) Mapa regional de las Sierras Pampeanas entre las latitudes 29° y 33°S; el recuadro indica la localización del bloque montañoso de Valle Fértil-La Huerta; b) Mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil-La Huerta mostrando la ubicación específica del área de trabajo. El mapa representa una compilación de las hojas geológicas de Mirré (1976) y considerando el trabajo de Otamendi *et al.* (2008).

partir de la fusión parcial de esas rocas gábricas. La secuencia de rocas investigada se encuentra en los alrededores de Las Juntas, donde Mirré (1976) las mapeo como gabros y anfibolitas íntimamente interestratificadas con migmatitas metasedimentarias a escala de cientos de metros. La edad de cristalización de muchas rocas plutónicas de las sierras de Valle Fértil - La Huerta indica que el magmatismo estuvo activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2000). Por otro lado, los dos datos de edad SHRIMP de 466 Ma determinadas en migmatitas metasedimentarias sugieren que estas últimas experimentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (véase Rapela *et al.* 2001).

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

En el sector central de la sierra de Valle Fértil, específicamente a lo largo del arroyo San Juan (Fig. 1b), se observa una sucesión litológica caracterizada por la alternancia de distintos tipos litológicos, entre los que se han distinguido: 1) noritas, gabronoritas y gabros anfibólicos con textura ígnea dominante, que aparecen como lentes o diques tabulares; 2) rocas metamáficas con fábrica migmatítica observable desde escala de centímetros, cuyos mesosomas son similares a las rocas gábricas y sus leucosomas son leucotonalíticos; y 3) migmatitas metasedimentarias dentro de las que se distinguen los tipos litológicos granatíferos y/o cordieríticos.

Rocas gábricas s.l.

Las rocas máficas se presentan como cuerpos con forma de lente, de cientos de metros de continuidad y potencia muy variable (entre 1 y 500 m). La mayoría de estas rocas presentan el desarrollo de características ígneas tanto a escala de espécimen de mano como al microcopio, no obstante, en casi todos los casos se observa que existe una alternancia entre características texturales típicamente magmáticas y otras desarrolladas en estado subsólido. Las observaciones petrográficas indican que noritas y gabronoritas piroxénicas anfibólicas son la litología máfica dominante (Cuadro 1), cuya mineralogía típica es: plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno, con apatita y circón como accesorios; en tanto que el clinopiroxeno

CUADRO 1: Descripción litológica y mineralógica de las rocas usadas en este trabajo.

Tipo de Roca	Muestra	Clasificación	Mineralogía
Rocas ígneas máficas	Cuerpos gábricos		
	VFSJ10	Gabronorita anfibólica	Hbl-Pl-Opx-Cpx-Mag-Ap
	VFSJ11	Norita anfibólica piroxénica	Hbl-Pl-Opx-Bt-Mag-Qtz-Ap
	Dique gábrico		
	VFSJ26	Gabro anfibólico	Hbl-Pl-Cpx-Qtz-Chl-Ap
Migmatitas Máficas	Mesosomas		
	VFSJ14	Gabro anfibólico	Pl-Hbl-Qtz-Mag
	VFSJ16	Gabro anfibólico piroxénico	Pl-Cpx-Hbl-Ap-Mag
	VFSJ20	Gabronorita anfibólica	Opx-Cpx-Hbl-Mag
	VFSJ25B	Gabro anfibólico piroxénico	Pl-Hbl-Cpx-Qtz-Chl-Ap-Mag
	Leucosomas		
	VFSJ13	Tonalita biotítica	Pl-Bt-Qtz-Ep-Mag-Chl
	VFSJ15	Tonalita anfibólica clinopiroxénica	Cpx-Pl-Hbl-Qtz-Mag-Ap
	VFSJ18	Leucotonalita biotítica	Pl-Qtz-Kfs-Bt-Mag-Ap-Spn
	VFSJ19	Leucotonalita	Pl-Qtz-Chl-Zrn-Mag-Ep?-Spn?
	VFSJ25A	Tonalita biotítica ortopiroxénica	Pl-Qtz-Opx-Bt-Mag-Zrn

aparece esporádicamente y subordinado, ocasionalmente contienen algunos granos de cuarzo y proporciones modales de magnetita siempre mayores al 1%.

Predominantemente estas rocas poseen una textura equigranular hipidiomórfica, de grano grueso. En ocasiones, se observa el desarrollo de agregados elongados y alineados de hornblenda, ortopiroxeno y plagioclasa. En general, la plagioclasa es el mineral más abundante. La plagioclasa se presenta en granos subhedros a euhedros de tamaño variable con desarrollo de maclados polisintéticos y de dos individuos. La plagioclasa también se observa como cristales pequeños subhedros a anhedral. El ortopiroxeno se presenta en cristales subhedros, normalmente muestra los bordes reabsorbidos y presenta transformación tanto a lo largo de los planos de fractura como en los bordes de los cristales. El clinopiroxeno, cuando está presente, aparece en cristales pequeños de forma euhedra. El anfíbol es pleocroico desde verde amarillento a verde oscuro. Se presenta como grandes cristales con formas subhedrales a irregulares, algunos esqueléticos, otros poiquilíticos (incluyendo ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos) o comúnmente se desarrollan como producto de transformación en los bordes de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Las rocas gábricas, muchas veces, poseen un bandeado magmático, manifestado

principalmente por la alternancia de capas dominadas por plagioclasa y capas constituidas por una combinación variable de hornblenda y ortopiroxeno. Algunas veces, la plagioclasa se concentra en dominios mono-minerales, con bordes rectos y uniones triples entre los cristales. Por su parte los dos piroxenos se presentan como agregados con plagioclasa intersticial con la relación espacial de una textura ortocumular.

Los cuerpos gábricos mayores se encuentran intruídos por un conjunto de diques máficos que se ramifican y fusionan formando una red que intruye a todos los otros tipos litológicos, incluso a gabros previamente cristalizados. En general, estos diques se caracterizan por la ausencia de bordes enfriados lo que indica que el contraste térmico entre ellos y los cuerpos máficos mayores fue mínimo. Los gabros de los diques (Cuadro 1) siempre aparecen con textura masiva de grano muy fino, mineralógicamente están compuestos principalmente por plagioclasa y anfíbol, por lo cual en su mayoría son gabros anfibólicos. Generalmente, poseen textura equigranular e hipidiomórfica, con una fábrica definida por la orientación mineral paralela de los cristales de anfíbol y plagioclasa. No obstante, la orientación de los minerales es perfectamente paralela a la pared de los diques, rasgo que indica que la orientación de an-

fíbol y plagioclasa es producto del flujo magmático (Nicolas 1992). En corte delgado se encuentra que la textura ígnea está parcialmente modificada por el crecimiento de anfíbol en un estadio tardío magmático y/o bajo condiciones sub-sólidas, mostrando el desarrollo de texturas pseudo-poligonal (Fig. 2a) o lobulada. Los anfíboles ocurren en cristales subhedros y presentan inclusiones de plagioclasa. Los ortopiroxenos se presentan como cristales subhedros con bordes desflecados y con óxidos cristalizados a lo largo de los planos de exfoliación y fractura. En los gabros que forman diques la magnetita es muy abundante, tiende a aparecer con forma euhedra y, aunque es más abundante, coexiste con ilmenita (Fig. 2b).

Migmatitas metamáficas

Las migmatitas máficas presentes en el área se caracterizan por mostrar una transición desde fábricas típicamente magmáticas, tal como se describió arriba para las rocas gábricas, hasta migmatíticas. Las fábricas migmatíticas se manifiestan por la aparición de leucosomas tonalíticos, los cuales se disponen paralelamente a la fábrica de los mesosomas o se ramifican discordantemente respecto de la orientación de la fábrica interna de los mesosomas (Fig. 2c-e). Los mesosomas se caracterizan por presentar una composición mineralógica muy similar a aquella determinada en las rocas máficas con una asociación mineral dada por: Pl + Opx + Cpx + Amph y Mag (Cuadro 1; símbolos tomados de Kretz 1983). En el mesosoma la textura equigranular hipidiomórfica original (Fig. 2f) aparece alternada con la textura granoblástica y pseudo-poligonal sobre-impuesta. El clinopiroxeno se presenta en cristales subhedrales a modo intersticial y por sectores muestra bordes de cristales reabsorbidos. En menor proporción se desarrolla como cristales anhedral que crecen envolviendo a ortopiroxeno y muestran transformación a anfíbol en los bordes. El ortopiroxeno es mayormente subhedral al igual que la plagioclasa la cual normalmente presenta maclado polisintético. El anfíbol aparece en crista-

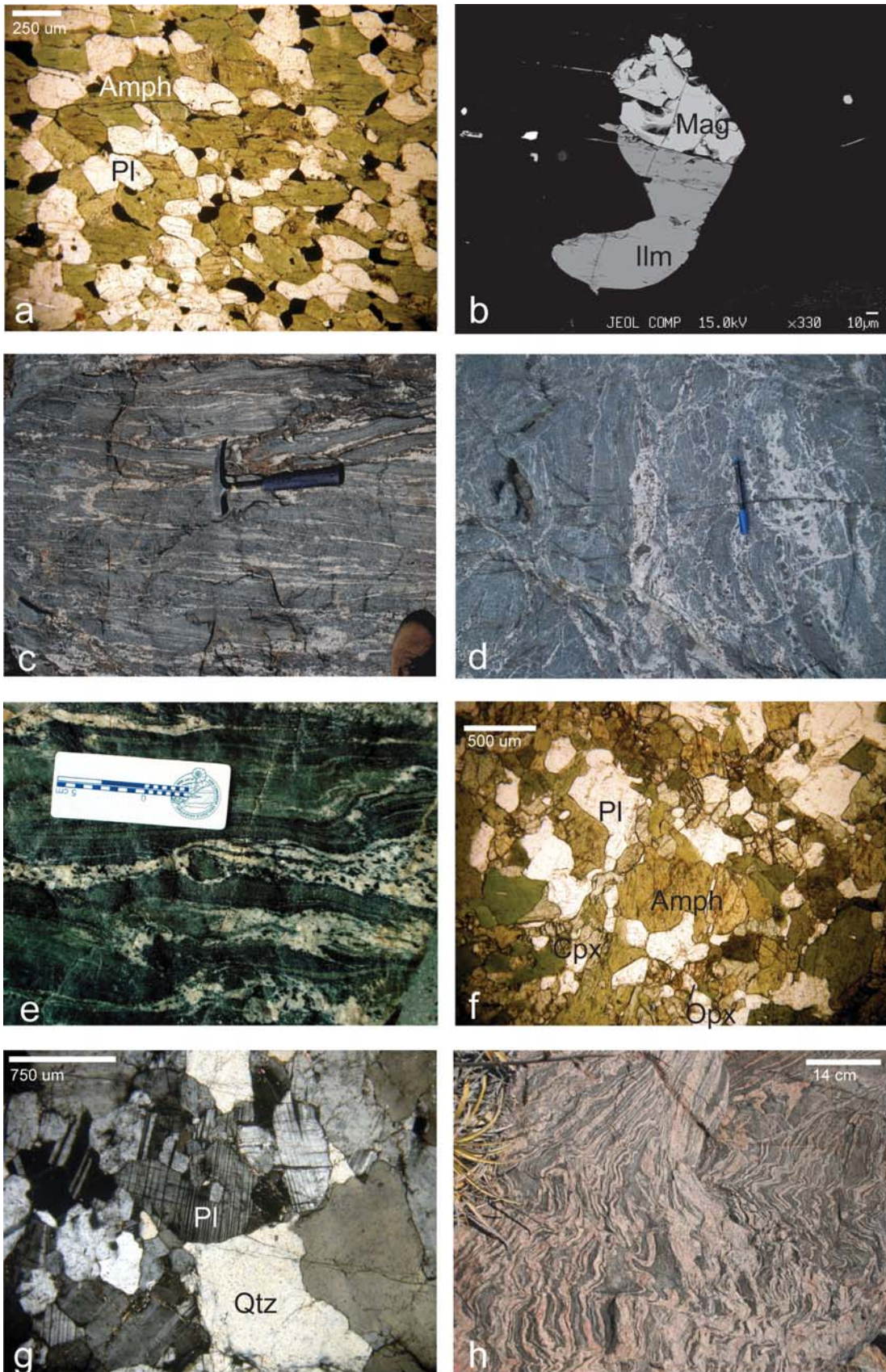


Figura 2: a) Fotomicrografía a nicoles paralelos correspondiente a los diques máficos que ilustra una textura de recristalización con desarrollo de cierta alineación mineral; b) Imagen de electrones retro-dispersados donde se muestran el equilibrio textural (ígneo) entre ilmenita y magnetita en los diques gábricos; c-e) Afloramiento correspondiente a migmatita máfica se ilustran las relaciones de fábrica presentes entre mesosomas y leucosomas; c) muestra el desarrollo de leucosomas leucotonalíticos a modo de venas paralelas a la estructura de las migmatitas máficas, como así también la localización de los mismos en pequeños *boudin necks*; d) se ilustra la presencia de leucosomas que van desde tamaños milimétricos paralelos a la estructura de los mesosomas hasta el desarrollo de bolsones mayores que comienzan a estrangularse entre si y ramificarse discordantemente cortando a la estructura de los mesosomas; e) detalle de migmatita máfica mostrando el típico bandeo generado por la alternancia de leucosomas anastomosadas de hasta 5 cm de espesor y mesosomas; se observa también como los leucosomas pueden estar confinados a una capa única máfica o también tienden a migrar a zonas de menor presión cortando varias capas algunas de las cuales no han experimentado fusión; f) Fotomicrografía a nicoles paralelos mostrando típica textura inequigranular hipidiomórfica correspondiente a los mesosomas de las migmatitas máficas; g) Fotomicrografía a nicoles paralelos correspondiente a los leucosomas leucotonalíticos de las migmatitas máficas donde se observa el desarrollo de textura inequigranular hipidiomórfica compuesta principalmente por cuarzo y plagioclasa; h) Afloramiento correspondiente a migmatita metasedimentaria con fábrica estromatítica definida por la alternancia de leucosomas graníticos y mesosomas.

les subhedrales y prismáticos, los cuales tienen tendencia a alinearse paralelamente. Muchos anfíboles poseen inclusiones con forma de gotas de plagioclasa.

Los leucosomas de las migmatitas máficas poseen una constitución mineralógica dominada por plagioclasa y cuarzo, que es típica de la leucotonalítica. Estos leucosomas muestran una variación importante en su tamaño, observándose desde segregados milimétricos, hasta venas y diques tabulares que tienen continuidad por decenas de metros. Las leucotonalitas presentan texturas inequigranular hipidiomórficas (Fig. 3 g) y, además de plagioclasa y cuarzo, contienen en proporciones variables y accesorias a: biotita, hornblenda, ortopiroxeno, clinopiroxeno, feldespato potásico, epidota, titanita, magnetita y pirita. Es importante aclarar que en la mayoría de los casos los minerales accesorios son más abundantes cerca de los bordes de las segregaciones tonalíticas, por lo que no se puede precisar si estos minerales cristalizaron del leucosoma o fueron mecánicamente arrancados del mesosoma.

En las segregaciones leucotonalíticas, la plagioclasa se presenta como cristales subhedros a euhedros de gran tamaño, con maclados polisintéticos o de dos individuos levemente flexurados, sólo en ocasiones muestra zonado composicional. El cuarzo posee forma anhedral, desarrolla extinción ondulosa, en parches y, esporádicamente, subgranos. Por otra parte, se observa que existe una recristalización con disminución del tamaño de grano y el desarrollo de bordes suturados. El ortopiroxeno se presenta como cristales euhedrales a subhedrales, en ocasiones incluyendo a plagioclasa, y puede presentarse levemente reabsorbido. La biotita se muestra como cristales subhedrales, de tamaño pequeño y terminaciones irregulares. El clinopiroxeno es euhedral o subhedral, con bordes reabsorbidos, posee núcleos poiquilíticos con inclusiones goticulares de plagioclasa y óxidos. La hornblenda creció ocasionalmente alrededor de cristales de clinopiroxeno y, entre ambos minerales, se observa una

banda de cuarzo.

Migmatitas metasedimentarias

Estas rocas forman tabiques de potencias variables y están intercaladas entre bancos de gabros o migmatitas máficas. En general, poseen fábricas bandeadas generadas por la alternancia de mesosomas ricos en biotita y leucosomas cuarzo-feldespáticos (Fig. 2 h). Sin embargo, aunque esta es la fábrica dominante, a escala de afloramiento se observan variaciones desde rocas conteniendo gran cantidad de leucosomas a rocas donde los leucosomas están casi ausentes dándole a las migmatitas un aspecto granulítico.

En general, las migmatitas metasedimentarias muestran la paragénesis: $Qtz + Pl + Bt + Sil + Kfs \pm Grt \pm Crd$. A escala de microscopio presentan textura grano-blástica a grano-lepidoblástica, en tanto que en muestra de mano se aprecia una bandeado composicional determinado por la alternancia de leucosomas y mesosomas en paralelo con la alineación de minerales laminares, prismáticos y tabulares. Los leucosomas están constituidos esencialmente por cuarzo y feldespato potásico, varían en tamaño desde milímetros de espesor hasta lentes con 50 cm de espesor. A escala de afloramiento, los leucosomas graníticos se disponen tanto concordantemente como discordantemente con respecto al bandeado que caracteriza a las migmatitas.

El cuarzo se presenta como cristales anhedral, con desarrollo de elongación y límites de granos lobulares. Ocasionalmente, forma cintas que incluyen granos de plagioclasa, o muestra disminución del tamaño de grano y recristalización. La plagioclasa se presenta como cristales subhedros a anhedral con bordes de granos suturados. El feldespato alcalino se presenta en los leucosomas como grandes cristales de forma irregular y elongada. La sillimanita aparece como cristales aciculares espacialmente asociada a la biotita. El granate, cuando está presente, es subhedral pero con bordes reabsorbidos y tamaño pequeño. La cordierita es comúnmente subhedra, y puede aparecer

como cristales lípidos, o en cristales poiquilíticos que incluyen biotita, cuarzo y óxidos.

QUÍMICA MINERAL

Procedimiento analítico

Los análisis de minerales fueron realizados en la Universidad de Huelva (España) usando una microsonda electrónica JEOL JXA-8200 la cual consta de cuatro espectrómetros de dispersión de rayos X. El tiempo para la medición de cada elemento fue entre 10 y 30 segundos con un potencial de voltaje de 15 kV y un rayo incidente de 20 nA de corriente y 5 μ m de ancho. Para dicho tratamiento se utilizaron como estándar tanto materiales naturales como sintetizados. Las composiciones representativas de minerales se presentan en los Cuadros 2 a 6.

Rocas gábricas

Los anfíboles presentes en los cuerpos máficos mayores se clasifican de acuerdo a sus relaciones de Si y Mg# ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ en moles) como magnesio-hornblenda con una única excepción la cual se proyecta en el campo de los anfíboles edeníticos (nomenclatura de acuerdo a la propuesta de Leake *et al.* 1997, Figs. 3a y b). En general, todos ellos presentan un Mg# del orden de 0,69 para un contenido de Si casi constante (6,50-6,64 c.p.f.u., cationes por fórmula unidad; Cuadro 2). El contenido de Ti en el anfíbol es bastante uniforme (0,07-0,09 c.p.f.u.) mientras la concentración de aluminio tetraédrico muestra una variación entre 1,36-1,50 c.p.f.u (Fig. 4c). La correlación positiva observada entre el Al^{IV} y Ti indica que estos elementos entran dentro de la estructura del anfíbol por sustitución del tipo Ti-tschermak. Los anfíboles que constituyen los diques gábricos tienen composiciones edeníticas con abundancia de Si casi constantes (\sim 0,65 c.p.f.u) y con Mg# (0,66-0,69) que está dentro del rango composicional de los anfíboles de la rocas gábricas pero con valores levemente inferiores (Fig. 3a). Los contenidos de Ti tienden a incre-

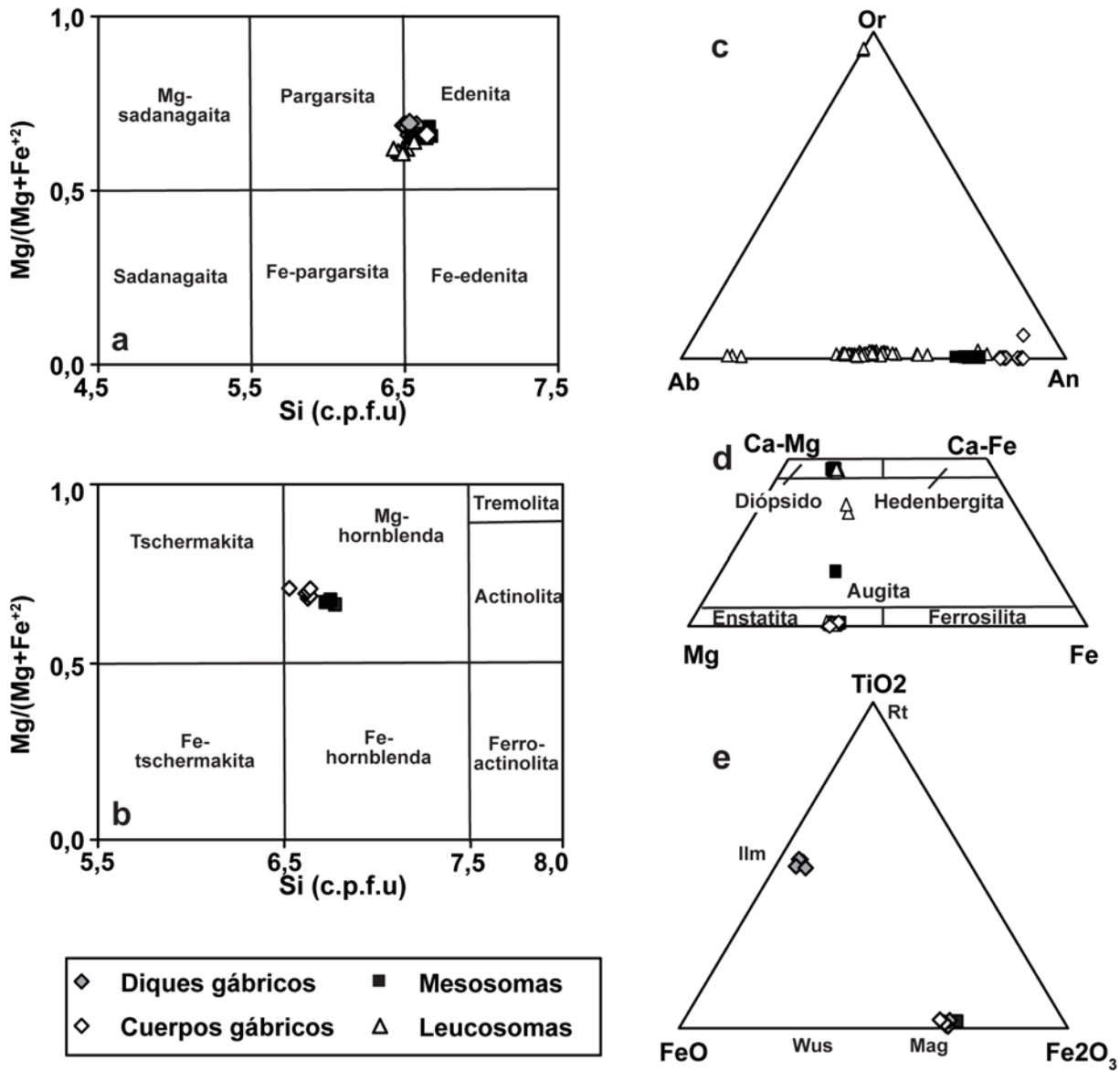


Figura 3: a-b) Diagramas de clasificación de anfíboles según Leake *et al.* (1997). a) Corresponde a anfíboles con Ca > 1,5 c.p.f.u. y (Na+K)A > 0,5 c.p.f.u; b) Corresponde a anfíboles con Ca > 1,5 c.p.f.u. y (Na+K)A < 0,5 c.p.f.u; c) Diagrama Ab-An-Or donde se muestra la variación composicional observada en las plagioclasas; d) Cuadrilátero de Ca-Mg-Fe para la clasificación de piroxenos ferromagnesianos y cálcicos; e) Diagrama de clasificación correspondiente a óxidos de Fe-Ti, donde se muestra la relación entre ilmenitas y magnetitas.

mentar (0,11-0,15 c.p.f.u.) en una correlación negativa con Mg# (Fig. 4b) sin embargo, igual que los anfíboles de cuerpos gábricos se observa que el incremento de Ti está perfectamente asociado al incremento de Al^{IV}, lo que indica que intercambio de Ti y Al^{IV} en los anfíboles se produciría mediante el mecanismo de sustitución Ti-tschermak (Fig. 4c). La plagioclasa en los cuerpos gábricos es rica en anortita y muestra una composición homogénea en todos los cristales, cuyo promedio normalmente varía alre-

dedor de 88 ± 1 % del componente anortita (Fig. 3c; Cuadro 3). No se aprecian, además, variaciones importantes de composición desde núcleos a bordes; aunque la abundancia de anortita disminuye levemente hacia los bordes del cristal (Fig. 5a). Por su parte, la plagioclasa presente en los diques gábricos tienen una composición homogénea de núcleo a borde y presenta un 5 % menos en los contenidos en anortita (~ 83 % en moles de anortita; véanse Fig. 3c y Cuadro 3) que la plagioclasa típica de las rocas gábricas

que forman los cuerpos mayores. En los cuerpos gábricos el ortopiroxeno es una solución sólida dominada por el componente enstatita (Fig. 3d) que tiene un Mg# que varía entre 0,64 y 0,65 (Fig. 4a; Cuadro 4) y es el valor de Mg# más grande que muestra ortopiroxeno considerando todos los tipos litológicos. Los óxidos analizados en cuerpos gábricos son casi exclusivamente ricos en Fe, posiblemente originalmente magnetitas (Fig. 3e). En los diques gábricos aparece la coexistencia de óxidos de Fe con óxi-

CUADRO 2: Composición representativa de anfíbol (normalizados 15 cationes excluyendo Na y K y +46 cargas).

Tipo de Roca	Dique gábrico			Cuerpo gábrico			Mesosoma migmatita máfica				Leucosoma migmatita			
Muestra	VFSJ26	VFSJ26	VFSJ26	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15
Punto	18	24	26	11	12	31	32	42	44	60	9	10	20	2
SiO ₂	43,76	43,74	44,10	45,26	45,30	45,87	43,95	45,67	45,18	45,00	43,80	43,49	44,27	43,52
TiO ₂	1,18	1,24	1,32	0,77	0,73	0,66	1,32	1,10	0,97	1,08	1,47	1,57	1,50	1,83
Al ₂ O ₃	11,23	11,02	11,06	10,51	10,37	10,54	10,35	9,87	9,27	10,63	10,93	11,34	10,50	11,40
MgO	14,01	13,87	13,50	14,13	14,43	14,67	13,09	13,33	13,77	13,70	12,51	12,12	13,04	11,96
FeO*	12,22	12,67	12,82	12,79	12,67	12,19	13,62	12,28	12,68	11,73	13,96	14,32	13,64	14,00
CaO	11,30	11,28	11,32	11,47	11,54	11,74	11,50	11,61	11,39	11,82	11,70	11,63	11,46	11,71
MnO	0,24	0,29	0,26	0,16	0,24	0,17	0,24	0,21	0,18	0,18	0,37	0,33	0,35	0,35
K ₂ O	0,86	0,85	0,86	0,91	0,93	0,82	0,81	0,79	0,68	0,91	1,28	1,42	1,09	1,44
Na ₂ O	1,48	1,37	1,47	1,12	1,03	1,08	1,28	1,20	1,17	1,29	1,34	1,35	1,31	1,28
Total	96,45	96,39	96,84	97,53	97,51	97,88	96,32	96,24	95,52	96,50	97,60	97,84	97,45	97,88
Si	6,48	6,48	6,53	6,63	6,61	6,64	6,56	6,78	6,75	6,66	6,51	6,47	6,56	6,48
Al	1,96	1,93	1,93	1,81	1,78	1,80	1,82	1,73	1,63	1,85	1,91	1,99	1,83	2,00
Al(4)	1,52	1,52	1,47	1,37	1,39	1,36	1,44	1,22	1,25	1,34	1,49	1,53	1,44	1,52
Al(6)	0,44	0,40	0,46	0,44	0,40	0,44	0,38	0,51	0,39	0,51	0,42	0,46	0,40	0,48
Ti	0,13	0,14	0,15	0,08	0,08	0,07	0,15	0,12	0,11	0,12	0,16	0,18	0,17	0,21
Fe	1,51	1,57	1,59	1,57	1,55	1,48	1,70	1,53	1,59	1,45	1,73	1,78	1,69	1,74
Mg	3,09	3,06	2,98	3,08	3,14	3,17	2,91	2,95	3,07	3,02	2,77	2,69	2,88	2,65
Mn	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04
Ca	1,79	1,79	1,80	1,80	1,81	1,82	1,84	1,85	1,83	1,87	1,86	1,85	1,82	1,87
Na	0,42	0,39	0,42	0,32	0,29	0,30	0,37	0,35	0,34	0,37	0,39	0,39	0,38	0,37
K	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15	0,13	0,17	0,24	0,27	0,21	0,27
Mg#	0,69	0,68	0,66	0,68	0,70	0,71	0,65	0,66	0,67	0,68	0,62	0,61	0,64	0,60

Mg# = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad, FeO* corresponde a Fe total.

CUADRO 3: Composición representativa de plagioclasa y feldespato alcalino (normalizados a 5 cationes y 8 oxígenos).

Tipo de Roca	Dique máfico		Cuerpos gábricos			Leucosoma migmatita máfica					Mesosoma migmatita		
Muestra	VFSJ26	VFSJ26	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ13	VFSJ13	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ19	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20
Punto	20	21	5	10	13	3	20	1	3	20	9	10	37
SiO ₂	46,50	45,99	45,22	45,14	45,41	57,13	49,72	54,37	52,11	63,91	48,58	49,408	48,412
Al ₂ O ₃	34,18	34,58	36,08	35,63	10,28	27,16	3,94	29,06	30,42	19,23	31,61	32,655	32,873
FeO	0,20	0,24	0,33	0,15	12,91	0,12	0,08	0,15	0,13	0,00	0,15	0,154	0,149
CaO	17,01	17,12	17,87	18,00	11,60	8,44	9,49	10,59	12,52	0,00	14,65	14,476	15,471
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,01	0,88	0,25	0,15	0,32	0,26	16,71	0,08	0,08	0,08
Na ₂ O	1,91	1,77	1,25	1,29	1,09	6,93	1,32	5,39	4,35	0,63	2,83	3,197	2,501
BaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,49	0,00	0,021	0,00
Total	99,96	99,83	100,98	100,32	97,83	100,09	64,87	100,21	99,89	101,00	98,03	100,078	99,554
Si	2,14	2,12	2,07	2,08	2,64	2,56	3,37	2,46	2,37	2,95	2,26	2,25	2,22
Al	1,86	1,88	1,94	1,93	0,70	1,44	0,31	1,55	1,63	1,05	1,74	1,76	1,78
Ca	0,84	0,85	0,88	0,89	0,72	0,41	0,69	0,51	0,61	0,00	0,73	0,71	0,76
Na	0,17	0,16	0,11	0,11	0,12	0,60	0,17	0,47	0,38	0,06	0,26	0,28	0,22
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01	0,02	0,01	0,99	0,00	0,00	0,00
X _{An}	0,83	0,84	0,89	0,88	0,79	0,40	0,79	0,51	0,61	0,00	0,74	0,71	0,77
X _{Or}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01	0,02	0,01	0,95	0,00	0,00	0,00

X_{An} = Ca/(Ca+Na+K) y X_{Or} = K/(Ca+Na+K) usando cationes por fórmula unidad.

dos de Fe y Ti. Los óxidos ricos en Fe poseen una fracción molar de magnetita muy alta (97 a 99 %; Cuadro 6). Los óxidos de Fe-Ti que coexisten con la magnetita pura constituyen una solución sólida

dominada por la fracción molar de ilmenita (FeTiO₃) la cual varía entre 0,72 y 0,77 (Fig. 3e; Cuadro 6). Sulfuros y piritas de presentan como fases minoritarias en los diques.

Migmatitas máficas

Mesosoma: Una de las características más destacables de los mesosomas de las migmatitas máficas es que la plagioclasa presente posee entre el 75 y 77 % en moles

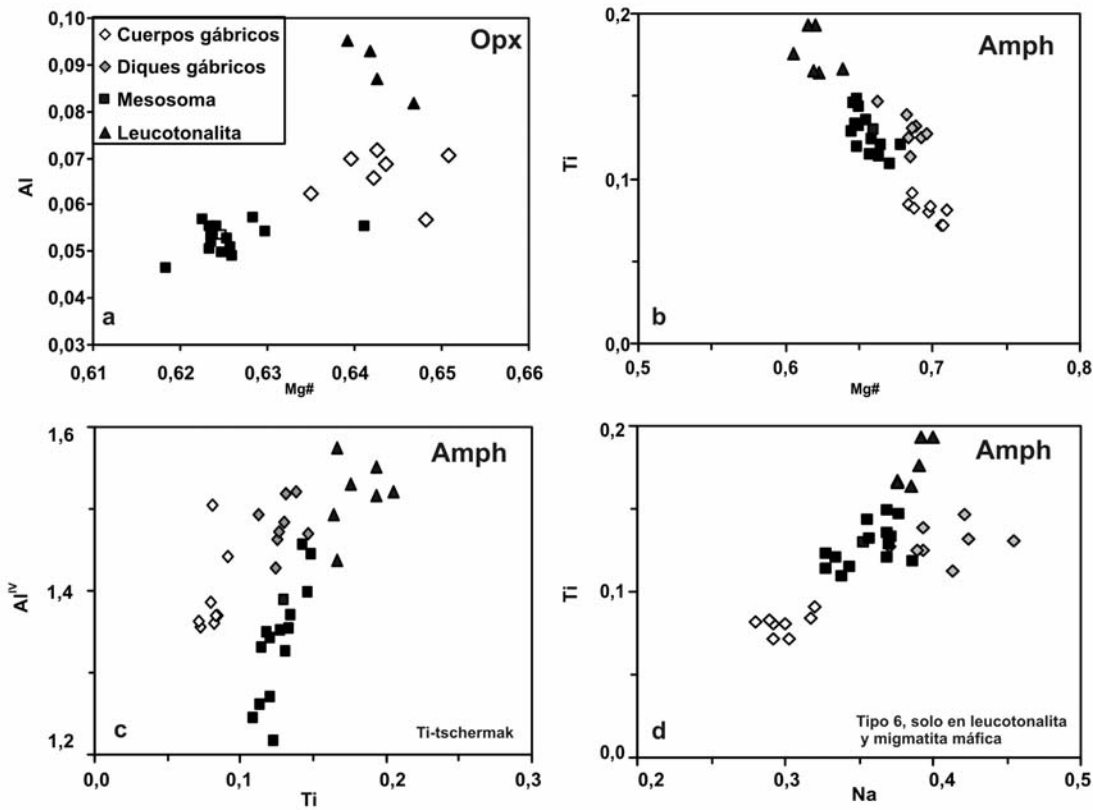


Figura 4: a-d) Diagramas de covariación de abundancias catiónicas mostrando variaciones composicionales para ortopiroxeno y anfíbol; a) Diagrama de variación de Mg# versus Al total en ortopiroxeno; b) Diagrama de Mg# versus Ti en anfíbol; c) Diagrama Ti versus Al^{IV} en anfíbol; d) Diagrama Na versus Ti en anfíbol.

de anortita (Fig. 3c; Cuadro 3) y es significativamente distinta de las plagioclasas de los gabros. Incluso, en los mesosomas algunas plagioclasas tienen un contenido de anortita de 70%, alcanzando el límite inferior del campo de la bytownita. Generalmente, no se observan cambios marcados de la composición en los cristales de plagioclasa; no obstante, en ocasiones un leve decrecimiento en anortita (1 % molar) aparece al medir desde núcleo a borde, sólo ocasionalmente aparecen granos con zonado normal muy leve (Fig. 5b). Dentro de los grupos de piroxenos, los ortopiroxenos siempre están presentes en esta litología y tienen una composición química dominada por el miembro enstatita (Fig. 3d), el cual se encuentra en una proporción casi constante del orden de 62 % (véase Cuadro 4). Cabe destacar que el Mg# determinado en el ortopiroxeno de las migmatitas máficas es levemente inferior (0,62-0,63) al encontrado en las rocas gábricas (Fig. 4a; véase Cuadro 4); comportamiento que también se manifiesta para la concentración del Al^{total} (1,13-1,45 c.p.f.u.; Fig. 4a). Por el

contrario, el contenido de Ti aumenta al disminuir el Mg#. Cabe remarcar, que en el núcleo de ortopiroxeno correspondiente a una migmatita máfica se encuentra que la composición es similar en sus contenidos de Fe⁺², Al^{total} y Mg# a aquella medida en los ortopiroxenos de las rocas gábricas (Fig. 4a).

El clinopiroxeno, cuando está presente, tiene una composición uniforme y se trata en todos los casos de una solución sólida dominada por diópsido, con una relación molecular de Ed₄₀Fs₁₂Wo₄₇ (Fig. 3d). Esporádicamente, el clinopiroxeno aparece con una fracción molar de wollastonita (X_{Wo}) del orden de 16 % y, por ende se clasifica como augita (Fig. 3d; Cuadro 4). El Mg# de clinopiroxeno no muestra variaciones significativas, no obstante, los perfiles composicionales indican que su valor muestra un leve incremento desde 0,74 en el núcleo a 0,76 en el borde.

Los anfíboles presentes en esta litología se clasifican como magnesio-hornblenda y edenita (Leake *et al.* 1997 y Fig. 3a y b). En ambos casos, dichos anfíboles pre-

sentan entre ellos contenidos similares en Mg# (~ 0,64) y Si (Cuadro 2), y aunque con diferencias menores, también son similares a la composición de los anfíboles de las rocas gábricas. Sin embargo, los anfíboles presentes en las migmatitas máficas generalmente presentan contenidos en Ti más altos (0,11-0,15 c.p.f.u.) que aquellos medidos en los anfíboles de las rocas gábricas que forman cuerpos mayores, y similares a los de los diques gábricos. Por otra parte, los contenidos en Al de estos anfíboles muestran un rango de variación importante (1,2-1,5 c.p.f.u.) y una regresión positiva con respecto a Ti, comportamiento que sugiere que en esta litología también se generaron sustituciones del tipo Ti-tschermak (Fig. 4c). No obstante, a diferencia de lo observado para las rocas gábricas en general, la presencia de una correlación positiva entre Ti y Na (Fig. 4d) indica que sustituciones del tipo 6 según la propuesta de Czamanske y Wones (1973) juega un rol importante en los anfíboles de esta litología. Los óxidos aquí presentes, se clasifican

CUADRO 4: Composición representativa de ortopiroxeno y clinopiroxeno (normalizados a 4 cationes y +12 cargas).

Tipo de Roca	Mesosoma migmatita máfica												Leucosoma migmatita máfica								
	Cuerpo gábrico																				
	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ11	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ20	VFSJ25A	VFSJ25A	VFSJ25A	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15	VFSJ15
Punto	3	18	19	30	35	36	48	64	64	5	5	6	7	7	9	10	21	21	22	22	30
SiO ₂	51,74	51,66	51,73	51,97	51,67	51,99	51,67	51,93	51,93	51,79	51,79	52,15	52,36	52,36	51,52	51,51	51,20	51,20	50,84	50,84	50,81
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,17	0,17	0,15	0,05	0,05	0,04	0,04	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	1,53	1,62	1,29	1,13	1,10	1,12	1,27	1,19	1,19	1,90	1,90	1,98	1,59	1,59	1,98	2,11	2,13	2,13	2,25	2,25	2,17
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02	0,07	0,07	0,123	0,123	0,00	0,13	0,13	0,03	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03
FeO*	23,11	22,85	22,74	23,37	23,27	23,26	23,40	23,32	23,40	8,30	8,30	8,37	7,80	7,80	22,17	22,05	8,88	8,88	8,52	8,52	8,24
MgO	22,56	23,07	23,52	21,72	21,85	21,74	21,67	21,84	21,84	13,84	13,84	13,87	14,20	14,20	22,36	22,16	13,66	13,66	13,87	13,87	13,80
MnO	0,83	0,78	0,70	0,92	0,81	0,82	0,79	0,91	0,91	0,385	0,385	0,30	0,30	0,30	1,68	1,57	0,51	0,51	0,52	0,52	0,46
CaO	0,33	0,32	0,32	0,46	0,39	0,41	0,46	0,45	0,45	22,39	22,39	22,50	22,66	22,66	0,44	0,43	22,34	22,34	22,53	22,53	22,62
Total	100,37	100,35	100,31	99,68	99,18	99,47	99,39	100,01	100,01	99,39	99,39	99,76	99,54	99,54	100,29	100,04	99,56	99,56	99,40	99,40	98,85
Si	1,94	1,93	1,93	1,96	1,96	1,96	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,96	1,96	1,93	1,93	1,93	1,93	1,92	1,92	1,92
Al(4)	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,084	0,084	0,087	0,070	0,070	0,09	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08
Al(6)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15
Fe ⁺²	0,72	0,71	0,71	0,74	0,74	0,73	0,74	0,73	0,73	0,26	0,26	0,26	0,24	0,24	0,69	0,69	6,93	6,93	6,64	6,64	6,43
Mg	1,26	1,28	1,31	1,22	1,23	1,22	1,22	1,22	1,22	0,78	0,78	0,77	0,79	0,79	1,25	1,24	18,98	18,98	19,27	19,27	19,17
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,41	0,41	0,42	0,42	0,37
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,90	0,90	0,90	0,91	0,91	0,02	0,02	22,31	22,31	22,50	22,50	22,59
Mg#	0,63	0,64	0,65	0,62	0,63	0,62	0,62	0,63	0,63	0,75	0,75	0,75	0,76	0,76	0,64	0,64	0,73	0,73	0,74	0,74	0,75
X _{Ok}	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,02	0,02	-	-	-	-	-

Mg# = Mg/(Mg+Fe); X_{Ok} = cationes de Al/(4) en ortopiroxeno.

en todos los casos como óxidos ricos en Fe, correspondiendo a típicas magnetitas (Fig. 3e).

Leucosoma: La plagioclasa es, junto a cuarzo, un mineral esencial en los leucosomas de las migmatitas máficas. Considerando todos los leucosomas estudiados, la abundancia porcentual de anortita en plagioclasa varía desde un 76 % (bytownita) hasta una andesina con 40% (Fig. 3c; Cuadro 3). Sin embargo, al analizar cada muestra en particular se observa que su composición es más restringida. A nivel de grano, en general, el porcentaje de anortita puede aparecer con un patrón uniforme o como zonado oscilatorio, mostrando en el último caso un leve decrecimiento en los contenidos de anortita hacia los bordes (Fig. 5c). Es de destacar que la relación textural con las distintas fases minerales no modifica el contenido de anortita en plagioclasa, excepto cuando está en contacto con anfíbol donde la fracción molar de anortita incrementa hasta 59%. En los leucosomas de las migmatitas máficas aparecen cristales de plagioclasas que tienen un borde fino albítico cuya abundancia de anortita es del orden del 5% (Cuadro 3).

El anfíbol de los leucosomas se clasifica de acuerdo a Leake (1997) como edenita y pargasita (Fig. 3a). Generalmente, presenta un Mg# de 0,62, mientras los valores de silicio varían entre 6,43 y 6,56 c.p. f.u. (Cuadro 2). Es importante notar que esta variación en Si es transición en el límite entre edenita y pargasita (Fig. 3a). Asimismo, hay que destacar que el contenido de Ti de los anfíboles de los leucosomas es mayor que el de los anfíboles de los mesosomas y de las rocas gábricas (Fig. 4c y d). En tanto que la biotita tiene un Mg# variable entre 0,64-0,70 (Cuadro 5) y un contenido de TiO₂ entre 3,7 y 4,27 % p/p, excepto por un caso donde la abundancia de TiO₂ es menor (~ 2,7 % p/p). En general, se observa que existe una pequeña disminución en el aluminio octaédrico asociado con un leve incremento en el contenido de Ti, este comportamiento indicaría que la entrada de titanio en la estructura se produjo por la

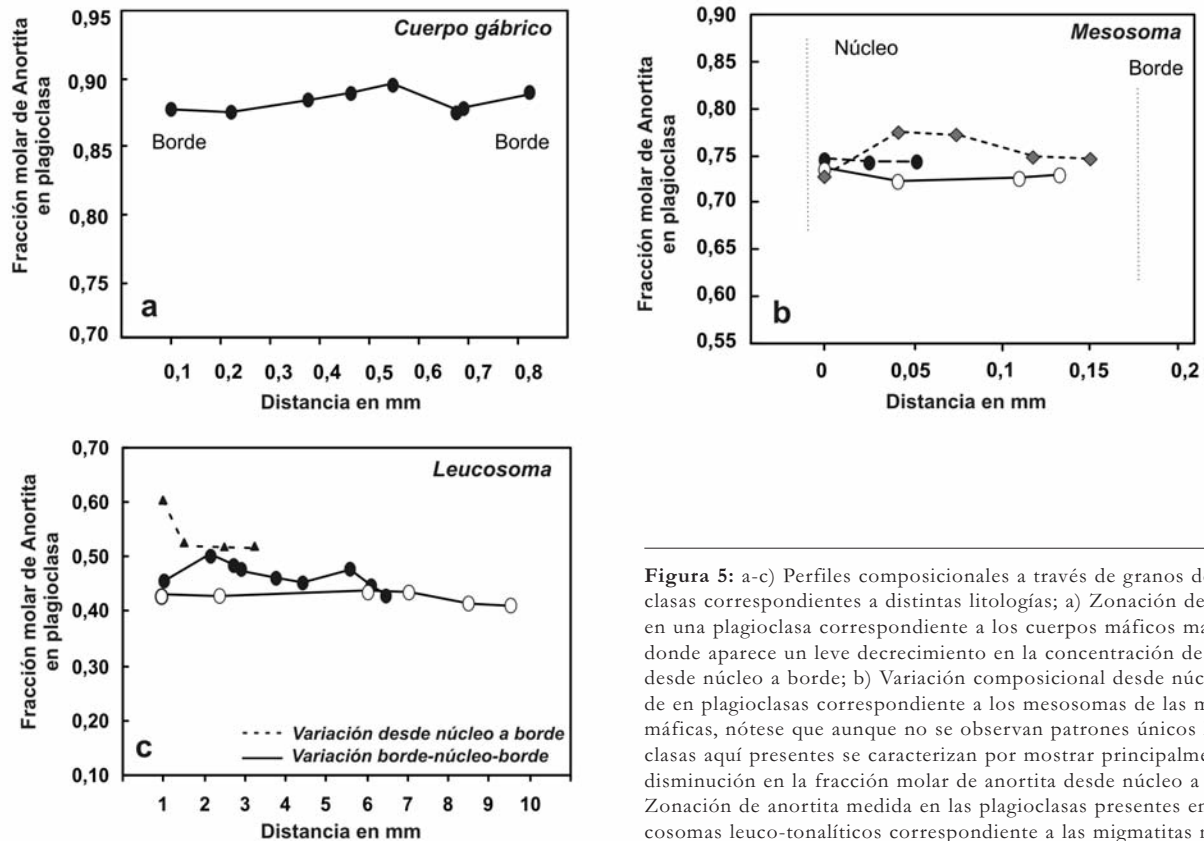


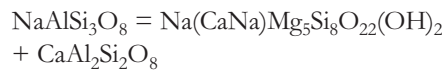
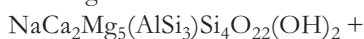
Figura 5: a-c) Perfiles composicionales a través de granos de plagioclasas correspondientes a distintas litologías; a) Zonación de anortita en una plagioclasa correspondiente a los cuerpos máficos mayores donde aparece un leve decrecimiento en la concentración de anortita desde núcleo a borde; b) Variación composicional desde núcleo a borde en plagioclasas correspondiente a los mesosomas de las migmatitas máficas, nótese que aunque no se observan patrones únicos las plagioclasas aquí presentes se caracterizan por mostrar principalmente una disminución en la fracción molar de anortita desde núcleo a borde; c) Zonación de anortita medida en las plagioclasas presentes en los leucosomas leuco-tonalíticos correspondiente a las migmatitas máficas.

sustitución del aluminio octaédrico. Los minerales del grupo de los piroxenos aparecen esporádicamente en los leucosomas de las migmatitas máficas. Cuando está presente, el ortopiroxeno es una solución sólida dominada por enstatita (63-64 %; véase figura 3d y Cuadro 4) que tiene un bajo contenido en aluminio total (0,08-0,09 c.p.f.u.). En tanto que el clinopiroxeno es diópsido ($\text{En}_{40}\text{Fs}_{16}\text{Wo}_{44}$) y no posee variaciones químicas significativa considerando un cristal o varios cristales (Fig. 3d).

CONDICIONES FÍSICAS DE CRISTALIZACIÓN DE MINERALES ÍGNEOS Y/O METAMÓRFICOS

Termómetro anfíbol - plagioclasa

La termometría anfíbol-plagioclasa mediante el termómetro B de Holland y Blundy (1994) se basa en el intercambio entre los miembros finales de estos minerales según la reacción:



edenita + albita = richterita + anortita (R1) La aplicación de dicho termómetro se realizó utilizando composiciones de núcleos y bordes de plagioclasa y anfíbol coexistentes. En particular, cabe destacar que los anfíboles utilizados en los cuerpos máficos mayores presentan texturas subhedrales a pseudopoligonales (Fig. 2a) mientras que aquellos a partir de los cuales se calcularon las temperaturas de equilibrio en los diques menores desarrollan textura pseudopoligonal al igual que las plagioclasas presentes en estas litologías. Usando la propuesta de Holland y Blundy (1994) la temperatura calculada en las rocas gábricas, incluyendo cuerpos y diques, es sistemáticamente superior a las calculadas en mesosomas y leucosomas de migmatitas máficas (Cuadro 7 y Figs. 6a y b). Este método termométrico indica que los cuerpos gábricos mayores registran temperaturas de equilibrio comprendidas entre 963 y 1031°C. Estas tem-

peraturas son al menos tardío magmáticas, y coincidentes con aquellas estimadas mediante la misma metodología en los diques menores enfriados (véase Cuadro 7) que se encuentran intruyendo tanto a los cuerpos máficos mayores como a las migmatitas máficas. Al cotejar los resultados termométricos con la composición de plagioclasa y anfíbol se aprecia que en los cuerpos y diques gábricos existe una correlación directa entre el incremento de anortita en plagioclasa y el incremento en las temperaturas estimadas. Por esta razón las mayores temperaturas se obtuvieron al usar los núcleos de plagioclasa, dado que en la mayoría de los casos presentan una zonación normal. Por otra parte, al analizar la variación composicional del anfíbol se encuentra que este mineral afecta el resultado del termómetro únicamente por la variación del Mg#, mostrando un leve descenso de temperatura cuando disminuye Mg#.

Las estimaciones termométricas anfíbol-plagioclasa en los mesosomas de las migmatitas máficas, considerando anfíboles y

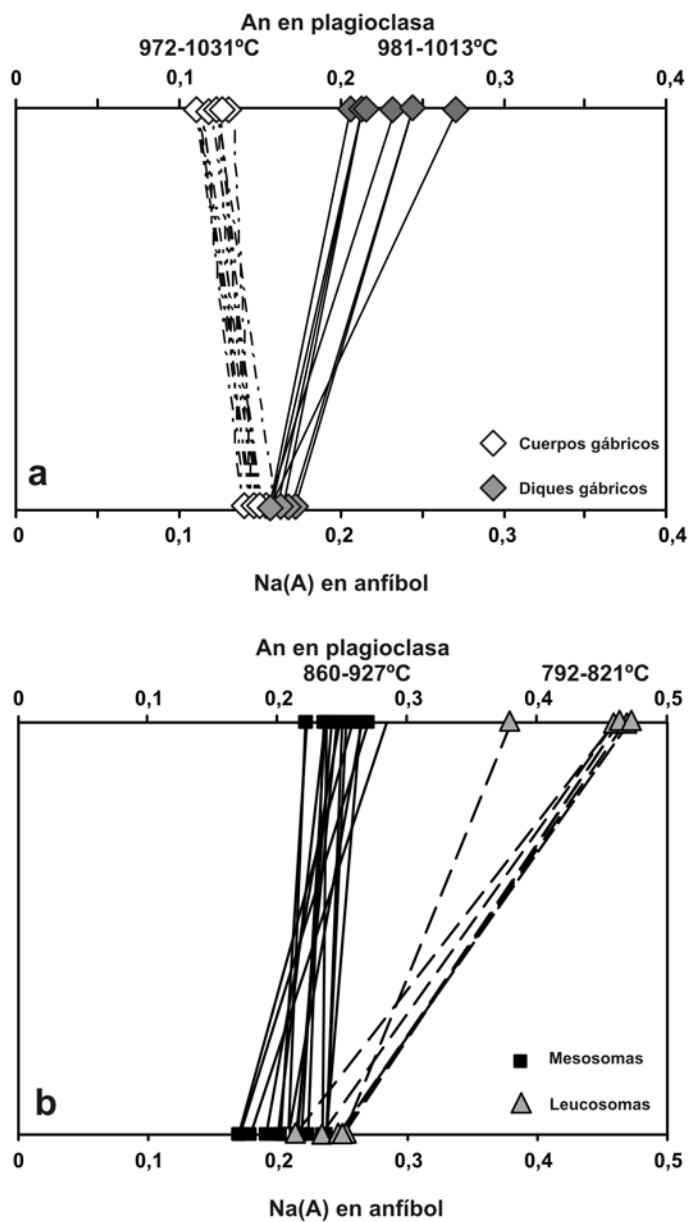


Figura 6: Comparación de plagioclasas y anfíboles coexistentes. Las líneas unen la concentración de albíta en plagioclasa con la concentración de Na en sitios A de los anfíboles, el paralelismo observado en la mayoría de los pares minerales sugiere equilibrio químico para la mayoría de las muestras. Los rangos de temperatura se basan en el termómetro Amph-Pl de Holland y Blundy (1994); a) Corresponde a los cuerpos y diques máficos; b) Mesosomas y leucosomas en migmatitas máficas. Los símbolos corresponden a las figuras previas.

plagioclasas con textura subhedral a pseudopoligonal, dan resultados que varían predominantemente entre 849 y 890°C y, en pocas combinaciones ascienden por encima de los 900°C alcanzando un valor máximo de 928°C (Cuadro 7 y Fig. 6b). Se debe notar que si bien no existen variaciones químicas importantes, tanto en las plagioclasas como en los anfíboles de migmatitas máficas, las máximas temperaturas se obtuvieron en los cálculos involucrando composiciones de núcleos de cristales. Esto es coherente con las variaciones químicas de los anfíboles, las cuales presentan mayores concentraciones de

aluminio octaédrico en los núcleos para menores valores de Mg#.

Incluso los leucosomas más grandes que son discordantes en las migmatitas máficas tienen una asociación de minerales que sólo permite estimaciones térmicas mediante el termómetro de la reacción (R1). En estos casos las temperaturas estimadas muestran un rango de variación comprendido entre los 780 y 820°C, los cuales se superponen en gran medida con los rangos térmicos estimados usando los mesosomas de las migmatitas máficas. Lo más importante de este resultado es que demuestra que existe un equili-

brio térmico entre leucosomas y mesosomas, ya que la relación genética entre estos componentes de las migmatitas máficas es deducida a partir de relaciones de campo (Figs. 2c y e).

Temperatura de generación de los mesosomas de las migmatitas máficas: intercambio Fe-Mg entre piroxenos

La proyección en el cuadrilátero diópsido-hedenbergita-enstatita-ferrosilita brinda la posibilidad de apreciar gráficamente la composición de los dos piroxenos que coexisten en equilibrio textural en los mesosomas de la migmatita máfica (Fig. 3d) y, por ende, asegura el hecho de que se puede estimar la temperatura a través del intercambio Fe-Mg entre los dos piroxenos. De aquí que las temperaturas de equilibrio en estas rocas fueron calculadas mediante la reacción de equilibrio: $(Ca,Fe)Si_2O_6 + MgSiO_3 = (Ca,Mg)Si_2O_6 + FeSiO_3$ hedenbergita + enstatita = diópsido + ferrosilita (R2)

Las condiciones de equilibrio se estimaron utilizando las propiedades en el estado estándar y las constantes para extrapolar las condiciones termodinámicas al rango de presiones de interés de Berman (1988). Para ello se consideró un comportamiento de solución sólida ideal para el clinopiroxeno, mientras que para tratar el comportamiento no ideal de soluciones sólidas para ortopiroxeno se utilizó a Berman y Aranovich (1996).

Las temperaturas estimadas mediante el par Cpx-Opx en los mesosomas de las migmatitas máficas dan condiciones de equilibrio comprendidas entre los 767 y 878 °C (Cuadro 7). Estas temperaturas se estiman para presiones comprendidas entre 5 y 7 kbar, que son las más probables para la fusión de las rocas máficas (véase Otamendi *et al.* 2008 y este trabajo más adelante). El rango de variación en las temperaturas estimadas por (R2) se explica casi exclusivamente por cambios de composición de los clinopiroxenos, mineral que muestra un incremento en Mg# desde los núcleos (~ 0,74) a los bordes (~ 0,76). Por el contrario, los or-

topiroxenos tienen una composición muy homogénea. Cabe aclarar, que estos resultados fue-ron chequeados con el programa QUILF (Andersen 1993).

Cálculo de presión

Las estimaciones cuantitativas de presión en rocas ígneas o meta-ígneas máficas se basan en la solubilidad de un componente de fase en hornblenda (Al) y/o en clinopiroxeno (molécula Ca-tschermak). Las dos aproximaciones tienen un grado de incertidumbre mucho mayor que los barómetros usados en rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios (Spear 1993). No obstante esto, y considerando que las presiones de la secuencia estudiada han sido estimadas usando los barómetros con mayores atributos desde un punto de vista termodinámico (Otamendi *et al.* 2008, Delpino *et al.* 2008) aquí, sin ignorar el contexto, se presentan los resultados obtenidos al aplicar los procedimientos de la barometría a minerales dentro de rocas ígneas o meta-ígneas máficas.

Las estimaciones barométricas realizadas, tanto en los mesosomas como en los leucosomas de migmatitas máficas, a partir de la concentración de aluminio total observada en anfíbol indican presiones de equilibrio con una variabilidad importante al aplicar diferentes algoritmos (4,5 y 6,5 kbar, véase Cuadro 8). Sin embargo, al evaluar dichos valores se observa que existe una mayor frecuencia entre los barómetros de Hollister *et al.* (1987) y Schmidt (1992) reduciendo esta variabilidad a presiones comprendidas entre los 5,5 y 6,5 kbar. Este comportamiento es similar al observado mediante el mismo barómetro para las rocas gábricas (cuerpos mayores y diques), dado que los valores barométricos muestran una superposición importante, indicando que estas litologías en su conjunto se equilibraron a presiones similares.

Sumado a esto, al aplicar el barómetro basado en la solubilidad del componente Ca-tschermak en clinopiroxeno (Mc Carthy y Patiño Douce 1998) para los segregados leucotonalíticos, se obtienen presiones variables entre 5 y 6 kbar (véase Cuadro 8)

CUADRO 5: Composición representativa de mica *

Tipo de roca	Leucosoma migmatita máfica				
	Muestra VFSJ13	VFSJ13	VFSJ25A	VFSJ25A	VFSJ29
Punto	10	11	13	15	5
SiO ₂	36,42	36,31	37,24	36,86	36,78
TiO ₂	4,06	3,73	2,74	3,73	3,67
Al ₂ O ₃	16,61	16,74	16,23	15,87	16,37
MgO	15,14	14,98	16,94	15,68	14,57
FeO*	13,41	13,56	12,76	13,23	14,32
MnO	0,27	0,27	0,19	0,18	0,24
Na ₂ O	0,10	0,09	0,08	0,06	0,08
K ₂ O	10,43	10,38	9,62	9,76	9,73
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,67	96,48	96,09	95,68	96,09
Si	2,69	2,69	2,74	2,74	2,73
Al(4)	1,31	1,31	1,26	1,26	1,27
Al(6)	0,13	0,15	0,15	0,12	0,16
Ti	0,23	0,21	0,15	0,21	0,20
Fe	0,83	0,84	0,78	0,82	0,89
Mg	1,67	1,65	1,86	1,73	1,61
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Vac(6)	0,13	0,13	0,05	0,10	0,12
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,98	0,98	0,90	0,92	0,92
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,67	0,66	0,70	0,68	0,64

* normalizados a +22 cargas.

Mg# = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad, FeO* corresponde a Fe total.

CUADRO 6: Composición representativa de óxidos de Fe-Ti *

Tipo de roca	Dique gábrico				
	Muestra VFSJ26	VFSJ26	VFSJ26	VFSJ26	VFSJ26
Punto	16	18	20	17	19
SiO ₂	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
TiO ₂	49,09	48,69	48,42	0,07	0,28
Al ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,26	0,43
Fe ₂ O ₃	4,00	5,45	6,47	65,96	65,18
FeO	40,76	40,25	39,25	29,93	30,08
MgO	0,05	0,02	0,03	0,05	0,07
MnO	3,28	3,51	3,15	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,03	0,09	0,16
Total	97,25	98,03	98,66	96,43	96,29
Ti	0,96	0,95	0,94	0,00	0,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Fe ⁺³	0,08	0,11	0,13	1,98	1,96
Fe ⁺²	0,89	0,87	0,84	1,00	1,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,07	0,08	0,07	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ilm o Úsp	0,89	0,87	0,85		
Mt				0,99	0,98

* normalizados a 2 cationes y +6 cargas

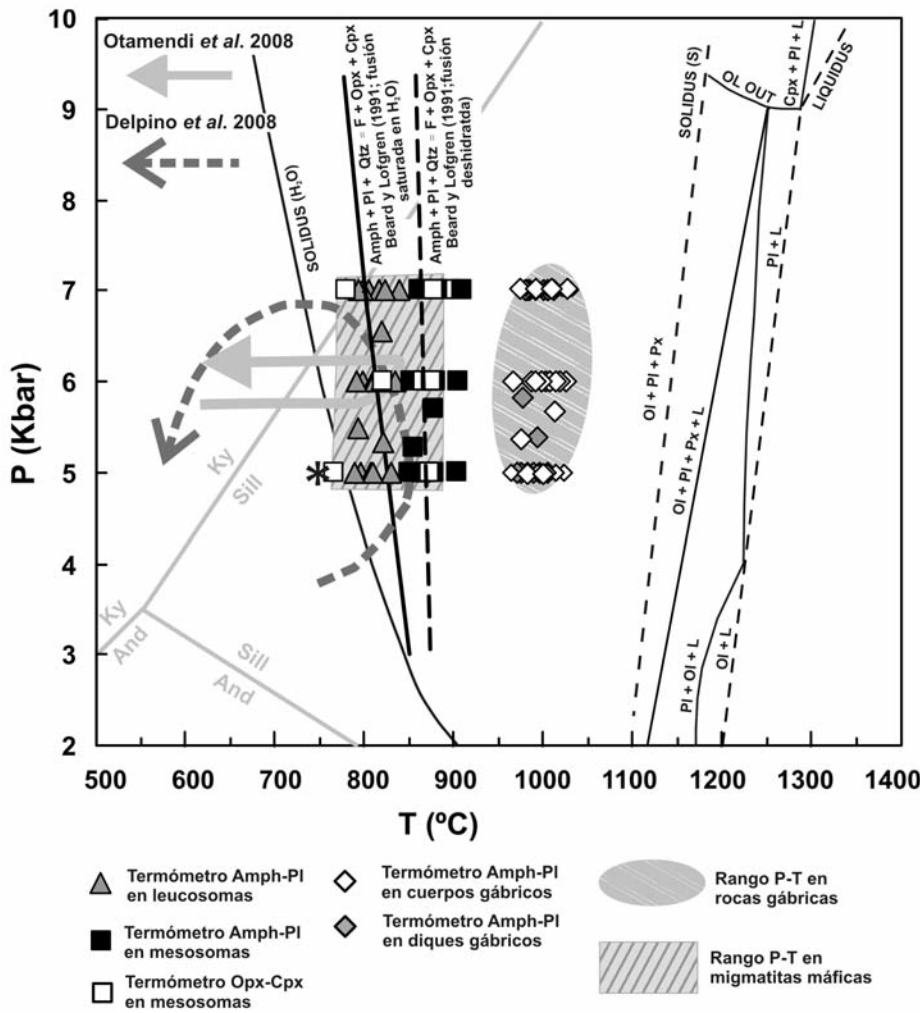


Figura 7: Diagrama P-T construido a partir de las condiciones de presión y temperatura inferidas a partir de las rocas ígneas máficas y las migmatitas máficas. Curvas de reacción Amph + Pl + Qtz = líquido + Opx + Cpx saturada en H₂O y por fusión deshidratada según Beard y Lofgren, (1991); *Solidus (S)*, *liquidus* y campos de cristalización de fases minerales para el sistema basáltico seco según Cohen *et al.* (1967). *Solidus (H₂O)* para el sistema basáltico según Yoder y Tiller (1962). Asterisco: corresponde al *solidus* a P_{H₂O} = 5 kbar según Helz (1976). Las flechas en línea de puntos y continuas representan las sendas P-T establecidas a partir de otros tipos litológicos por Delpino *et al.* (2008) y Otamendi *et al.* (2008).

para temperaturas comprendidas entre 750 y 850 °C, condición que se condice con los valores obtenidos en la misma litología mediante otro barómetro.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Condiciones físicas de evolución magmática y metamórfica de las rocas máficas en el centro de la sierra de Valle Fértil

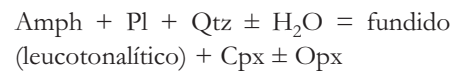
Los magmas máficos que cristalizan en profundidad, en un ambiente de arco mag-

mático, experimentan cambios mineralógicos y, también texturales, en condiciones magmáticas (sólido-líquido) que pasan en relación de continuidad a condiciones metamórficas (sólido-sólido). Esta idea ha sido probada a través del estudio de ejemplos naturales (Lucassen y Franz 1996) y cuantificada por modelos termofísicos (Annen *et al.* 2006). No obstante, no son abundantes los casos que permitan estudiar esta idea en la naturaleza.

Considerando los resultados de termometría anfíbol-plagioclasa se puede determinar que el *solidus* de las rocas gábr-

cas estudiadas estuvo algunos grados por debajo de los 950°C, ya que anfíbol, un mineral tardío, había cristalizado a esa temperatura (Fig. 7). Los minerales magmáticos de las rocas gábricas incluyen plagioclasa, ortopiroxeno y magnetita, en ese orden de abundancia modal, en tanto que clinopiroxeno aparece frecuentemente. Esta asociación ígnea sugiere que la actividad de SiO₂ y H₂O fueron altas para un magma máfico, por eso todo el olivino se habría transformado en ortopiroxeno y gran parte del clinopiroxeno en hornblenda durante la cristalización magmática (Cox *et al.* 1979).

La situación más probable es que los magmas gábricos extendieran su cristalización hasta el *solidus* saturado en agua del sistema basáltico, cuya temperatura estaría entre 700 y 800°C a 5 kbar (Helz 1976), y que comenzaron a formar anfíbol a expensas de algunos de los minerales máficos previamente cristalizados, preferentemente clinopiroxeno. Dado que a esta temperatura la paragénesis ígnea puede comenzar a fundirse parcialmente (Beard y Lofgren 1991, Rushmer 1991), no es posible definir si las rocas gábricas habían cristalizado totalmente (condición *sub-solidus*) cuando comenzaron a experimentar fusión parcial a través de la reacción:



Datos experimentales obtenidos por Beard y Lofgren (1991) en basaltos metamorfizados en facies de granulitas, cuya composición es similar a aquellas observadas en las rocas gábricas del centro de la sierra de Valle Fértil, muestran que las relaciones de fusión de los mismos son fuertemente dependientes de las condiciones de hidratación del medio. En particular, se ha observado que el agua tiene un efecto profundo sobre la composición de los fundidos resultantes y de los minerales restícticos. Los experimentos por fusión deshidratada producen fundidos que coexisten con una restita caracterizada por la presencia de minerales anhídros (Pl-Opx-Cpx-Mag-Ilm) que coexis-

CUADRO 7: Estimaciones termométricas.

Termometría (°C)					
Cuerpos gábricos					
Termómetro Amph-Pl (H&B, 1994)	1031	993	1008	963	1013
Diques gábricos					
Termómetro Amph-Pl (H&B, 1994)	998	1012	984	1004	980
Migmatita Máfica					
Termómetro Cpx-Opx (Berman 1988)	767	878	865	780	820
Termómetro Amph-Pl (H&B 1994)	860	881	877	849	918
Leucosoma Migmatita Máfica					
Termómetro Amph-Pl (H&B, 1994)	780	792	821	816	803

El intercambio Fe-Mg entre Cpx-Opx se estimó usando la base de datos de Berman (1988) y para el rango de presión 5 y 7 kbar. H&B para 7 kbar

CUADRO 8: Estimaciones barométricas

Barometría según Al total en anfíbol								
Migmatita Máfica								
Hollister <i>et al.</i> (1987)	5,16	5,69	5,44	5,20	5,61	5,19	5,41	5,27
Schmidt (1992)	5,36	5,81	5,60	5,40	5,74	5,39	5,57	5,45
Johnson and Rutherford (1989)	3,98	4,37	4,19	4,01	4,32	4,00	4,16	4,06
Segregados leucotonalíticos								
Hollister <i>et al.</i> (1987)	5,94	6,35	6,09	6,26	5,48	6,58	6,43	
Schmidt (1992)	6,02	6,37	6,15	6,29	5,63	6,56	6,43	
Johnson and Rutherford (1989)	4,57	4,87	4,68	4,81	4,22	5,05	4,93	
Rocas Gábricas								
Hollister <i>et al.</i> (1987)	5,97	5,37	5,21	5,29	5,37	5,34	5,23	5,71
Schmidt (1992)	6,04	5,53	5,40	5,47	5,54	5,51	5,42	5,82
Johnson and Rutherford (1989)	4,58	4,13	4,01	4,07	4,14	4,11	4,03	4,39
Barometría según McCarthy y Patiño Douce (1998) en segregados leuco-tonalíticos								
T(°C)	Ecuación 1							
750	5	5,20	5,20	5,20	5,20	5,20	5,24	5,23
800	5,70	5,70	5,70	5,70	5,70	5,70	5,75	5,74
850	5,95	5,96	5,95	5,95	5,95	5,95	6,00	6,00
	Ecuación 2							
750	4,88	4,88	4,88	4,87	4,88	4,91	4,91	4,91
800	5,51	5,51	5,51	5,51	5,51	5,55	5,55	5,54
850	5,82	5,82	5,82	5,82	5,82	5,86	5,86	5,86

ten con pequeñas fracciones de fundidos generados a temperaturas del orden de 850°C (Beard y Lofgren 1991). Por otra parte, la fusión de protolitos máficos con saturación de agua genera mayores fracciones de fundido para cualquier temperatura dada y, a su vez, la fusión parcial se inicia a temperaturas inferiores (~800°C) a aquellas a la cual que ocurre la fusión por deshidratación de anfíbol. Las rocas estudiadas muestran los cambios en la proporción modal de minerales predichos por la reacción de fusión parcial, reflejado por el incremento de clinopiroxeno y

disminución de anfíbol en los mesosomas de las migmatitas máficas. Además, se ha observado como cambia la composición química de los minerales desde las asociaciones ígneas a los mesosomas de las migmatitas máficas. En este sentido los cambios químicos más importantes son: disminuye el número de magnesio (Mg#) y la concentración de Al total en ortopiroxeno; decrece una importante proporción de su molécula de anortita en plagioclasa; y disminuye el Mg# en el anfíbol. Estos cambios son coherentes con la idea que las composiciones ígneas de la

plagioclasa y anfíbol fueron afectadas por el proceso de fusión parcial que dio como resultado la generación de los mesosomas de migmatitas máficas (véase Beard y Lofgren 1991).

Aunque no es posible resolver algunas discrepancias, entre las cuales lo más importante es determinar si las rocas gábricas cristalizaron totalmente antes de experimentar fusión parcial en facies de granulitas; queda claro que existe una transición de rocas ígneas (gabros) a rocas metamórficas (migmatitas máficas) y que las rocas no registran cambios de presión significativos entre estos dos estadios (Fig. 7). Otro aspecto importante es que, si bien no se puede definir una senda metamórfica extendida usando un único tipo de roca, sí es posible combinar las condiciones registradas en gabros y migmatitas máficas para inferir que la secuencia como un todo experimento una evolución de enfriamiento isobárico (Fig. 7).

Implicancias geológicas

La existencia de bancos de migmatitas máficas intercalados con migmatitas meta-sedimentarias es un rasgo destacable dentro del área de estudiada, ya que nos permite inferir a partir de dos litologías diferentes las condiciones de presión y temperatura a las cuales estuvieron expuestas dichas secuencias, y a partir de ello comparar las condiciones de formación entre migmatitas metaígneas y metasedimentarias y, por ende, aportar al conocimiento de la evolución geológica del arco magmático Famatiniano. En los alrededores de Las Juntas existe un sección geológica típica y representativa del centro oeste de la sierra de Valle Fértil (véase Mirré 1976) y muy probablemente semejante a lo que se observa en la sierra de La Huerta (Vujovich *et al.* 1996, Murra y Baldo 2006, Otamendi *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2009). Este hecho hace que las conclusiones que se pueden sacar del centro de la sierra de Valle Fértil, sean aplicables a todo el bloque serrano. En los alrededores de Las Juntas, donde fueron observadas y extraídas las rocas estudiadas, se puede inferir que el emplazamiento repe-

tido de magmas máficos fue la fuente de calor, que mantuvo a la secuencia litológica en condiciones térmicas correspondientes a facies de granulitas. Esta idea es la que mejor explica altas temperaturas (> 800°C) a relativamente baja presión ($5,5 \pm 0,5$ kbar). Las condiciones metamórficas de alta temperatura a relativamente baja presión, sumada al enfriamiento isobárico de la secuencia, son interpretadas convencionalmente como el resultado de un input térmico significativo asociado a la advección de calor durante el ascenso de magmas (Barton y Hanson 1989, Annen y Sparks 2002). De hecho, se interpreta este ejemplo del centro de la sierra de Valle Fértil como un ejemplo del núcleo plutónico-metamórfico del arco magmático famatiniano donde el gradiente metamórfico anormalmente alto refleja que un importante volumen de magmas máficos alcanzaban, y dominaban, en paleo-profundidades de entre 16 y 20 km.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las valiosas sugerencias realizadas por la Dra. Stella Poma y un revisor anónimo. Agradecemos a Jesús de la Rosa y Antonio Castro Dorado de la Universidad de Huelva España por facilitar nuestro acceso a la toma de datos de química mineral. Este trabajo fue subsidiado por el proyecto PICTR 20298/04 del FONCYT (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina) y a través de fondo de ayuda de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andersen, D.J., Lindsley, D. y Davidson, P.M. 1993. QUILF: A PASCAL program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences* 19: 1333-1350.
- Annen, C. y Sparks, R.S.J. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth Planetary Science Letters* 203: 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of calc-alkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Barazangi, M. y Isacks, B.I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Barton, M.D. y Hanson, R.B. 1989. Magmatism and the development of the low pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geological Society of America, Bulletin* 101: 1051-1065.
- Beard, J.S. y Logfren, G.E. 1991. Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amphibolites at 1.3 and 6.9 kb. *Journal of Petrology* 32: 365-401.
- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology* 29: 445-522.
- Berman, R.G. y Aranovich, L.Ya. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2007. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin: Proterozoic to Mesozoic. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Cohen, L.H., Keisuke, I. y Kennedy, G.C. 1967. Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. *American Journal of Science* 265: 475-518.
- Coira, B., Pérez, B., Flores, P., Kay, S.M., Woll, B. y Hanning, M. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos, V.A. y Keppie, D.J. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 145-170.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, 451 p., London.
- Czamanske, G.K. y Wones, D.R. 1973. Oxidation during Magmatic Differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The Mafic Silicate. *Journal of Petrology* 14: 349-380.
- de Alba, E. 1979. Sistema de Famatina. En Leanza, E.F. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 349-395, Córdoba.
- Delpino, S., Bjerg, E., Mogessie, A., Scheider, I., Gallien, F., Castro de Machuca, B., Previley, L., Meissl, E., Pontoriero, S. y Kostadinoff, J. 2008. Mineral deformation mechanism in granulite facies, sierra de Valle Fértil, San Juan province: Development conditions constrained by the P-T metamorphic path. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 181-195.
- Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Casquet, C., y Galindo, C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precodillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian arc. *Journal of the Geological Society* 161: 747-756, London.
- Giménez, M.E., Martínez M.P. y Introcaso, A. 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 275-286.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16(3): 81-110.
- Helz, R.T. 1976. Phase Relations of Basalts in their Melting Ranges at PH₂O = 5 kb. Part II. Melt Compositions. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of aluminum in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Johnson, M., y Rutherford, M. 1989. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera

- (California) volcanics rocks. *Geology* 17: 937-841.
- Jordan T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Minerals and Minerals Names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- Lince Klinger, F., Giménez, M. E., Martínez, M. P., y Introcaso, A. 2008. Las estructuras de la Cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 281-287.
- Luccasen, F. y Franz, G. 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 249-265.
- Mannhein, R. y Miller, H. 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas copaleozoicas del Sistema de Famatina. In: Aceñolaza F.G., Miller, H. y Toselli, A. (eds.). *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte A19: 159-186, München.
- McCarthy, T.C. y Patiño Douce, A.E. 1998. Empirical calibration of the silica - Ca-Tschermak's - anorthite (SCAn) geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 675-686.
- Mirré, J.C. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 p., Buenos Aires.
- Murra, J., Baldo, E. 2006. El metamorfismo de las rocas básicas y ultrabásicas de la Sierra de La Huerta-Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina): caracterización tectonotérmica del margen occidental del orógeno Famatiniano. *Revista Geológica de Chile* 33: 277-298.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbro. *Journal of Petrology* 33: 891-915.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatitas from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I. de la Rosa, J.D. Tibaldi, A.M. Castro, A. Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleoarc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 43-368, London.
- Pankhurst, R.J. Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Pontoriero, S. y Castro de Machuca, B. 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. 2° South American Symposium of Isotopic Geology, Proceedings 101-104.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 377-392.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3° South American Symposium of Isotope Geology, Proceedings 3: 616-619.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: under contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Schmidt, M. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 421-423.
- Spear, F.S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America, Monograph*, 799 p., Washington.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1979. Puna. En Leanza, E.F. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 117-142, Córdoba.
- Vujovich, G.I., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N. 1996. El complejo magmático de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 465-475.
- Yoder, H.S y Tilley, C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.

Recibido: 25 de marzo, 2009

Aceptado: 22 de septiembre, 2009