

# MINERALOGÍA Y TERMO-BAROMETRÍA DE LOS COMPLEJOS MÁFICOS SOL DE MAYO Y SUYA TACO, NORTE DE LAS SIERRAS DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

Alina M. Tibaldi<sup>1,2</sup> y Juan E. Otamendi<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> CONICET

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto

## RESUMEN:

Este trabajo presenta un estudio detallado de la petrografía, mineralogía química y termo-barometría de dos complejos máficos que afloran al norte de la sierra de Comechingones. Se aplicaron un conjunto de termómetros y barómetros empíricos con el propósito de determinar los rangos de condiciones P y T absolutas de cristalización de estas rocas. Las temperaturas de equilibrio en pares de piroxenos (cpx-opx) se estimaron usando tres termómetros independientes. Dos calibraciones termométricas (Wells 1977, Kretz 1982) dan resultados consistentes y razonables indicando que los piroxenos registran condiciones de cristalización magmática (920-1150°C), mientras que la tercera calibración (Lindsley 1983) estima temperaturas muy inferiores. Esta discrepancia pueda estar relacionada con el hecho de que la última calibración no sería aplicable a rocas que cristalizaron a partir de magmas ricos en hierro. Por su parte, la termometría Amph-Pl sugiere temperaturas de equilibrio comprendidas entre 750-850°C, para composiciones típicas de núcleos, mientras que para composiciones representativas de los bordes de grano las temperaturas estimadas son significativamente inferiores (< 600°C) comportamiento que sugiere que el anfíbol cristalizó principalmente en una etapa post-magmática. Las temperaturas de intercambio para Fe-Mg entre opx-bt muestran que este par mineral se equilibró entre dos rangos térmicos bien definidos (430-650°C y 740-1030°C), lo que sugiere que las biotitas pueden haber cristalizado tanto en una etapa tardía magmática como post-magmática. Las formulaciones barométricas muestran cierta variabilidad en función de las calibraciones utilizadas, no obstante, sistemáticamente presentan un patrón de valores en el cual las presiones de equilibrio determinadas en el Complejo Suya Taco son inferiores ( $5,5 \pm 1$  kbar) a las obtenidas en el Complejo Sol de Mayo ( $8 \pm 1$  kbar). En general, este resultado es consistente con las estimaciones barométricas recientemente realizadas en xenolitos de granulitas. Las condiciones de P-T deducidas a partir de las rocas ígneas indican que la secuencia metamórfica encajante se encontraba a temperaturas de la facies de anfíbolitas y en niveles de corteza media.

Palabras clave: *Rocas máficas, Sierra de Comechingones, Termometría, Barometría, Orógeno pampeano.*

## ABSTRACT: *Falta la traducción del título*

This work presents a detailed study including petrography, mineral chemistry and thermo-barometry of igneous rock from two mafic complexes that outcrop in the north portion of the sierra de Comechingones. The range of absolute P and T under which these rocks crystallized is retrieved using a set of empiric barometers and thermometers. The estimations of equilibrium temperature determined in pairs of pyroxenes (cpx-opx) were performed through three independent thermometers. Two of the thermometric formulations (Wells 1977, Kretz 1982) yield consistent and reasonable results indicating that these phases record magmatic crystallizations conditions (920-1150°C), whereas the third calibration by Lindsley (1983) gives lower temperatures. This discrepancy is thought to reflect the fact that the latter method may be not applicable to rocks crystallized from Fe-rich magmas. Amphibole-plagioclase thermometry estimates, which use typical core compositions, yield equilibrium temperature in the range of 750-850°C. Whereas using rim compositions, Amph-pl thermometry estimates significantly give lower temperatures (< 600°C), suggesting that amphiboles mostly crystallized at post-magmatic stages. Orthopyroxene-biotite Fe-Mg exchange thermometry shows that these minerals tend to equilibrate within two distinct thermal ranges (430-650°C and 740-1030°C). This indicates that biotites might have crystallized at both late-magmatic and post-magmatic stages. Barometric estimates have some variability in function of the type of calibration used, however they show a systematic pattern in which the equilibrium pressure determined in the Suya Taco complex are lower ( $5.5 \pm 1$  kbar) than those obtained in the Sol de Mayo complex ( $8 \pm 1$  kbar). Overall, this result is consistent with barometry already performed in granulitic xenoliths. The P-T conditions deduced from igneous rocks indicate that the hosting regional metasedimentary sequence were experiencing amphibolite-facies temperatures and residing at middle crustal levels.

Keywords: *Mafic rocks, Sierra de Comechingones, Thermometry, Barometry, Pampean orogen.*

## INTRODUCCIÓN

La presencia de rocas máficas y ultramáficas dentro de la secuencia supracortical Cámbrica de las Sierras Pampeanas fue mencionada por diversos autores; no obstante, los primeros estudios desde un punto de vista petrológico corresponden a Villar (1985) y Bonalumi y Gigena (1987). En el ámbito de la Sierra de Córdoba, la distribución de los complejos máficos-ultramáficos ha sido agrupada en dos fajas discontinuas, una que tiene su centro en Bosque Alegre-Alta Gracia y otra que se extiende al sur desde Athos Pampa hasta Los Permalentes (Villar 1975).

En algunos casos los complejos máficos-ultramáficos fueron interpretados por Escayola *et al.* (1996) como cuerpos ofiolíticos con características tipo MORB los cuales se encuentran tectónicamente intercalados dentro de la secuencia metamórfica. Recientemente, Escayola *et al.* (2007) sugieren que estas rocas se formaron en el Precámbrico ( $640 \pm 25$  Ma) y que fueron emplazadas tectónicamente durante el cierre de una cuenca de retroarco durante la orogenia Pampeana. En el norte de la sierra de Comechingones existen, también, complejos constituidos exclusivamente por rocas máficas los cuales presentan características geológicas y petrológicas que claramente permiten distinguirlos de los complejos máficos-ultramáficos mencionados anteriormente. Entre ellos, el cuerpo máfico más grande observado corresponde a un gabro encapado, denominado cerro San Lorenzo, el que se caracteriza por estar emplazado tectónicamente (véase Chincarini *et al.* 1998). Por otro lado, existen expresiones dispersas de magmatismo máfico, que aunque están asociados a zonas de cizalla (Bonalumi y Gigena 1987), presentan algunos contactos intrusivos (Otamendi *et al.* 2003). Dichos cuerpos han sido caracterizados como ferromoritas y ferrodioritas (Demichelis *et al.* 1996) e interpretados como un magmatismo máfico de tipo OIB generado a partir de la fusión parcial de un manto

litosférico enriquecido (Demichelis *et al.* 1996, Tibaldi 2006). El magmatismo de afinidad OIB intruye la secuencia meta-sedimentaria cámbrica del norte de la sierra de Comechingones y tiene una edad de  $520 \pm 2$  Ma. (Gromet *et al.* 2005). Este trabajo desarrolla un estudio termo-barométrico de detalle con el propósito de establecer si las paragénesis encontradas en los Complejos Sol de Mayo y Suya Taco se encuentran en equilibrio con las condiciones físico-químicas de formación y cristalización de los magmas máficos o, si por el contrario, son indicativas de reequilibrio mineral registrando así las condiciones desarrolladas con posterioridad a la cristalización de los mismos.

Para alcanzar el objetivo general, este trabajo presenta una investigación petrográfica y mineraloquímica detallada que luego se utiliza para realizar un análisis termo-barométrico de los complejos máficos Suya Taco y Sol de Mayo. Las condiciones de P y T se estiman mediante distintas asociaciones minerales y a través de termómetros y barómetros empíricos. Asimismo, en diagramas apropiados se muestra la influencia que presenta la variación en la química mineral para el cálculo de estas variables intensivas.

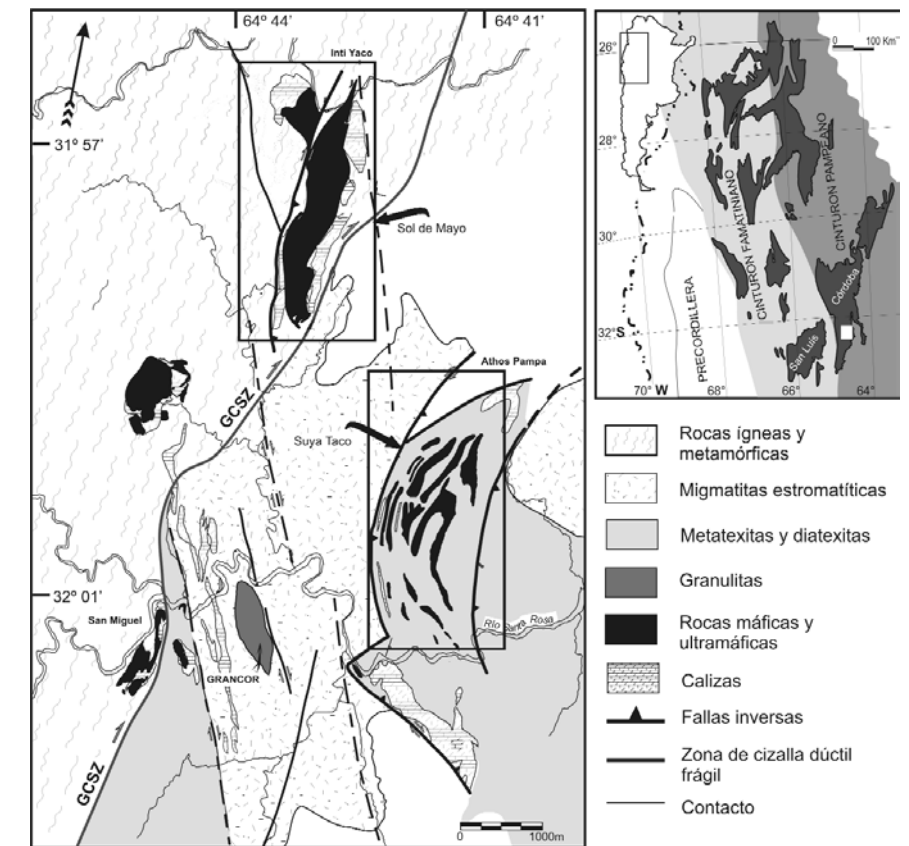
## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

Los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco se localizan en la región sur-oriental del cinturón Pampeano al norte de las sierras de Comechingones. El orógeno Pampeano ha sido interpretado como el producto resultante del engrosamiento cortical asociado con magmatismo multi-episódico derivado de diversas fuentes (Baldo *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Otamendi *et al.* 1999). La secuencia metasedimentaria constituida por metatexitas, migmatitas, migmatitas diatexiticas y granulitas ha sido interpretada como una transición litológica progresivamente deprimida en fundidos, derivada de la fusión parcial de grauvacas aluminosas metamorfizadas en facies de anfibolitas altas y granulitas (Otamendi y Pa-

tiño Douce 2001). Una gran cantidad de datos geocronológicos apoyan la idea de que la evolución tectónica y petrológica más significativa registrada en todas las unidades litoestratigráficas encontradas en este cordón serrano ocurrieron en el Cámbrico inferior (c. 520-530 Ma; Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998). Estimaciones de P-T muestran que el pico metamórfico de la secuencia metamórfica del Cámbrico ocurrió bajo presiones moderadamente altas (7-8 Kbar) y temperaturas comprendidas entre 650 y 950°C (Rapela *et al.* 1998; Otamendi *et al.* 1999; Otamendi *et al.* 2005). Martino *et al.* (1995) propone cuatro eventos de deformación desarrollados durante el estadio tectono-térmico Cámbrico. El primer evento, D1, se presenta como una foliación gnéissica pobremente preservada, a menudo plegada por el evento deformacional D2; por otra parte, en algunas localidades la fábrica S1 se ha observado como una foliación metamórfica superpuesta a la estratificación sedimentaria primaria (Otamendi y Patiño Douce 2001). La deformación más intensa registrada ocurrió durante los eventos de deformación D2 y D3, que acompañaron las condiciones metamórficas en facies de granulitas (Gordillo 1984, Otamendi *et al.* 1999). La deformación D2 se manifiesta por el desarrollo de foliación S2 y pliegues F2, los cuales se generaron durante el principal evento de espesamiento cortical, hasta que se alcanzó el pico metamórfico (Gordillo 1984, Kraemer *et al.* 1995, Rapela *et al.* 1998, Martino *et al.* 1999, Otamendi *et al.* 1999). La deformación D3 comienza cerca del pico metamórfico y continúa durante la etapa de enfriamiento (Otamendi *et al.* 1999). D3 está caracterizada por la generación de zonas de alta deformación, donde las fábricas generadas (pliegues F3 y foliación S3) se superponen y obliteran los rasgos estructurales formados durante D2. Dentro de las sierras de Córdoba, las texturas características de descompresión posterior al pico metamórfico indican que la secuencia metasedimentaria evolucionó siguiendo una senda P-T en el sentido de las agujas

del reloj (*clockwise path*) (Rapela *et al.* 1998, Otamendi *et al.* 1999). El posterior levantamiento a niveles corticales medios ha sido relacionado al proceso de extensión asociado con los eventos de deformación D3 (Martino *et al.* 1997). El evento de deformación D4, desarrollado principalmente a lo largo de cinturones de cizalla angostos de extensión regional (Kraemer *et al.* 1995), se manifiesta como una foliación milonítica S4 subvertical con rumbo N-S y con buzamiento al oeste. Las rocas milonitas y ultramilonitas asociadas a esta fábrica presentan reequilibrio de la paragénesis mineral en condiciones de metamorfismo de bajo grado y, en su mayoría, habrían sido generadas durante la orogénesis famatiniana (Sims *et al.* 1998, Fagiano *et al.* 2002, Martino 2003).

Dentro de este contexto regional, ambos complejos máficos (Fig. 1), los cuales presentan una relación espacial muy cercana, se caracterizan por poseer características mineralógicas, texturales y geoquímicas muy similares. En cuanto a yacencia, las rocas máficas de Suya Taco se presentan como cuerpos irregulares, ovoides y elongados que intruyen la secuencia metamórfica, mientras que las rocas máficas de Sol de Mayo afloran como un cuerpo continuo con desarrollo de límites netos levemente flexurados. Además, en ambos complejos, se reconoce la presencia de diques tabulares de 10 a 50 cm de espesor que intruyen tanto a los cuerpos mayores como a las rocas metasedimentarias. En general, las rocas máficas se caracterizan por presentar un color gris oscuro, con tamaño de grano variable y relaciones texturales que conjuntamente con la asociación mineral reflejan la superposición de procesos magmáticos, metamórficos y tectónicos. De acuerdo con su actitud, las rocas máficas de ambos complejos son ampliamente concordantes con la foliación principal (S3) observada en las rocas encajantes y, aunque en su mayoría constituyen cuerpos uniformes, en los bordes de los cuerpos máficos mayores se aprecia claramente una fábrica planar-lineal que está marcada principalmente por la orienta-



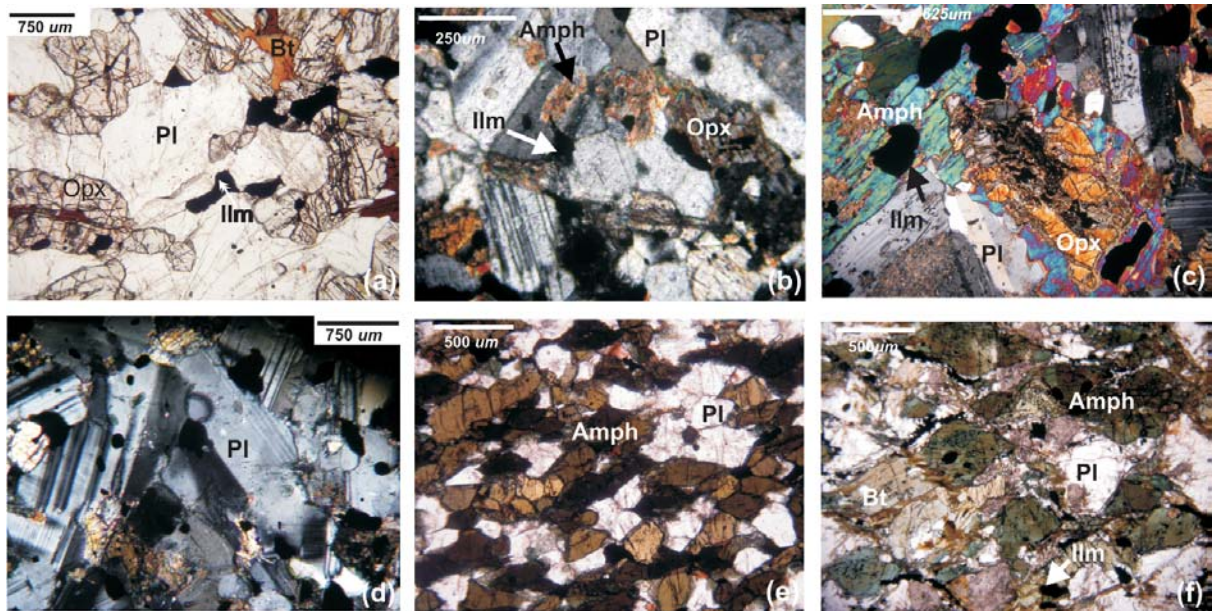
**Figura 1:** Mapa geológico mostrando la ubicación de los Complejos Sol de Mayo y Suya Taco en el norte de las Sierras de Comechingones. A la derecha se incluye el contexto geológico de las Sierras Pampeanas; la distribución de los cinturones orogénicos corresponde a Rapela *et al.* (1998).

ción de la biotita, piroxeno y anfíbol. Los diques máficos tienen relación intrusiva discordante con respecto a la foliación S2, aunque localmente muestran una para-concordancia con la foliación S3. Además, ocasionalmente, se observa que los diques concordantes con la foliación S3 muestran retrabajo tectónico con desarrollo de estructuras tipo *boudinage* incipientes, las que pueden atribuirse a un estado tardío de deformación D3. De acuerdo a las características anteriormente descritas se infiere que las rocas ígneas máficas intruyeron el gneis regional que constituyó su caja durante las etapas tempranas de deformación D3 y, por ende, con posterioridad a los eventos que generaron las migmatitas de alto grado de la sierra de Comechingones (Otamendi *et al.* 2003). Las relaciones temporales observadas son consistentes con dataciones absolutas U-Pb, realizadas en monacitas de granitos anatócticos, generados

por la fusión parcial del material encajante como consecuencia de su interacción con el magma máfico intrusivo (Gromet *et al.* 2005, Tibaldi 2006).

## PETROGRAFÍA

Las rocas ígneas máficas presentan un color gris oscuro con un tamaño de grano variable y han sido clasificadas de acuerdo a su paragénesis mineral como noritas, dioritas y gabros hornblendíferos-piroxénicos. Mineralógicamente las rocas máficas se caracterizan por poseer la asociación mineral: plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + biotita + anfíbol, en tanto que apatita, circón e ilmenita son minerales accesorios siempre presentes. Texturalmente, la mayoría de las rocas máficas presentan evidencias de su naturaleza ígnea, aunque en algunos casos se observa retrabajo textural sobrepuesto. La textura predominante, so-



**Figura 2:** a) Fotomicrografía que muestra una típica textura inequigranular hipidiomórfica de grano medio a grueso en roca máfica. b) Fotomicrografía en detalle mostrando los dominios donde aún se puede observar la presencia de textura subofítica relicta. c) Fotomicrografía a nicos cruzados correspondiente a gabro hornblendífero-piroxénico. Se aprecia de modo parcial el desarrollo de textura cumular, con cúmulos de ortopiroxenos y clinopiroxeno rodeados por anfíbol, y con crecimiento en los sectores intersticiales de plagioclasa. d) Se ilustra el desarrollo de texturas cumulares, con desarrollo de cúmulos ricos en plagioclasa y piroxenos en posiciones intersticiales. e) Fotomicrografía ilustrando el reemplazo casi total del piroxeno por el anfíbol, se observa recristalización marcada y el desarrollo de cierta elongación. f) Microlitones de anfíbol y plagioclasa claramente deformados generando bandas sigmoidales. Los microlitones están limitados por la presencia de una foliación planar continua. Dicha foliación genera estructuras de tipo S-C constituidas principalmente por la orientación y crecimiento de biotita y la disminución del tamaño de grano de plagioclasa.

bre todo en noritas y dioritas, es inequigranular hipidiomórfica (Fig. 2a) con tamaños de grano variables entre 0,05 y 0,5 mm. Además, se puede reconocer en algunos casos una leve orientación por flujo manifestada por bandas discontinuas de  $Px + Bt + Ap + Zrn + opacos$  (símbolos de minerales son tomados de Kretz 1983), las que en ocasiones suelen estar interconectadas. Menos frecuentemente, pero no menos importante, es el desarrollo de texturas con tendencia subofítica las cuales se observan por dominios texturales a escala del centímetro (Fig. 2b). En los gabros hornblendífero-piroxénicos y algunas rocas noríticas se han observado, aunque en menor proporción, texturas cumulares de dos tipos. Por un lado se observan cúmulos de clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol castaño rojizo (Fig. 2c), donde las posiciones centrales están ocupadas por ambos piroxenos los cuales se presentan rodeados por el anfíbol, mientras que la plagioclasa aparece cristalizada en posiciones intersticiales,

presentando los distintos granos de plagioclasa continuidad óptica entre ellos a escala de dominio textural. Por otro lado, se observan rocas con plagioclasa cumular y desarrollo de piroxenos en posiciones intercumulares (Fig. 2d). Tal y como se expresó anteriormente, muchas de las rocas máficas han experimentado importante retrabajo en la textura, hecho que oblitera las características originales de las rocas ígneas. Las microestructuras sobre-impuestas a los procesos ígneos son generalmente consecuencia del crecimiento mineral (*blastesis*) ya sea en condiciones estáticas y/o dinámicas. La reconstrucción textural por procesos estáticos es más frecuente que la asociada a procesos dinámicos y, se manifiesta principalmente por la generación de texturas granoblásticas (Fig. 2e) o, en menor medida, por el desarrollo de texturas en manto entre anfíboles y piroxenos. Por otro lado, el retrabajo en condiciones dinámicas se encuentra principalmente desarrollado en el Complejo Sol de Mayo y

se manifiesta como una foliación espaciada asociada principalmente con la cristalización y elongación de micas y anfíboles y deformación dúctil de la plagioclasa. Asimismo, se observa también la presencia de microlitones de hornblenda y plagioclasa con desarrollo de fábricas sigmoidales (Fig. 2f), rodeados por pequeñas bandas recristalizadas constituidas por biotita y plagioclasa con una notoria disminución en el tamaño de grano y, en ocasiones, por el desarrollo de incipientes textura de tipo S-C.

La plagioclasa ocurre en cristales subhédros de tipo tabular con tamaños variables entre 0,05 y 2,50 mm, presenta maclos de dos individuos y polisintéticos, y aparece a veces con una alteración caolinítica importante en el Complejo Sol de Mayo. Generalmente no presenta inclusiones de otras fases minerales, aunque ocasionalmente, incluye granos de ilmenita. En los sectores con importante recristalización estática, la plagioclasa aparece como blastos de hasta 0,8 mm, con

formas lobulares o pseudo-poligonales; mientras que en aquellas muestras donde la cristalización dinámica es predominante, la plagioclasa ocurre como blastos anhedros, subredondeados con formas sigmoidales o recrystalizados con disminución del tamaño de grano y extinción ondulosa o zonada. En las rocas cumulares, la plagioclasa se presenta como cristales euhedros de gran desarrollo (2,50 mm) con maclado de dos individuos, ocasionalmente estos granos de gran tamaño son subhedros. El ortopiroxeno aparece como cristales subhedros de hasta 2,25 mm, los cuales suelen desarrollar bordes reabsorbidos, presentando transformación a anfíboles tanto en los bordes del cristal como a lo largo de las fracturas y planos de exfoliación. Además se presentan como pequeños cristales euhedros en forma de agregados pseudopoligonales o núcleos con textura en mosaico. Ocasionalmente, el ortopiroxeno presenta clinopiroxeno exsuelto y concentración de óxidos a lo largo de los planos de exfoliación. El clinopiroxeno, a diferencia de lo observado para el ortopiroxeno, no aparece en todas las muestras recolectadas y, cuando está presente ocurre en menor proporción modal. En general se presenta como cristales euhedros a subhedros con tamaños variables entre 0,30 y 1,75 mm, observándose tanto en posiciones intersticiales con respecto a la plagioclasa, como así también algunas veces desarrolla texturas en manto, al estar parcial o totalmente rodeado por el ortopiroxeno o el anfíbol. Generalmente, aparece transformado a anfíbol, ya sea en forma de parches a lo largo de todo el cristal o en los límites de grano. El anfíbol observado se caracteriza por poseer pleocroísmo marcado entre verde oliva y castaño claro. Dichos anfíboles desarrollan texturas de recrystalización típicas tanto en condiciones dinámicas como estáticas, las que se observan como blastos lobulados a pseudopoligonales, blastos sigmoidales o el anfíbol formando una corona y reemplazando a ambos piroxenos. Generalmente, presenta transformación a biotita, tanto en los bordes

de los granos como a lo largo de los planos de exfoliación, además, muestra trenes de óxidos exsultos que tienden a disponerse a lo largo de estos planos. Por otra parte, y en una proporción muy reducida (sólo en una roca), el anfíbol se presenta como cristales castaños, con pleocroísmo marcado del castaño rojizo al castaño rosado, con tamaños variables entre 0,9 y 1,3 mm; creciendo en general, alrededor de los cristales del clinopiroxeno y ortopiroxeno, o también como reemplazo parcial del piroxeno. La biotita ocurre como cristales subhedros, castaños en posiciones intersticiales, con tamaños variables entre 0,10 y 0,25 mm, o como láminas pequeñas que crecen tanto en los bordes como en los planos de exfoliación de los piroxenos y anfíboles, o como láminas finas flexuradas a lo largo de planos de deformación intercristalinos.

## MINERALOQUÍMICA

Las muestras fueron analizadas con microsonda electrónica JEOL JXA-8600 en la Universidad de Georgia, EE.UU. Las condiciones de operación fueron mantenidas en una aceleración de voltaje de 15 kV, con un haz incidente que actúa con una corriente de 5-15 nA y un diámetro que varía entre 1-10  $\mu\text{m}$ . Los análisis representativos de los minerales se presentan en los cuadros 1 a 3.

### Piroxenos

Los análisis químicos del piroxeno se presentan en el cuadro 1 y su fórmula estructural fue calculada en base a cuatro cationes y 12 cargas. El ortopiroxeno se clasifica principalmente, en ambos complejos, como enstatita (Fig. 3a). No obstante, algunos ejemplares en rocas de Suya Taco muestran un incremento en los contenidos de FeO y, por lo tanto se proyectan en el campo de la ferrosilita (Fig. 3a).

En general, la fracción molar de magnesio ( $X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ ) varía entre 0,49 -0,75 para todas las muestras analizadas,

sin embargo se puede establecer que no existen grandes variaciones en la composición química a nivel de cristal. En general, los cristales tienen  $X_{\text{Mg}}$  con patrones planos o con un leve decrecimiento hacia los bordes, pero en todos los casos la variación determinada entre núcleo y borde nunca es mayor a 0,1. La concentración de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,46-2,00 % p/p) observada se encuentra dentro del rango de variación normal determinado para piroxenos ígneos; aunque ocasionalmente se encuentran piroxenos (muestras SM20g y ST209) cuyas concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son notoriamente superiores (2,5-4,1 % p/p). La abundancia de MnO varía entre 0,3 a 0,9 % p/p, mientras que las concentraciones de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  son bajas, variables, y no superan el 0,19 % en peso.

El clinopiroxeno se clasifica siguiendo la propuesta de Morimoto *et al.* (1989) como augita ( $\text{Wo}_{29} \text{En}_{41} \text{Fs}_{28}$ ) y diópsido ( $\text{Wo}_{45} \text{En}_{37} \text{Fs}_{18} - \text{Wo}_{47} \text{En}_{39} \text{Fs}_{12}$ ). Cabe aclarar que el desarrollo de augita se da únicamente en el complejo Suya Taco y que su variación composicional cubre un rango casi continuo controlado por el cambio del miembro final wollastonita (Fig. 3a). Asimismo, la disposición de las líneas que conectan pares clinopiroxeno-ortopiroxeno que coexisten indica, a partir de la composición química, que ambos piroxenos han cristalizado bajo condiciones de equilibrio en un sistema ígneo. El número de magnesio expresado en fracción  $X_{\text{Mg}}$  en los clinopiroxenos presentes en rocas de Suya Taco muestra un rango de variación comprendido entre 0,56 y 0,75, mientras que el rango de variación observado en el clinopiroxeno del Complejo Sol de Mayo es más acotado (0,68-0,73). Por su parte, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  observado en este mineral varía entre 1,8 y 2,0 % p/p para el Complejo Sol de Mayo y desciende hasta 0,46 % en peso en el Complejo Suya Taco.

### Plagioclasa

La fórmula estructural de la plagioclasa ha sido calculada en base de 5 cationes y 8 oxígenos (Cuadro 2). Los cristales de

**CUADRO 1:** Composición representativa ortopiroxeno y clinopiroxeno (normalizados a 4 cationes y +12 cargas).

	ST114	ST209	ST239	ST139	ST207	SM20g	SM24	SM48	ST114	ST239	ST139	ST207	SM24	SM20g	SM48	SM24	SM20g	SM48	SM24	SM20g
<b>Punto</b>	<b>2,3</b>	<b>5,4</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>2,1</b>	<b>1,8</b>	<b>1,14</b>	<b>1,3</b>	<b>2,6</b>	<b>2,2</b>	<b>1,1</b>	<b>1,5</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,2</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>
SiO <sub>2</sub>	51,48	48,95	50,37	50,92	50,36	52,35	51,51	52,22	52,56	50,9	51,22	50,97	52,05	50,84	50,57	51,13	50,84	50,57	51,13	51,36
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,07	0,10	0,05	0,09	0,10	0,10	0,10	0,19	0,04	0,16	0,16	0,17	0,25	0,28	0,25	0,25	0,28	0,25	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	3,60	0,61	0,65	0,66	2,86	1,60	1,13	1,18	0,79	1,27	1,44	1,48	1,92	2,00	1,85	1,92	2,00	1,85	1,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,11	0,01	0,04	0,10	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	26,87	26,99	30,78	30,05	32,33	21,30	26,90	21,72	9,57	29,18	11,67	13,29	10,21	10,86	10,42	10,21	10,86	10,42	10,21	10,61
FeO	24,7	24,66	29,54	0,00	1,04	0,21	1,17	0,86	8,25	27,19	1,24	0,00	1,53	3,15	2,44	1,24	3,15	2,44	1,24	1,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	2,42	1,27	30,07	31,31	21,10	25,77	20,90	1,43	2,05	10,52	13,24	8,80	7,94	8,16	9,06	7,94	8,16	9,06	8,96
MgO	19,57	18,52	16,24	16,41	15,01	22,95	19,62	22,64	13,66	15,95	12,16	10,94	12,92	12,70	12,45	12,32	12,70	12,45	12,32	12,52
MnO	0,58	0,54	0,90	0,67	0,94	0,39	0,38	0,57	0,23	0,67	0,38	0,53	0,26	0,30	0,25	0,29	0,30	0,25	0,29	0,31
CaO	1,02	0,19	0,61	0,52	0,82	0,23	0,38	0,40	22,87	3,43	21,04	20,89	22,31	21,78	21,77	21,77	21,78	21,77	21,77	21,81
<b>Total</b>	<b>100,3</b>	<b>98,86</b>	<b>99,74</b>	<b>99,26</b>	<b>100,38</b>	<b>100,29</b>	<b>100,52</b>	<b>98,83</b>	<b>100,45</b>	<b>100,99</b>	<b>98,30</b>	<b>98,74</b>	<b>99,76</b>	<b>99,13</b>	<b>98,20</b>	<b>98,29</b>	<b>99,13</b>	<b>98,20</b>	<b>98,29</b>	<b>99,10</b>
Si	1,95	1,88	1,96	1,99	1,97	1,93	1,94	1,96	1,96	1,95	1,96	1,96	1,95	1,92	1,93	1,95	1,92	1,93	1,95	1,94
Al(4)	0,03	0,12	0,03	0,01	0,03	0,07	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,08	0,07	0,05	0,08	0,07	0,05	0,06
Al(6)	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
Fe <sup>+2</sup>	0,85	0,87	1,00	0,98	1,06	0,65	0,82	0,66	0,30	0,94	0,37	0,43	0,28	0,25	0,26	0,29	0,25	0,26	0,29	0,28
Fe <sup>+3</sup>	0,06	0,07	0,04	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,06	0,04	0,00	0,04	0,09	0,07	0,04	0,09	0,07	0,04	0,05
Mg	1,10	1,06	0,94	0,95	0,87	1,26	1,10	1,27	0,76	0,91	0,69	0,63	0,72	0,72	0,71	0,70	0,72	0,71	0,70	0,71
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,91	0,14	0,86	0,86	0,90	0,88	0,89	0,89	0,88	0,89	0,89	0,88
X <sub>0k</sub>	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Mg</sub>	0,58	0,57	0,49	0,49	0,46	0,64	0,57	0,65	0,75	0,51	0,67	0,59	0,71	0,73	0,72	0,68	0,73	0,72	0,68	0,70

X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe); X<sub>Al</sub> = cationes de Al/(2) sobre la base de 3 oxígenos. Los valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fueron estimados utilizando balance de masas y cargas.

plagioclasa presentan una variación química muy importante con porcentajes molares de anortita X<sub>An</sub> (X<sub>An</sub> = Ca/Ca+Na cationes en 8 oxígenos) variables entre 2 y 90 %. No obstante, más allá de esta gran variabilidad química, es claramente visible que la mayoría de las plagioclasas analizadas presentan fracciones molares de anortita comprendidas entre 0,31 y 0,66 (Fig. 3b). En los cristales individuales de plagioclasa no se observan grandes variaciones y los perfiles son bastante constantes o presentan una leve disminución en la concentración de anortita desde los núcleos a los bordes, característica que se pronuncia cuando plagioclasa está en contacto con anfíbol o piroxeno.

**Anfíbol**

La abundancia catiónica en los anfíboles fue recalculada siguiendo el método de Leake *et al.* (1997), el cual asume que la suma catiónica es igual a 15, excluyendo Na y K (15eNK) donde todo el Fe presente se encuentra como FeO (Cuadro 3). Las relaciones de Fe<sup>+3</sup>/Fe<sup>+2</sup> son luego recalculadas según el mínimo estequiométrico asumiendo una carga correspondiente de 46. La composición química de los anfíboles es bastante homogénea y de acuerdo a la clasificación de Leake *et al.* (1997) todos los ejemplares corresponden a anfíboles cálcicos. Sobre la base de la relación Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) contra Si (c.p.f.u.) la mayoría de ellos se proyectan en el campo de estabilidad de la pargarsita; no obstante, también se han observado la presencia de anfíboles edeníticos los que tienen mayor desarrollo en las rocas máficas del Complejo Sol de Mayo (Fig. 3c). Sumado a esto, en el mismo se han reconocido aunque en muy baja proporción, titanopargarsitas que se diferencian químicamente de las pargarsitas típicas (Ti: 0,07 a 0,17 c.p.f.u) por su alto contenido en Ti (0,25 y 0,49 c.p.f.u) y petrográficamente por su coloración castaño rojiza. Por último, también se han reconocido solamente asociados a las rocas máficas del Complejo Suya Taco anfí-

**CUADRO 2:** Composición representativa de plagioclasa (normalizados a 5 cationes y 8 oxígenos).

Muestra	SM 48	SM 48	SM 20g	SM20g	SM 24	SM 39	ST114	ST114	ST 239	ST 239	ST 207	ST 207	ST 139	ST139
<b>Punto</b>	<b>2,14</b>	<b>4,3</b>	<b>2,11</b>	<b>1,4</b>	<b>1,2</b>	<b>4,5</b>	<b>1,1</b>	<b>1,4</b>	<b>1,1</b>	<b>2,2</b>	<b>3,4</b>	<b>3,5</b>	<b>1,1</b>	<b>2,6</b>
SiO <sub>2</sub>	58,96	54,65	60,63	62,59	47,07	59,44	54,57	51,04	58,09	59,88	60,22	57,75	58,74	59,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,49	28,73	26,02	23,41	34,07	26,23	28,68	31,67	27,58	25,88	25,83	27,20	26,75	26,22
FeO	0,20	0,00	0,00	0,26	0,06	0,15	0,09	0,41	0,00	0,00	0,02	0,07	0,22	0,11
CaO	7,93	11,20	6,69	1,50	17,32	7,56	11,17	13,59	8,93	7,45	6,76	8,63	7,83	7,44
K <sub>2</sub> O	0,12	0,06	0,04	1,89	0,04	0,05	0,14	0,12	0,19	0,27	0,05	0,09	0,13	0,26
Na <sub>2</sub> O	7,25	5,06	7,56	8,83	1,79	7,10	5,33	3,65	6,29	7,30	8,37	6,66	7,15	7,41
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	100,99	99,71	100,95	98,51	100,45	100,7	100,11	100,52	101,14	100,94	101,26	100,51	101,05	101,28
Si	2,61	2,47	2,66	2,81	2,15	2,63	2,46	2,31	2,57	2,65	2,65	2,57	2,60	2,63
Al	1,38	1,53	1,35	1,24	1,84	1,37	1,53	1,69	1,44	1,35	1,34	1,43	1,40	1,36
Ca	0,38	0,54	0,32	0,07	0,85	0,36	0,54	0,66	0,42	0,35	0,32	0,41	0,37	0,35
Na	0,62	0,44	0,65	0,77	0,16	0,61	0,47	0,32	0,54	0,63	0,72	0,58	0,61	0,63
K	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
An	0,37	0,55	0,33	0,08	0,84	0,37	0,53	0,67	0,43	0,35	0,31	0,42	0,37	0,35

An = Ca/(Ca+Na+K) usando átomos por fórmula unidad.

**CUADRO 3:** Composición representativa de anfíbol (normalizados 15 cationes excluyendo Na y K y +46 cargas) y mica (normalizados a +22 cargas)

Muestra	ST39A	ST28	ST39A	STj4gg	SM61	SM20f	SM39	SM48	SM49	SM50	Muestra	ST111	ST239	SM 48	SM24
<b>Punto</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Amph</b>	<b>Punto</b>	<b>Mica</b>	<b>Mica</b>	<b>Mica</b>	<b>Mica</b>
	<b>1,2</b>	<b>1,2</b>	<b>1,14</b>	<b>1,2</b>	<b>2,1</b>	<b>1,8</b>	<b>3,1</b>	<b>1,2</b>	<b>2,1</b>	<b>2,4</b>		<b>1,1</b>	<b>1,4</b>	<b>4,1</b>	<b>1,2</b>
SiO <sub>2</sub>	43,21	42,38	46,21	52,43	41,09	41,58	40,70	41,36	42,25	41,91	SiO <sub>2</sub>	38,18	36,18	38,08	38,78
TiO <sub>2</sub>	2,16	2,46	1,04	0,52	1,50	2,12	0,62	4,05	3,09	3,78	TiO <sub>2</sub>	4,72	5,44	4,17	3,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,15	12,77	8,91	3,7	14,23	12,26	14,56	12,81	12,99	13,07	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	15,09	14,91	15,55
MgO	11	12,38	12,61	17,5	10,18	10,12	10,77	12,34	13,43	12,84	MgO	13,32	11,02	16,91	14,65
FeO*	15,18	12,46	14,7	10,87	16,55	16,40	15,69	11,49	11,43	10,98	FeO*	16,58	19,58	12,98	15,39
CaO	11,63	11,79	11,61	12,54	11,19	11,64	11,73	11,55	11,60	11,75	MnO	0,07	0,16	0,06	0,00
MnO	0,17	0,1	0,25	0,08	0,22	0,15	0,13	0,18	0,04	0,19	Na <sub>2</sub> O	0,02	0	0,06	0,13
K <sub>2</sub> O	1,2	1,17	0,65	0,13	0,87	1,04	0,47	1,22	1,03	1,12	K <sub>2</sub> O	9,51	9,38	9,54	8,85
Na <sub>2</sub> O	1,61	1,78	1,44	0,52	2,12	1,78	2,21	2,21	2,38	2,48	F	0,11	0,16	0,03	0,27
Total	97,38	97,31	97,45	98,28	98,01	97,16	96,94	97,87	100,34	100,52	Total	97,43	97,02	96,88	96,72
Si	6,48	6,28	6,84	7,47	6,15	6,30	6,09	6,14	6,18	6,15	Si	2,81	2,72	2,77	2,84
Al	1,97	2,23	1,56	0,62	2,51	2,19	2,57	2,24	2,24	2,26	Al(4)	1,19	1,28	1,23	1,16
Al (4)	1,52	1,72	1,16	0,53	1,85	1,70	1,91	1,86	1,82	1,85	Al(6)	0,1	0,06	0,05	0,19
Al (6)	0,45	0,52	0,4	0,09	0,66	0,49	0,66	0,38	0,43	0,41	Ti	0,26	0,31	0,23	0,17
Ti	0,24	0,27	0,12	0,06	0,17	0,24	0,07	0,45	0,34	0,42	Fe	1,02	1,23	0,79	0,94
Fe	1,9	1,55	1,82	1,3	2,07	2,08	1,96	1,41	1,30	1,35	Mg	1,46	1,24	1,84	1,60
Mg	2,46	2,74	2,78	3,72	2,27	2,28	2,40	2,73	2,93	2,81	Mn	0	0,01	0,00	0,00
Mn	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	Vac(6)	0,16	0,15	0,09	0,10
Ca	1,87	1,87	1,84	1,91	1,80	1,89	1,88	1,84	1,82	1,85	Na	0	0	0,01	0,02
Na	0,47	0,51	0,41	0,14	0,62	0,52	0,64	0,64	0,68	0,71	K	0,89	0,9	0,89	0,83
K	0,23	0,22	0,12	0,02	0,17	0,20	0,09	0,23	0,19	0,21	F	0,02	0,04	0,03	0,02
X <sub>Mg</sub>	0,56	0,64	0,6	0,74	0,56	0,54	0,62	0,66	0,69	0,68	XMg	0,59	0,5	0,30	0,37

X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad. FeO\* corresponde a Fe total.

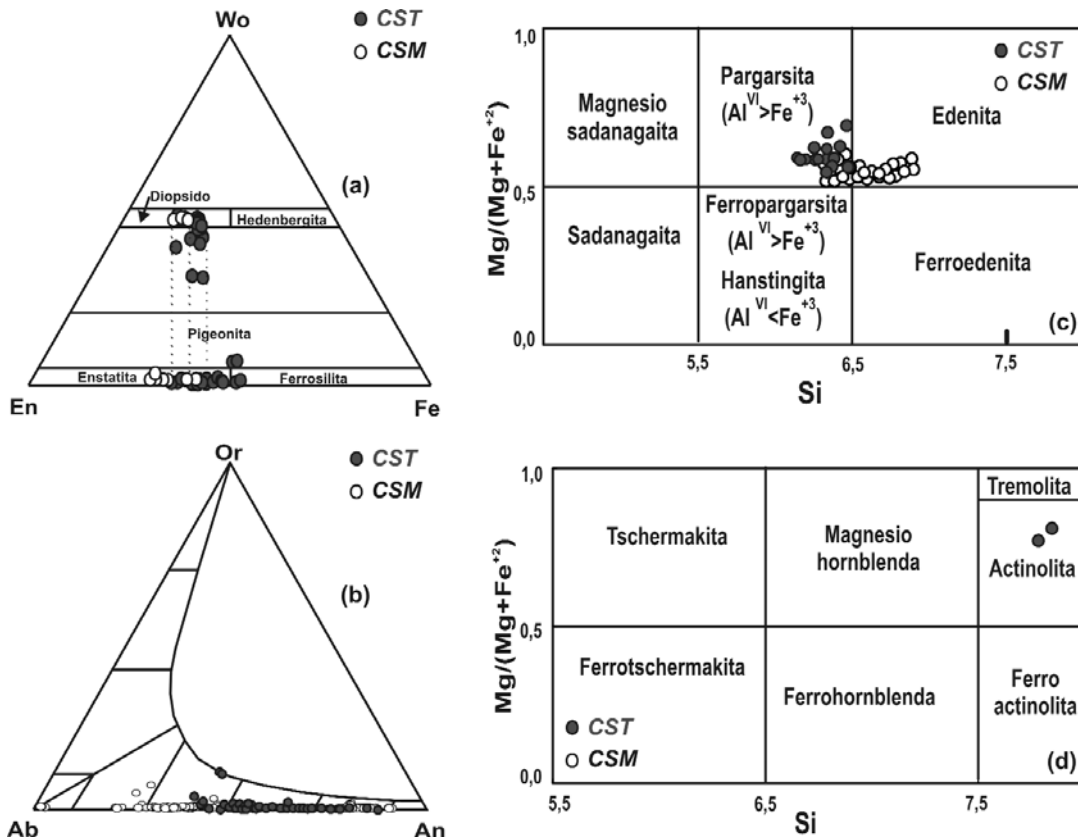


Figura 3: a-b) Proyección de piroxenos en el diagrama Wo-En-Fs de clasificación propuesto por Morimoto *et al.* (1989). a) Cuadrilátero de Ca-Mg-Fe para la clasificación de piroxenos ferromagnesianos y cálcicos, las líneas representan estabilidad entre pares clinopiroxenos y ortopiroxenos. b) Diagrama Ab-An-Or donde se muestra la variación composicional observada las plagioclasas presentes en las rocas máficas de ambos complejos. (c-d) Diagramas de clasificación de anfíboles según Leake *et al.* (1997). c) 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.

boles de tipo actinolita (Fig. 3d). La variación química del Al observada en los anfíboles de ambos complejos se encuentra fundamentalmente acomodada en el sitio tetraédrico por sustituciones del tipo pargarsítico y en menor proporción por sustituciones de tipo *tschermak* en sitios octaédricos. No obstante, en la generación de actinolita se observa el desarrollo de intercambios de tipo glaucofana como así también riebeckita.

**Mica**

La fórmula estructural de este grupo de minerales ha sido calculada en base a 22 cargas siguiendo la propuesta establecida por Dymek (1983) y sus resultados se presentan en el cuadro 3. Corresponden a micas trioctaédricas con relaciones  $X_{Mg}$  ( $=Mg/(Fe+Mg)$ ) variables entre 0,5-0,8, la cual es igual para rocas de ambos complejos, mientras que el contenido en Al<sup>IV</sup> varían entre 1,1-1,4 c.p.f.u. para Sol de Mayo y 0,3-0,4 c.p.f.u. en el Complejo Suya Taco, hecho que

permite clasificar la mayoría de las micas como biotita solución sólida Deer *et al.* (1996). No obstante existe una menor proporción que son flogopitas, dado que algunos ejemplares presentan relaciones  $X_{Mg}$  superior a 0,66 que es el límite entre ambos campos.

Una de las características más notables de las micas trioctaédricas es que tienen contenidos en TiO<sub>2</sub> variables. Un grupo de micas se caracterizan por presentar altos contenidos en TiO<sub>2</sub> (3,31 y 5,5 % p/p), mientras que el otro conjunto posee concentraciones en dicho óxido moderados a bajos (0,60-3,04 % p/p). Este comportamiento es significativo en paragénesis ricas en ilmenitas, dado que permite usar el contenido de Ti en la biotita como un reflejo de la temperatura de cristalización. En consecuencia los altos contenidos en TiO<sub>2</sub> (encontrados preferentemente en micas del Complejo Suya Taco) estarían indicando la presencia en estas rocas de biotita primaria; mientras que el bajo tenor de Ti podría estar indicando que la biotita es tardío magmática

o metamórfica (etapa subsólida).

**TERMOBAROMETRÍA**

**Termometría ortopiroxeno - clinopiroxeno**

La presencia de piroxenos cálcicos y ferromagnesianos con relaciones texturas claramente ígneas, permite determinar las condiciones térmicas de cristalización del magma máfico utilizando la partición Fe-Mg y/o el solvus entre dichos piroxenos. A tal efecto se realizaron los cálculos utilizando tres termómetros independientes: (a) el de Wells (1977) basado en el intercambio iónico de Fe-Mg entre ambos piroxenos, (b) el de Lindsley (1983) que contempla la apertura del *solvus* de calcio entre piroxenos ricos y pobres en dicho elemento, y (c) el propuesto por Kretz (1982) que involucra reacciones de cambio de estructura *net transfer reaction* (1 y 2) y reacciones de intercambio iónico que modifican las relaciones relativas de Fe-Mg (3). Es preciso notar que las reaccio-



nes de cambio de estructura producen una modificación en el contenido de calcio de los piroxenos asociados y, por consiguiente, determinan la posición del equilibrio y la forma del *solvus*. En particular, el intercambio de calcio se expresa mediante dos algoritmos, uno de los cuales indica las temperaturas asociadas al máximo térmico (1), en tanto que el otro (2) estima el mínimo térmico. En el cuadro 4 se presenta una síntesis de los valores de temperaturas estimadas mediante los termómetros descritos anteriormente, lo que también puede observarse mediante un diagrama de análisis de frecuencia (Fig. 4).

Las máximas temperaturas han sido obtenidas mediante el termómetro de Wells (1977), con valores que varían entre 969 y 1170 °C, las cuales probablemente reflejan condiciones térmicas magmáticas. Resultados similares pero con mayor rango de variabilidad fueron obtenidos usando las calibraciones de Kretz (1982). Tal como se desprende de las explicaciones anteriores, de los tres termómetros propuestos por Kretz (1982), dos se aplican a piroxenos ricos en calcio, obteniéndose mediante cada uno de ellos (1 y 2) las temperaturas máximas (1050-1200°C) y mínimas (920-1053°C) respectivamente. Al comparar los datos obtenidos mediante estos termómetros con las temperaturas obtenidas (923-1030°C) mediante el termómetro propuesto para los piroxenos pobres en calcio (3) se observa que, tal y como lo predice dicho autor (Kretz 1982), las temperaturas correspondientes al termómetro (2) que estiman el mínimo térmico (para piroxenos ricos en Ca) siempre guardan mayor correlación con aquéllas temperaturas obtenidas mediante el termómetro para piroxenos pobres en calcio (3). Además, en este caso los valores obtenidos son levemente inferiores que aquéllos obtenidos mediante el termómetro de Wells (1977). Por consiguiente, la calibración 2 y 3 permite estimar temperaturas en un rango de variación comprendido entre 950 y 1200°C, las que en términos generales parecen registrar condiciones de equilibrio magmá-

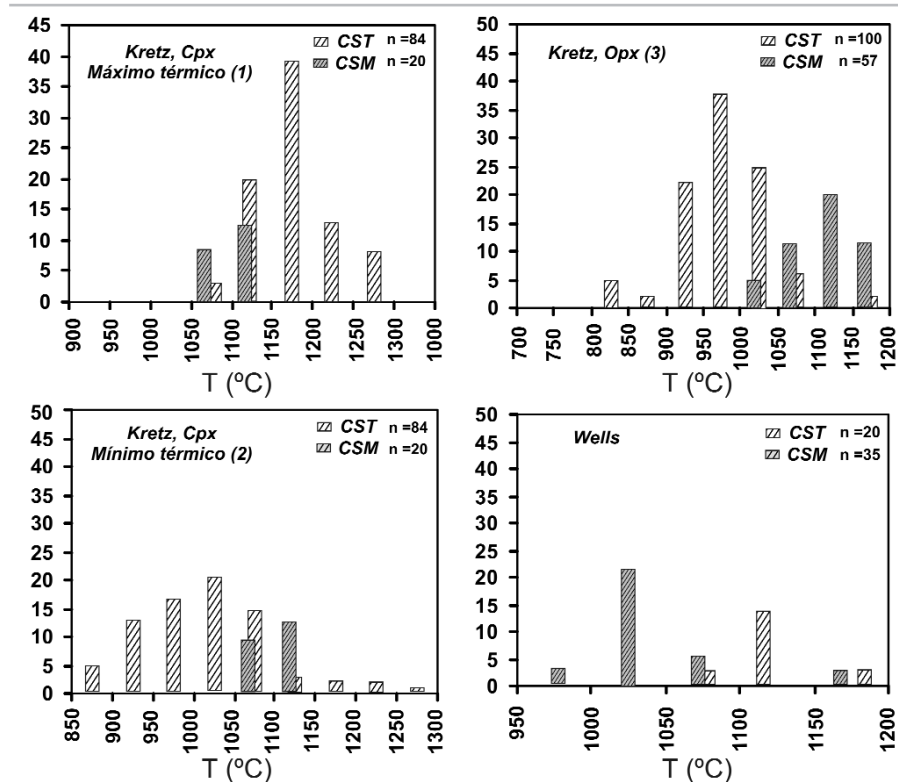


Figura 4: Histogramas de frecuencia de temperaturas calculadas mediante la termometría ortopiroxeno-clinopiroxeno usando los termómetros de Kretz (1982) para piroxenos cálcicos, mostrando consecuentemente las máximas (arriba a la izquierda) y mínimas (abajo a la izquierda) temperaturas obtenidas, termómetros de Kretz (1982, derecha arriba) y de Wells (1977, derecha abajo) para el intercambio de Fe-Mg en piroxenos pobres en calcio.

CUADRO 4: Resumen de las temperaturas obtenidas en las rocas máficas de acuerdo a los termómetros de Kretz (1982), Wells (1977) y Lindsley (1983).

Muestra	Termómetro (Kretz, 1982)			Termómetro	Termómetro
	Cpx T máxima (1) (°C)	Cpx T mínima (2) (°C)	Opx (3) T (°C)	(Wells, 1977) T (°C)	(Lindsley, 1983) T (°C)
SM24	1153	973	1101	1082	500
SM20g	1178	1020	1200	1025	600
SM48	1154	976	1131	969	700
SM20g	1140	951	1096	997	650
SM48	1161	989	1160	993	1100
ST114/Z1	1175	1011	923	1167	900
ST114/Z2	1156	978	972	1141	700
ST239/Z1	1180	1034	995	1144	600
ST239/Z2	1123	924	922	1111	650
ST207/Z1	1120	920	998	1108	500
ST207/Z2	1160	1000	1012	1090	650
ST139/Z1	1195	1053	1020	1140	800
ST139/Z2	1120	929	927	1112	680

tico para los piroxenos (Cuadro 4). Por otro lado, al aplicar el termómetro de Lindsley (1983) basado en el análisis gráfico de la posición relativa de la proyección en el cuadrilátero En-Fs-Di-Hd de

los piroxenos pobres y ricos en calcio coexistentes, las temperaturas estimadas muestran una variabilidad muy significativa y, además, no son consistentes cuando se las compara con los valores térmicos

cos obtenidos mediante los dos termómetros discutidos anteriormente. En particular, las temperaturas determinadas con el método de Lindsley (1983), variables entre 500 y 900°C (Cuadro 4), son significativamente inferiores a las obtenidas utilizando los otros termómetros.

### Termometría anfíbol-plagioclasa

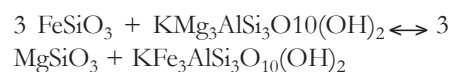
Las estimaciones de temperaturas mediante este par mineral se llevaron a cabo usando el termómetro empírico (TB) de Holland y Blundy (1994) aplicable tanto a rocas saturadas como subsaturadas en sílice (Tibaldi *et al.* 2004). Para tal fin, los análisis de microsonda utilizados en el cálculo de los algoritmos termo-barométricos fueron recalculados usando el esquema propuesto en el Apéndice B de Holland y Blundy (1994), mientras que las temperaturas se calcularon para un rango de presiones comprendidas entre 4-7 kbar para el Complejo Suya Taco y 5-9 kbar en el Complejo Sol de Mayo respectivamente. La elección de estos rangos de presiones no es arbitraria, y responde por un lado a las presiones estimadas mediante métodos empíricos y experimentales en anfíbol (ver próxima sección) y a que estos valores son consistentes con valores de presiones estimadas en rocas granulíticas que se encuentran incluidas dentro de estos cuerpos (Tibaldi *et al.* 2007).

Al observar las temperaturas obtenidas en ambos complejos máficos se destaca que el complejo Sol de Mayo presenta un rango de variabilidad térmica mayor que el observado en el Complejo Suya Taco. No obstante, en ambos complejos, los resultados obtenidos muestran una correlación con el tipo de anfíbol involucrado en los cálculos termométricos, y en particular desarrollan una fuerte sensibilidad con las concentraciones de Ti y/o Al presente para un mismo tipo de anfíbol (Fig. 5a-c). Por otra parte, hay que remarcar que las temperaturas obtenidas, también presentan cierta dependencia con el tipo de plagioclasa involucrada, mostrando en general un incremento en

la temperatura cuando aumenta el contenido de anortita en plagioclasa (Fig. 5d). En general se puede establecer que las máximas temperaturas oscilan entre 837-1065°C en ambos complejos, dichas temperaturas se estimaron al involucrar anfíboles de tipo edeníticos en rocas de Suya Taco (Fig. 5c) y anfíboles pargarsíticos en el Complejo Sol de Mayo con contenidos en Ti variables entre 0,21 a 0,45 c.p.f.u (Fig. 5b). No obstante, cabe aclarar que estos casos particulares son los menos frecuentes en ambos complejos y que los valores térmicos más frecuentes varían entre 750-850°C (edenita-pargarsita), y que estas temperaturas descienden notoriamente < 600°C cuando el contenido de Ti y Al en anfíboles pargarsíticos y edeníticos son inferiores a 0,2 y 1,5 respectivamente. En adición, se ha observado que anfíbol de tipo actinolita coexiste en equilibrio con plagioclasa a temperaturas inferiores (702-720 °C) y se manifiesta como una transición composicional desde núcleos ricos en pargarsita a bordes ricos en actinolita. La presencia de actinolita es muy baja y tal como se lo describió en la sección anterior se encuentra limitada tan sólo a una fracción minoritaria de las rocas máficas del Complejo Suya Taco. Sin embargo, en aquellas muestras donde actinolita no está presente y sólo se desarrolla pargarsita, se han determinado temperaturas del mismo orden mediante inclusiones vermiculares de plagioclasa con una fracción molar de anortita menor a 0,5.

### Termometría ortopiroxeno-biotita

Las temperaturas de intercambio de Fe-Mg entre ortopiroxeno-biotita se determinaron mediante el equilibrio:

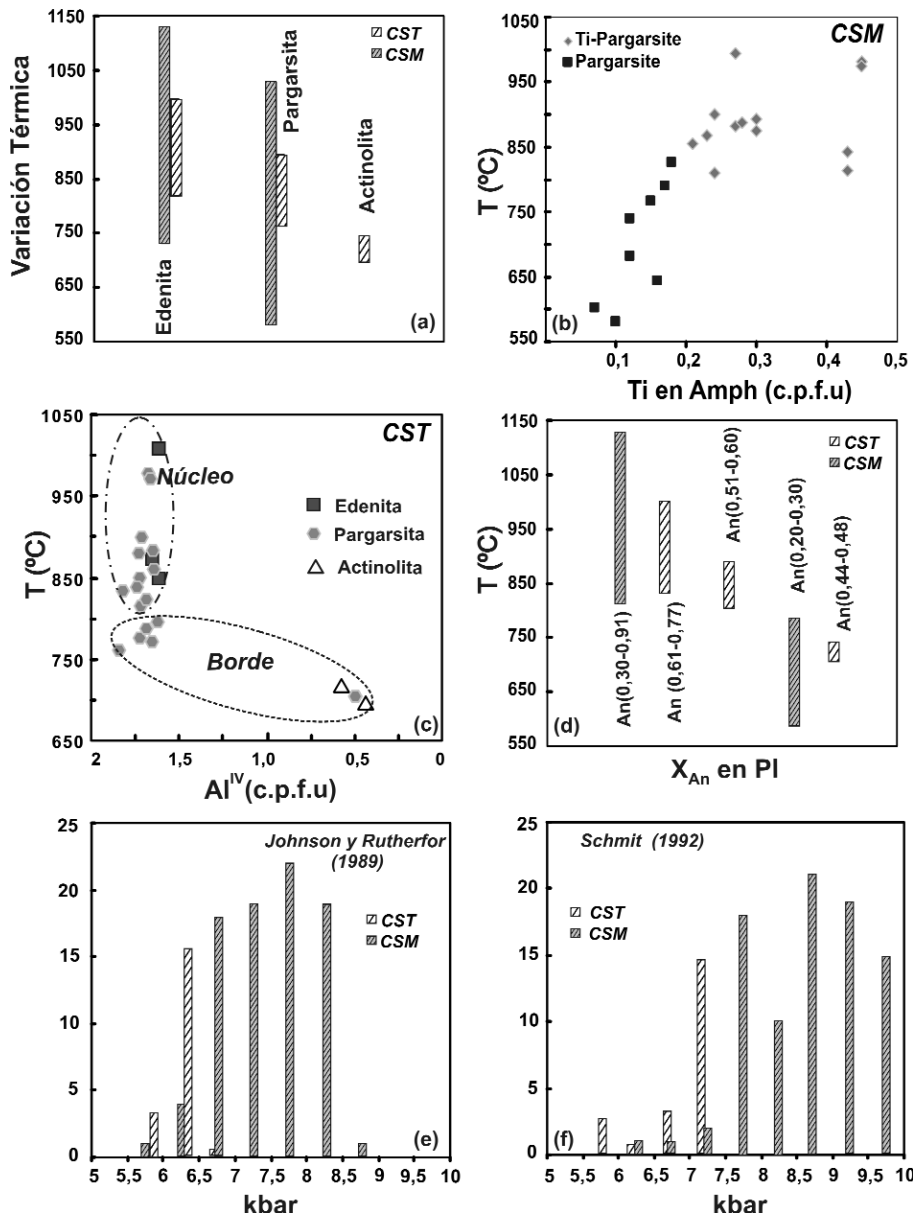


A tal efecto las condiciones de equilibrio fueron calculadas usando las propiedades

termodinámicas en el estado estándar de Berman y Aranovich (1996). Para extrapolar las condiciones termodinámicas a la P y T se usaron las constantes de Berman (1990) para micas trioctaédricas, y Berman y Aranovich (1996) para ortopiroxeno. Los siguientes modelos fueron considerados para comportamiento no ideal de las soluciones sólidas: Berman y Aranovich (1996) para ortopiroxeno y Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita. Las temperaturas fueron calculadas para los rangos de presiones establecidas en el punto anterior (5-7 kbar en Suya Taco y 5-9 kbar en Sol de Mayo) por las razones anteriormente especificadas.

Las temperaturas estimadas mediante este termómetro presentan un rango de variación muy amplio (430 - 1200°C; cuadro 5). En general en el Complejo Suya Taco la mayoría de las temperaturas estimadas oscilan entre los 800 y 1200 °C, encontrándose muy pocos casos donde las temperaturas son más bajas (~ 440 °C). Por su parte, en el Complejo Sol de Mayo aunque son escasos los casos donde esta asociación mineral es preservada, se observa que las temperaturas estimadas por estos pares minerales varían entre dos rangos bien contrastantes (430-650°C y 740-1030°C) y similares a lo observado en el otro complejo.

Esta diferencia en las temperaturas de reequilibrio es consistente con las observaciones realizadas a partir de la concentración de Ti determinada en las biotitas, y claramente refleja que existe un grupo de micas que presentan temperaturas magmáticas de formación (790- 900°C). Asimismo, el hecho de obtener temperaturas por encima de los 1000 °C podría indicar un posible desequilibrio entre dichas fases minerales, pero sin embargo afirmaría la naturaleza magmática de este grupo de micas presente en las rocas máficas. Por otro lado, el rango de temperaturas inferiores indicaría reequilibrio entre estos pares minerales durante su enfriamiento; es preciso remarcar, que en estos casos la mica presenta relaciones texturales claramente tardías.



**Figura 5:** a) Variación térmica estimada y su relación con la química mineral observada en los anfíboles. b) Variación térmica observada en función al contenido de Ti medido en anfíbol expresado en c.p.f.u. c) Temperatura vs Al<sup>IV</sup> expresado en cationes por fórmula unidad (c.p.f.u.), determinando variación química y térmica entre núcleo y borde. d) Se representa la variación de temperatura y su relación con el contenido de anortita en la plagioclasa expresada en fracción molar. (e-f) Histogramas de frecuencia mostrando las presiones obtenidas en los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco mediante barómetros empíricos basados en la concentración de Al<sup>T</sup> en anfíbol e) Johnson y Rutherford (1989) y f) Schmit (1992).

**Barometría en anfíbol**

Las estimaciones de las presiones de equilibrio usando anfíboles se llevaron a cabo siguiendo la calibración empírica y experimental propuesta por Johnson y Rutherford (1989) y Schmit (1992), ambas

fundamentadas en el contenido de aluminio total presente en los anfíboles y expresadas respectivamente como:

a)  $P = -3,46 + 4,23 * (Al^{IV} + Al^{VI})$  Johnson y Rutherford (1989)

b)  $P = -3,01 + 4,76 * (Al^{IV} + Al^{VI})$  Schmit (1992)

Los rangos de presiones obtenidos por ambos barómetros (Fig. 5e y 5f) muestran sistemáticamente que las presiones estimadas mediante el barómetro de Johnson y Rutherford (1989) para ambos complejos son menores que aquellas obtenidas mediante el barómetro empírico de Schmit (1992). No obstante, por otra parte, se puede apreciar que el rango de presiones a las cuales se estabilizó el Al<sub>T</sub> en el anfíbol correspondiente a las rocas máficas del Complejo Suya Taco son sistemáticamente inferiores, para ambos barómetros, que aquellas a las cuales se produce este proceso en las rocas máficas del Complejo Sol de Mayo. Al observar el diagrama de frecuencias (Fig. 5e) obtenido mediante el barómetro (a) se evidencia que en el Complejo Suya Taco la mayor concentración de valores se circunscribe al rango barométrico comprendido entre los 5,5 y 6 kbar, mientras que las mínimas y máximas presiones oscilan respectivamente entre los 4-4,5 kbar y 6-6,5 kbar. A diferencia, en el Complejo Sol de Mayo las mayores frecuencias se presentan entre los 7-7,5 kbar; sin embargo, cabe notar, que también el rango de presiones entre 6 y 8 kbar posee una representación estadística relativamente alta y con muy poca diferencia entre ellos (Fig. 5e). Las estimaciones realizadas mediante el barómetro (b) indican que en el Complejo Suya Taco las máximas frecuencias se dan entre 7-7,5 kbar aunque los valores mínimos descienden hasta 5,5 kbar; por su parte, aunque en el Complejo Sol de Mayo se observa una variabilidad importante (6 y 10 kbar; Fig. 5f) se puede concluir que las mayores frecuencias se encuentran para el rango de presiones mayores (7,5 - 10 kbar).

**DISCUSIÓN**

Los análisis termométricos realizados en los piroxenos (opx-cpx) presentes en las rocas máficas de ambos complejos indican que aunque existe cierta variabilidad

en los valores estimados, las temperaturas más frecuentemente obtenidas oscilan entre 950 y 1150° C. Como puede observarse, salvando las propias diferencias inherentes a los termómetros, la mayoría de ellos arrojan valores asociados con la cristalización de un magma anhidro o con baja fugacidad de agua (programa MELT de Ghiorso y Sack 1995). Sin embargo, los bajos valores obtenidos mediante en termómetro de Lindsley (1983) difieren significativamente con tal supuesto. Por su parte, los valores estimados mediante este termómetro dan temperaturas que en algunos casos son notablemente bajas y no se conciben con las temperaturas de cristalización de piroxenos esperadas a partir de un magma máfico. Este hecho en principio se debe adscribir a problemas en la calibración de Lindsley (1983) que puede vincularse a la química particular de estos magmas con altos contenidos en hierro. En este contexto, los piroxenos ricos en hierro serían un producto natural del magma, pero a iguales concentraciones de calcio el incremento en hierro en los piroxenos resulta en una disminución considerable de las temperaturas estimadas cuando se usa la calibración de Lindsley (1983). En consecuencia dicho termómetro podría no ser satisfactorio para aplicarse a estos tipos de magmas máficos y ferrosos.

Las temperaturas de equilibrio alcanzadas entre Opx-Bt pueden agruparse en dos rangos bien diferenciados (870-1200 °C y 430-600°C). Este hecho, conjuntamente con las características texturales observadas, sugiere que la presencia de micas en estas rocas puede adjudicarse por un lado a un origen magmático mientras que el otro presenta características típicamente asignables a procesos de reequilibrio durante el enfriamiento y en un estado sub-sólido.

Los rangos térmicos obtenidos mediante el termómetro anfíbol-plagioclasa indican una fuerte dependencia en función de la concentración de anortita en la plagioclasa y del tipo de anfíbol involucrado en los cálculos. Consecuentemente, se observa que tan sólo para los anfíboles

**CUADRO 5:** Síntesis de las temperaturas obtenidas mediante el par ortopiroxeno-biotita.

Muestra	P (kbar)	T (°C)	Muestra	P (kbar)	T (°C)	Muestra	P (kbar)	T (°C)	Muestra	P (kbar)	T (°C)
	5	984		5	1031		5	916		5	440
	6	982		6	1029		5,5	915		5,5	438
SM 24	7	980	SM 24	7	1027	ST 111	6	914	ST 208	6	437
	8	978		8	1025		6,5	913		6,5	436
	9	976		9	1023		7	912		7	435
	5	701		5	581		5	876		5	442
	6	699		6	578		5,5	875		5,5	441
SM 48	7	697	SM 48	7	576	ST 114	6	874	ST 27	6	440
	8	695		8	573		6,5	873		6,5	439
	9	693		9	571		7	872		7	437
	5	439		5	540		5	1240		5	1214
	6	436		6	537		5,5	1240		5,5	1213
SM 20g	7	434	SM 20g	7	535	ST 139	6	1239	ST 239	6	1212
	8	432		8	533		6,5	1238		6,5	1211
	9	430		9	531		7	1237		7	1210

ricos en titanio y aluminio las máximas temperaturas estimadas se corresponderían con temperaturas de cristalización magmática. No obstante, las temperaturas típicamente observadas, muestran un rango de variación comprendido entre 750 y 850°C para núcleos edeníticos-pargarsíticos, y descienden a temperaturas inferiores a los 600°C en los bordes de cristal donde se presentan composiciones de tipo actinolíticas o donde simplemente se observa un descenso en los contenidos de Al (Fig. 5c) y Ti. Estas características sumadas a las relaciones texturales observadas, sugieren que la generación de los anfíboles estuvo favorecida principalmente por la participación de fluidos post-magmáticos (deutéricos) o, que dichos anfíboles experimentaron un reequilibrio químico durante su enfriamiento en condiciones térmicas dentro de la facies de anfíbolitas, mostrando una evolución retrógrada desde facies de anfíbolita alta (núcleos edeníticos y pargarsíticos, ~ 800°C) hasta facies de anfíbolita media con generación de actinolita (~ 700°C).

Las estimaciones barométricas, realizadas en función de la concentración de aluminio total en anfíbol, indican presiones de cristalización comprendidas entre 5,5 ± 1 kbar para las rocas máficas del Complejo Suya Taco y entre 8 ± 1 kbar en las rocas máficas del Complejo Sol de Mayo. Cabe

aclarar que estos valores han sido obtenidos para toda la variedad química observada en los anfíboles y que no se observan diferencias significativas en los resultados obtenidos entre los anfíboles pargarsíticos y las titanopargarsitas. En consecuencia y teniendo en cuenta la consistencia en los resultados obtenidos, los cuales a su vez son coincidentes con los valores alcanzados mediante estimaciones barométricas realizadas en granulitas incluidas en las rocas máficas de ambos complejos (Tibaldi *et al.* 2007), se establece que las presiones de emplazamientos de los magmas máficos correspondiente al complejo máfico Sol de Mayo son superiores a aquellas estimadas en el complejo máfico Suya Taco; y que ambos complejos registran una evolución de retrógrada desde temperaturas de cristalización magmáticas a temperaturas asignables al metamorfismo regional observado en el área. No obstante, considerando el nivel de emplazamiento (20 a 30 km para una pila litostática de densidad uniforme de 2,8 grs/cm<sup>3</sup>) y al carácter tardío orogénico (Pampeano) del magmatismo máfico es de esperar que las rocas de caja se encontrara a temperaturas superior a 500°C (i.e. Chapman y Furlong, 1992). Por esta razón, no es sencillo distinguir, si las paragénesis secundarias en las rocas máficas registran temperaturas correspondientes al estadio tardío magmático,

o al régimen térmico del metamorfismo regional, o bien a una combinación de ambos efectos.

## CONCLUSIONES

El estudio termo-barométrico realizado en minerales de rocas ígneas máficas de los Complejos Suya Taco y Sol de Mayo del norte de la sierra de Comechingones demuestra que:

- Piroxenos, plagioclasa, ilmenita y en parte biotita son minerales que cristalizaron a partir del magma máfico transicional de Suya Taco. En tanto que piroxenos, plagioclasa, ilmenita y en parte anfíbol se formaron a partir del magma máfico transicional a alcalino de Sol de Mayo.
- En ambos complejos máficos existe una generación de anfíboles y micas que cristalizaron durante un estadio tardío magmático o como producto de reacción sub-sólidas durante la deformación post-magmática.
- Los resultados de barometría obtenidos utilizando el contenido de Al total en el anfíbol observado en las rocas máficas dan resultados consistentes con los estimados a partir del estudio de xenolitos granulíticos incluidos en las rocas máficas (Tibaldi *et al.* 2007). Este resultado permite confirmar que ambos complejos se emplazaron en corteza media a inferior, y que el nivel de emplazamiento del Complejo Sol de Mayo es aproximadamente 6 a 8 km más profundo.
- La termometría en minerales formados durante el estadio post-magmático muestra que la secuencia de rocas metamórficas regionales, que son las cajas de los complejos máficos, debieron estar en facies de anfíbolitas (500 a 700°C en anfíboles retrógrados).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con financiamiento aportado por el FONCYT (PICT N° 7-7193) el CONICET (PEI N° 6548) y subsidios complementarios de la SeCyT-UNRC. Queremos agradecer a A. Patiño Douce por permitirnos el acceso y la

toma de datos analíticos mediante microsonda electrónica en la Universidad de Georgia (USA). Agradecemos especialmente a los árbitros de este trabajo Dra. T. Montenegro y Dr. P. Leal quienes aportaron críticas valiosas que ayudaron a mejorar el manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldo, E.G.A., Demange, M y Martino, R.D. 1996. Evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics* 267: 121-142.
- Berman, R.G. 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist* 75: 328-344.
- Berman, R.G. y Aranovich, L.Y. 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-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Bonalumi, A.A. y Gigena A.A. 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento de Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 73-81.
- Chapman, D.S. y Furlong, K.P. 1992. Thermal state of the continental crust. En Fountain, D.M., Arculus, R. y Kay, R.W. (eds.) *Continental Lower Crust*, Elsevier, 179-199, Amsterdam.
- Chincarini, A.D., Martino R.D. y Guerreschi, A.B. 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 435-444.
- Deer, W.A., Howie R.A. y Zussman, J. 1996. *An introduction to: the rock forming minerals*, Longman, 385 p.
- Demichelis, A., Coniglio, J.E., Otamendi, J.E. y Rabbia, O.M., 1996. Geology and petrology of Sol de Mayo-Inti Yaco metagabbro (Comechingones Ranges, Córdoba). 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 413.
- Dymek, R.F. 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *American Mineralogist* 68: 880-899.
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic back-arc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35: 495-498.
- Escayola, M.P., Ramé, G.A. y Kraemer, P.E. 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 421-438.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R.D. 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264.
- Ghiorso, M.S. y Sack, R.O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes: IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineral and Petrology* 119: 197-212.
- Gordillo, C.E. 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40.
- Gromet, L.P., Otamendi, J.E., Miró, R., Demichelis, A., Schwartz, J. y Tibaldi, A. 2005. The Pampean Orogeny: Ridge Subduction or Continental Collision? Gondwana 12 Conference, Abstracts 1: 185, Mendoza.
- 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.
- 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.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 30° LS 32° LS. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 47-59.
- Kretz, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 411-421.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming mine-

- als. *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.
- Lindsley, D.H. 1983. Pyronene thermometry. *American Mineralogist* 63: 477-493.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J. 1997. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo suboriental del macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 433-450.
- Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J. 1999. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del Macizo de San Carlos, Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 139-151.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Morimoto, C. 1989. Nomenclature of the pyroxene. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Otamendi, J.E., Demichelis, A.H. y Rabbia, O.M. 2003. Petrology of rocks formed by interaction of mafic magmas and high-grade metamorphic rocks at Suya Taco area, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Lithos* 66: 107-132.
- Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E. 2001. Partial Melting of Aluminous Metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751-1772.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 415-434.
- Otamendi, J. E., Tibaldi, A.M., Demichelis, A.H. y Rabbia, O.M. 2005. Metamorphic evolution of the Rio Santa Rosa granulites, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Journal of South American Sciences* 18: 163-181.
- Patiño Douce, A. E., Johnston, D. A. y Rice, J. 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist* 78: 113-131.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Schmit, 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.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin Gondwana*, The Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Tibaldi, A.M. 2006. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físico-químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédita) 459 p., Río Cuarto.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E. y Demichelis, A.H. 2004. Origen de los anfíboles y termometría anfíbol - plagioclasa en las rocas máficas del Complejo Suya Taco, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas 409-414.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E. y Demichelis, A.H. 2007. Evolución metamórfica de granulitas piroxénicas asociadas a los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco, norte de las sierras de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 175-186.
- Villar, L. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2° Congreso Iberoamericano Geología Económica, Actas 3:135-155.
- Villar, L. 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. *Metalogénia*. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3:610-632.
- Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 129-139.

Recibido: de , 2007

Aprobado: de , 200