



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería  
Chile

González, Rodrigo; Niemeyer, Hans  
Interacción entre magmas ácidos y básicos en el nivel de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas  
(Cordillera de Domeyko, norte de Chile)  
Andean Geology, vol. 34, núm. 1, enero, 2007, pp. 23-47  
Servicio Nacional de Geología y Minería  
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918593002>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica  
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

# Interacción entre magmas ácidos y básicos en el nivel de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas (Cordillera de Domeyko, norte de Chile)

**Rodrigo González**

Laboratorio de Tectónica Aplicada, Departamento de Ciencias Geológicas,  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,  
Casilla 1280, Angamos 0610, Antofagasta, Chile  
r\_gonzalez@ucn.cl

**Hans Niemeyer**

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,  
Casilla 1280, Angamos 0610, Antofagasta, Chile  
hansn@ucn.cl

## RESUMEN

La interacción entre magmas ácidos y básicos ha sido ampliamente documentada en plutones y batolitos de arcos magmáticos. El Plutón Sierra de Varas (PSV), un cuerpo granítico elíptico zonado expuesto en el norte de Chile, y que se emplazó durante el límite Carbonífero-Permiano (~300 Ma), muestra evidencias de interacción sinmagmática con magmas básicos durante el emplazamiento. Esta interacción se manifiesta en la presencia de intrusiones de gabro, enclaves máficos y diques segmentados, los que exhiben bordes enfriados, contactos lobulados e intercambio de xenocristales con la roca granítica. Los datos termobarométricos en rocas del Plutón Sierra de Varas indican temperaturas de ~750°C para el equilibrio anfíbola-plagioclasa y de 0,26 a 0,36 GPa (Al total en hornblenda), estimándose una profundidad de emplazamiento de entre 7 y 10 km. La termobarometría de anfíbolos en diques diabásicos sinmagmáticos entrega temperaturas de 785 a 840°C y presiones de 0,20-0,45 GPa (barómetro semicuantitativo de  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ ) para los centros de los cristales. El paso progresivo desde diques segmentados a enclaves elípticos se atribuye a un proceso de 'mingling' entre el magma ácido y los magmas básicos que intruyeron episódicamente durante el enfriamiento del plutón, en el nivel de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas en la corteza superior.

*Palabras claves: Enclaves, Diques, 'Mingling', Termobarometría, Al total en hornblenda, Norte de Chile.*

## ABSTRACT

**Interaction of acid and basic magmas at the emplacement level of Sierra de Varas Pluton (Cordillera de Domeyko, northern Chile).** The interaction between basic and acid magmas has been widely recorded in batholiths and plutons from magmatic arcs. The Sierra de Varas Pluton (SVP), a zoned elliptical granitic body emplaced during the Carboniferous-Permian boundary (~300 Ma), and exposed in the north of Chile, shows evidence of synmagmatic interactions with basic magmas during its emplacement: gabbro batches, mafic enclaves and segmented dikes, with chilled and lobated margins, and exchange of xenocrysts with the granitic rock. Thermobarometric data from rocks of the Sierra de Varas Pluton give temperatures of ca. 750°C (amphibole-plagioclase equilibrium) and 0.26-0.36 GPa (total-Al-in-hornblende), pointing to an emplacement level of 7 to 10 km deep. The amphibole thermobarometry from synmagmatic diabasic dikes show temperatures and pressures of 785-840°C and 0.20-0.45 GPa respectively. The evolution from segmented dikes to elliptical enclaves can be explained by mingling of basic magma with the granite host at the emplacement level of the SVP in the upper crust.

*Key words: Enclaves, Dikes, Mingling, Thermobarometry, Total-Al-in-hornblende, North of Chile.*

## INTRODUCCIÓN

Los enclaves máficos microgranulares son la manifestación más evidente de la interacción entre magmas básicos y ácidos en la corteza. Los estudios de las relaciones dinámicas entre enclaves y el magma huésped durante el ascenso y emplazamiento de un plutón se enfocan en las características texturales, de forma y microestructurales, tanto de los enclaves máficos como de la roca granítica huésped (Didier, 1973; Vernon *et al.*, 1988; Didier y Barbarin, 1991). Otro enfoque empleado para determinar el origen de los magmas involucrados y el grado de mezcla durante la interacción es la caracterización química e isotópica (*e.g.*, Waight *et al.*, 2000). Sobre la base de estos estudios se ha podido determinar que las interacciones entre magmas pueden ser de tres tipos: intercambios termales, mecánicos y químicos, cada uno generando rasgos mineralógicos, texturales y químicos distintivos (Barbarin y Didier, 1992). El Plutón Sierra de Varas (PSV), localizado en la Cordillera de Domeyko de Antofagasta (Fig. 1), corresponde a los Granitoides Foliados definidos por Hervé *et al.* (1991) y presenta características distintivas respecto a los demás plutones del Paleozoico Superior en esta Cordillera: una zonación composicional, foliación magmática penetrativa concéntrica a los bordes y evidencias de interacción durante su emplazamiento con magmas básicos (Niemeyer *et al.*, 2001). En este contexto, la abundante presencia de enclaves máficos y su relación con diques diabásicos sinmagmáticos no ha sido aún clarificada. Por otra parte, las estimaciones del nivel cortical de emplazamiento del PSV han sido sugeridas, indirectamente, a partir de las observaciones de campo y de la deformación relacionada con el emplazamiento. Marinovic *et al.* (1995) señalan que estas rocas corresponden a intrusivos epizocales calcoalcalinos, emplazados durante el límite Carbonífero-Pérmico (300 Ma U/Pb; Padilla, 1988; Smoje y Marinovic, 1994). Niemeyer *et al.* (2001) interpretaron la fábrica interna y la deformación en la roca de caja como resultado de un emplazamiento forzado por 'ballooning' en niveles superiores de la corteza. Por consiguiente,

el nivel de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas no ha sido determinado cuantitativamente. De esta forma, el objetivo del presente trabajo es **a.** determinar las características de la interacción mecánica entre los magmas ácidos y básicos durante el emplazamiento y **b.** determinar la profundidad de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas. Sobre la base de lo anterior se realizaron: **1.** un estudio de campo de la distribución de los distintos tipos litológicos y de sus relaciones de contacto entre ellos; **2.** un estudio petrográfico de 30 muestras recolectadas a través de todo el plutón, determinándose las asociaciones minerales, relaciones texturales, minerales de alteración y grados de deformación; **3.** análisis termobarométricos en anfíbolos primarios presentes en rocas del plutón y en diques diabásicos sinmagmáticos y estimaciones de la profundidad de emplazamiento del plutón. De esta manera, el presente trabajo pretende aportar a la comprensión de la evolución magmática del Plutón Sierra de Varas, en el contexto del magmatismo del Paleozoico Superior.

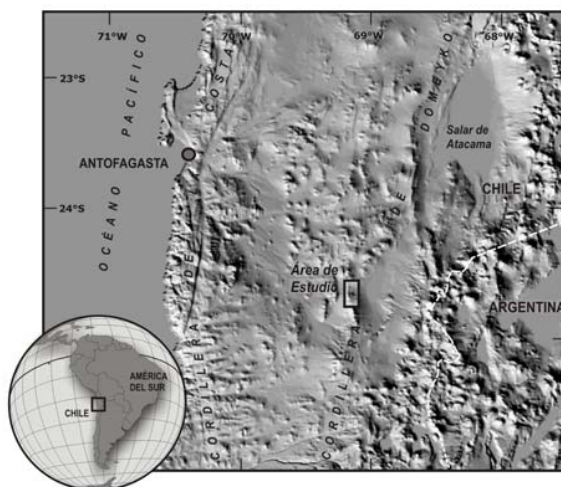


FIG. 1. Mapa de ubicación del área de estudio (base: relieve sombreado de los Andes Centrales en base a un modelo digital de elevación de 90 m del Shuttle Radar Topographic Misión. NGA-NASA).

## EL MAGMATISMO DURANTE EL PALEOZOICO SUPERIOR

El magmatismo durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior en el norte de Chile se manifestó a través de la depositación de rocas volcánicas ampliamente distribuidas a lo largo de la actual Cordillera de Domeyko (Formación La Tabla: García, 1967; Grupo Peine: Bahlburg y Breitreuz, 1991) y es uno de los rasgos más característicos en el registro geológico del Paleozoico Superior. Fuertemente influenciados por la actividad volcánica contemporánea, se desarrollaron depósitos lacustres intercalados en las secuencias volcánicas, probablemente desarrollados en cuencas intramontanas (Formación Sierra de Varas: Marinovic *et al.*, 1995; Miembro Medio del Grupo Peine: Bahlburg y Breitreuz, 1991; Breitreuz, 1995). Contemporáneo al volcanismo ocurrió el emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos en la Cordillera de Domeyko y en la actual Cordillera de la Costa (Complejo Cifuncho, Superunidad Albayay; Complejo Ígneo de Sierra Limón Verde, Granito Bellavista, Granitoides de Sierra de Moreno, Plutón Sierra de Varas). Este magmatismo se desarrolló en el contexto del cinturón magmático del Paleozoico Superior reconocido en el norte de Chile y Argentina (Coira *et al.*, 1982).

El origen de los magmas que generaron los cuerpos intrusivos del Carbonífero Superior-Pérmico, y su relación con el ambiente geodinámico imperante durante este período, ha sido ampliamente discutido. Granitos del Complejo Taltal-Chañaral y los Granitoides Foliados de la Cordillera de Domeyko muestran características geoquímicas afines a granitos tipo I (Brown, 1991; Marinovic *et al.*, 1995). Esta interpretación es compatible con la idea de que el cinturón magmático del Paleozoico Superior corresponde a un arco magmático en un margen convergente en subducción (Bahlburg y Hervé, 1997) y con la naturaleza calcoalcalina de cuerpos graníticos de la Cordillera de Domeyko (Granitoides Foliados: Marinovic *et al.*, 1995). La subducción del margen occidental de Gondwana habría generado el desarrollo de un prisma acrecionario (Melange de Chañaral: Bell 1982, 1987) y estaría relacionada con el metamorfismo contemporáneo de alto grado documentado en Sierra Limón Verde (Hervé *et al.*, 1985). Esta última idea no es apoyada por Lucassen *et al.* (1999a), quienes

sugieren que el metamorfismo pérmico (~270 Ma, ~1,3 GPa y ~660-720°C) podría estar relacionado con la actividad de sistemas de fallas transcurrentes transpresionales o transtensionales, las que habrían exhumado bloques corticales profundos sin aportar al engrosamiento cortical. Por otra parte Breitreuz (1995), en base a la estratigrafía y facies volcánicas de las Formaciones Cas y Peine, sugiere que el volcanismo pérmico se ubicó en el margen oriental de un arco magmático extensional. Marinovic *et al.*, (1995) distinguen dos grupos de unidades ígneas en la Cordillera de Domeyko entre los 24° y 25°S en base a sus características geoquímicas: un primer grupo de rocas intrusivas calcoalcalinas asociadas a subducción y derivadas de la fusión de manto o de niveles corticales básicos (Granitoides Foliados: Plutón Sierra de Varas), y un segundo grupo formado por magmas altamente diferenciados, de posible origen cortical (Granitoides No Foliados, Cuerpos Hipabisales y Formación La Tabla).

En oposición a la idea de un ambiente de subducción para el Carbonífero Superior-Pérmico, documentado para Chile Central (Mpodozis y Kay, 1992), análisis petrológicos en granitoides del Paleozoico Superior de Sierra de Moreno (Cordillera de Domeyko, norte de Antofagasta) sugieren que los magmas emplazados durante este período provienen del reciclaje de corteza continental conformada por un basamento de rocas en facies anfibolita y granulita, metamorizadas durante el Paleozoico Inferior (~500 Ma; Lucassen *et al.*, 1999b). Evidencias de este reciclaje cortical serían las razones isotópicas de Nd en los granitos del Paleozoico Superior (semejantes y en el mismo rango que los gneisses de Paleozoico Inferior), las razones de Sr similares a las del basamento metamórfico (con bajas razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), producto del metamorfismo de alto grado), las razones isotópicas de Pb y los patrones de tierras raras. Estos últimos y las razones isotópicas de Sr son similares entre los granitos de Sierra de Moreno y los granitoides del Complejo Taltal-Chañaral ubicados en la actual Cordillera de la Costa (Brown, 1991). De esta forma, a pesar del numeroso registro geológico y de los estudios petrológicos, geoquímicos y estratigráficos, aún

no existe consenso acerca del ambiente tectónico durante el Paleozoico Superior y del origen de los

magmas que se emplazaron durante este periodo.

## EL PLUTÓN SIERRA DE VARAS

El Plutón Sierra de Varas (PSV) es un cuerpo elíptico de orientación submeridiana, con más de 12 km de largo y 4 km de ancho de exposición superficial (Fig. 2). Los contactos del PSV con la roca circundante en su mayoría son de naturaleza tectónica. El plutón está cortado por la falla Sierra de Varas (Eoceno medio a superior; Mpodozis *et al.*, 1993) a lo largo de todo su borde occidental. La presencia de esta falla, sumado a la forma y estructura interna del plutón, permitieron sugerir a Niemeyer *et al.* (2001) la ausencia de cerca de la mitad original de la unidad. El contacto oriental está controlado por fallas inversas con vergencia este, las que ponen en contacto las rocas del plutón con la secuencia volcano-sedimentaria de la roca de caja (Formación Sierra de Varas, Carbonífero Inferior; Niemeyer *et al.*, 2001). El contacto norte corresponde a un sistema de fallas de orientación NW-SE, con separaciones sinistres, a las que se asocian lentes de cataclitas en sus inmediaciones (Niemeyer *et al.*, 2004). El contacto intrusivo entre el Plutón Sierra de Varas y las rocas de caja se observa principalmente hacia el extremo suroriental. En ese tramo, el Plutón Sierra de Varas intruye rocas de la Formación Sierra de Varas, que están dispuestas en no conformidad por encima a intrusivos hipabisales dacíticos relacionados con la Formación La Tabla.

Uno de los rasgos más característicos del Plutón Sierra de Varas es la foliación magmática penetrativa desarrollada a través de toda la unidad, con trayectorias paralelas y concéntricas a los contactos. La estructura interna del plutón y la deformación en la Formación Sierra de Varas permitieron a Niemeyer *et al.* (2001) y Avilés (2004) sugerir un emplazamiento tipo 'ballooning' para el Plutón Sierra de Varas.

El Plutón Sierra de Varas fue construido a través de dos pulsos magmáticos que definen su zonación composicional característica. Ambos pulsos se reconocen sobre la base de sus relaciones de contacto y de sus distintas características

petrográficas (Fig. 3A). El primer pulso, denominado en este trabajo como serie tonalítica (ST en Fig. 3B), está conformado principalmente por tonalitas y, en menor proporción, por dioritas, dioritas cuarcíferas y granodioritas, las que se ubican hacia el borde oriental del plutón. El segundo pulso, denominado serie granítica (SG en Fig. 3B), está formado por granodioritas, monzogranitos y proporciones menores de tonalitas. Estas rocas se distribuyen hacia el centro y borde occidental del plutón intruyendo las rocas de la serie tonalítica. También se observan enclaves métricos a decamétricos de gabros (G en Fig. 3B) englobados por las tonalitas, principalmente hacia el borde oriental del plutón, además de diques diabásicos (D en Fig. 3B) y enclaves máficos (EM en Fig. 3B) dispersos a través de todo el plutón.

### SERIE TONALÍTICA

Las rocas de la serie tonalita se distribuyen principalmente en una franja continua de afloramientos a lo largo de gran parte del borde oriental y como enclaves métricos a decamétricos en las granodioritas hacia las zonas central y norte del plutón. En particular, dioritas y dioritas cuarcíferas afloran adyacentes a los cuerpos de gabro ubicados hacia el borde oriental. Las rocas de esta serie están conformadas por plagioclasa euهدral a subهدral ( $An_{31}$ - $An_{42}$ ) y hornblenda euهدral, minerales cuya orientación define la foliación magmática macroscópica. Intersticialmente se encuentran cristales de cuarzo y plagioclasa subهدral ( $An_{26}$ - $An_{40}$ ). Los minerales accesorios son la titanomagnetita con exoluciones de titanohematita, rutilo y/o ilmenita, apatito, zircón y esfeno.

### SERIE GRANÍTICA

Las rocas de la SG afloran principalmente en el centro y el borde occidental del plutón, intruyendo a las tonalitas y a algunos enclaves de gabro.

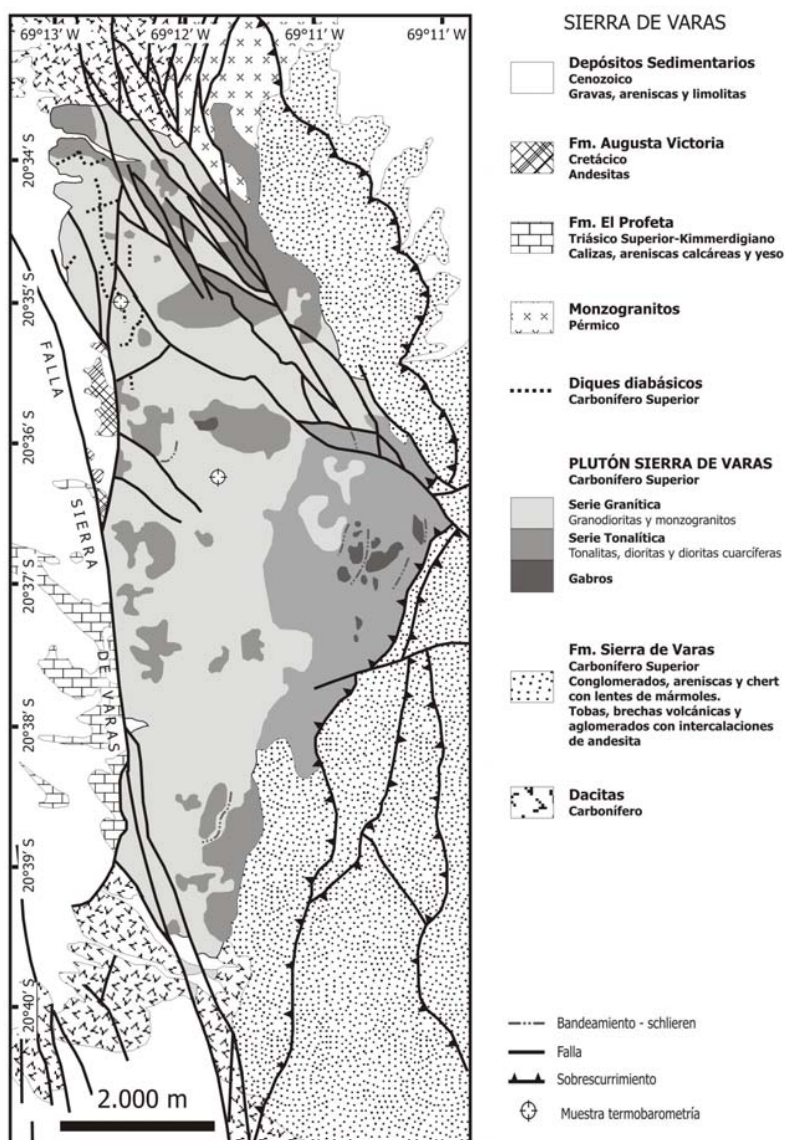


FIG. 2. Mapa geológico del extremo norte de Sierra de Varas.

Microscópicamente tienen una textura equigranular de grano grueso, con cristales de hasta 14 mm. Están conformadas por un armazón de cristales tabulares subhedrales de plagioclasa ( $An_{22}-An_{35}$ ), biotita y hornblenda orientados, definiendo la foliación magmática. Intersticiales a los cristales orientados existen cristales subhedrales de plagioclasa ( $An_{20}-An_{35}$ ), cuarzo y ortoclasa perfitica. Los minerales accesorios corresponden a titanomagnetita, esfeno, apatito y zircón.

#### MINERALOGÍA SECUNDARIA

La asociación mineralógica secundaria es frecuente para todas las rocas del Plutón Sierra de Varas, aunque el grado de alteración varía dependiendo de la serie a la que pertenecen. En general, las tonalitas y gabros tienen un mayor grado de alteración que las granodioritas y granitos. Los cristales de hornblenda están alterados a biotita, clorita, hematita y esfeno

secundario, formando agregados pseudomorfo muy comunes. La plagioclasa puede estar albitizada, con abundante sericita y/o epidota, mientras que los cristales de ortoclasa están parcialmente

argilizados. Por otra parte, la magnetita primaria presenta exsoluciones deutéricas de titanohematita, rutilo e ilmenita.

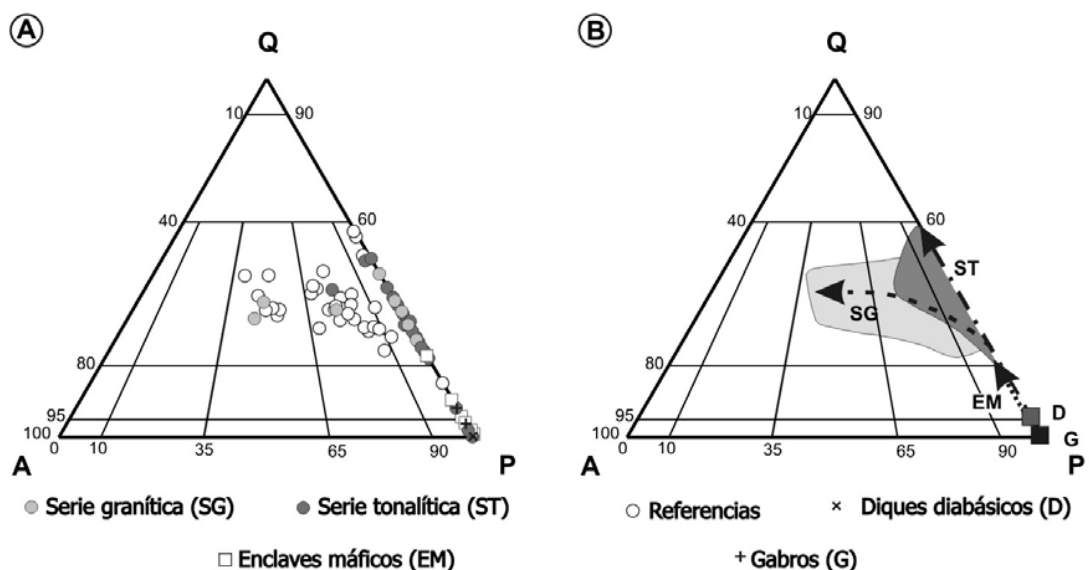


FIG. 3. A. Clasificación petrográfica de las rocas del Plutón Sierra de Varas (n=79). Se incluyen datos procedentes de Marinovic *et al.*, 1995; Lazcano, 2000; Berríos, 2001; Avilés, 2004; B. Distribución de las series tonalítica (ST) y granítica (SG), enclaves máficos (EM), gabros (G) y diques diabásicos (D).

#### CONTACTOS INTERNOS ENTRE LITOLOGÍAS

Las características de los contactos internos entre las rocas de las series tonalítica y granítica dentro del Plutón Sierra de Varas entregan antecedentes importantes para la interpretación de las interacciones entre los diversos pulsos que lo construyeron. La serie granítica intruyó a la serie tonalítica aislando enclaves de hasta 1,5 km de largo, que se distribuyen principalmente en el centro del plutón (Fig. 2). A escala de afloramiento se pueden distinguir tres tipos de contactos. 1) Contactos internos rectos, caracterizados por el desarrollo de una banda leucocrática de hasta 4 cm de ancho, con biotita de hasta 1,5 mm (<1%) como único mineral máfico (Fig. 4 A y B). Este tipo de contacto es más común en las porciones incluidas de tonalita de algunos metros de extensión. La foliación en las rocas de la serie granítica es paralela a los contactos mientras que

la foliación en las rocas de la serie tonalítica puede ser concordante o discordante a estos. En algunos afloramientos se pueden observar intrusiones en forma de apófisis centimétricas de rocas de la serie granítica en las de la serie tonalítica, que mantienen la banda leucocrática en el contacto y pueden truncar algunos enclaves máficos. 2) Zonas de bandeamiento y *schlieren*, con alternancia de láminas de la serie granítica y de la serie tonalítica (Fig. 5A). Al alejarse de la zona de contacto, las láminas de la serie granítica aumentan de espesor progresivamente a medida que disminuye el espesor de las bandas de la serie tonalítica. Cada banda granítica es subparalela a la foliación de las tonalitas y exhibe una foliación interna paralela a los contactos. Los contactos entre bandas pueden ser rectos o transicionales y están marcados principalmente por el empobrecimiento relativo de minerales máficos. En algunos afloramientos, el bandeamiento da paso a una

fuerte foliación en las rocas de la SG (Fig. 5B), definida por biotita y hornblenda cloritizada con orientación preferente y enclaves máficos microgranulares elongados. Este tipo de contacto se observa en el extremo sur y también asociado a algunos bordes de enclaves decamétricos de la ST ubicados en la parte central del plutón. 3) En algunos enclaves métricos de la serie tonalítica

que están englobados por rocas de la serie granítica, los contactos tienden a definir zonas transicionales, sin la presencia de un plano de contacto definido. Se caracterizan por la disminución progresiva hacia las rocas de la serie granítica del índice de color y del grado de cloritización de los minerales máficos y el aumento del tamaño de grano.

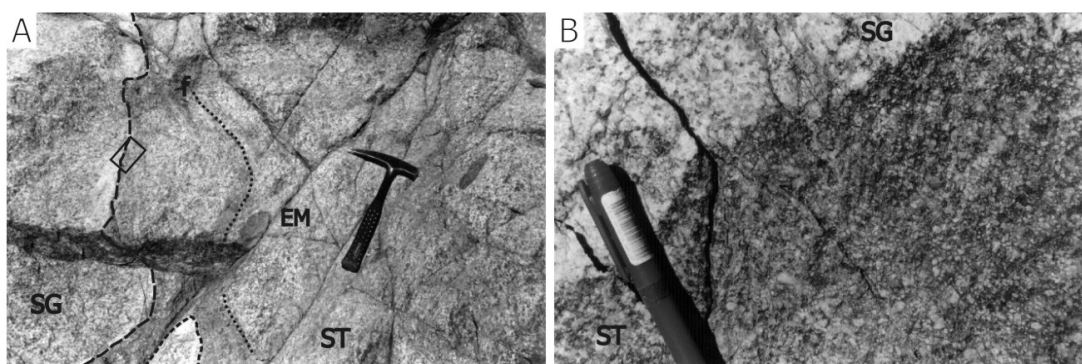


FIG. 4. **A.** Contacto interno en el Plutón Sierra de Varas. La serie granítica (**SG**), que intruyó las rocas de la serie tonalítica (**ST**), exhibe una banda leucocrática directamente a lo largo del contacto. Cabe destacar la presencia de enclaves máficos microgranulares elípticos (**EM**) en las rocas de la serie tonalítica, paralelos a la foliación magmática (**f**). **B.** Detalle del contacto (rectángulo en A) que muestra que, a mayor escala, el contacto es levemente lobulado.

## ROCASMÁFICAS

### GABROS

Los enclaves de gabro se concentran hacia el borde oriental del Plutón Sierra de Varas y están englobados por las rocas de la serie tonalítica (Fig. 2). Afloran como cuerpos elípticos de hasta 550 m, con sus ejes largos paralelos a la foliación y al contacto oriental. Los contactos entre los gabros y las rocas de la serie tonalítica son de dos tipos: **1.** contactos lobulados, en detalle mostrando un paso transicional entre ambos tipos de rocas. La zona de transición se caracteriza por la presencia de xenocristales de plagioclasa y anfíbola procedentes del gabro en la tonalita y algunos xenocristales de plagioclasa de la tonalita en los gabros; **2.** contactos rectos con bordes enfriados y una banda leucocrática (Fig. 6), que puede alcanzar

hasta 6 cm de espesor. En ambos casos se observa un incremento relativo del número de enclaves máficos en las cercanías de los enclaves de gabro. En general, la mayoría de los gabros no están foliados; sin embargo, si lo están, la foliación es concordante con la observada en las rocas de la serie tonalítica y está definida por la orientación preferencial de cristales tabulares hornblenda y plagioclasa. Los gabros están casi exclusivamente formados por plagioclasa ( $An_{52}-An_{57}$ ) y anfíbola (Fig. 7A), en cristales anhedrales poligonales, que conforman una textura microgranular. Los cristales de plagioclasa exhiben maclas polisintéticas bien desarrolladas y ausencia de zonación. Algunos gabros contienen una abundante proporción de magnetita (>3%) con grados variables de exsolución a titanohematita.



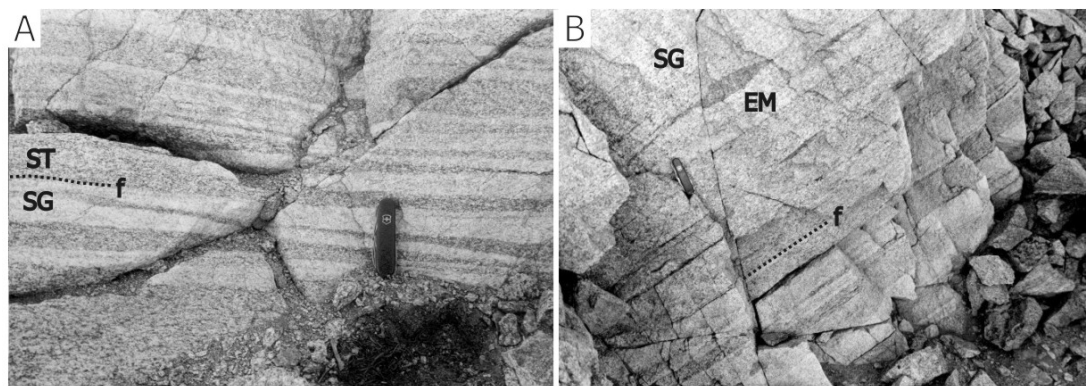


FIG. 5. **A.** Bandeamiento en la zona de contacto entre rocas de las series tonalítica (**ST**) y graníticas (**SG**), en el extremo sur del Plutón Sierra de Varas. **B.** Foliación (**f**) en las rocas de la serie granítica (**SG**). Notar la presencia de un enclave máfico microgranular (**EM**) alargado paralelo a la foliación.

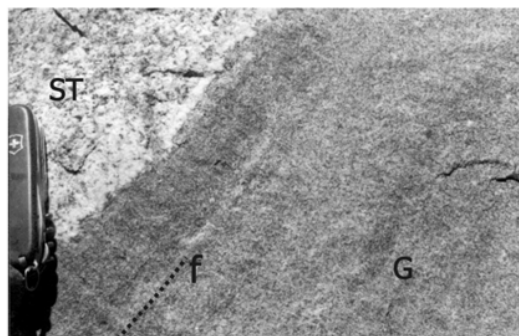


FIG. 6. Contacto entre gabro (**G**), con una débil foliación paralela al contacto (**f**), y rocas de la serie tonalítica (**ST**). Directamente en el contacto, las rocas de la ST exhiben una banda leucocrática de hasta 6 mm de espesor.

### DIQUES DIABÁSICOS

El Plutón Sierra de Varas fue intruido por una serie de diques diabásicos, los que afloran principalmente en la mitad norte de la unidad (Fig. 2). Corresponden a rocas microgranulares formadas por cristales de hornblenda euhedrales a subhedrales, plagioclasa labradorítica ( $An_{72}$ - $An_{88}$ ) subhedral a anhedral de hasta 4 mm (Fig. 7B) y, en forma accesoria biotita, magnetita, pirita y apatito. Los diques diabásicos pueden ser divididos en dos grupos sobre la base de sus formas y las

características de los contactos con la roca de caja. Un primer grupo corresponde a diques segmentados, que en su mayoría se ubican en las cercanías del contacto oriental, en algunos lugares relacionados espacialmente con los gabros. Están formados por segmentos subredondeados alineados de hasta 45 cm de longitud (Fig. 8A) separados por material granítico dispuesto en forma de vetillas de bordes irregulares con continuidad lateral y textural con la roca de caja plutónica (Fig. 8B). Los bordes de los segmentos son irregulares, lobulados y en algunos lugares transicionales y difusos. Estos tipos de diques diabásicos tienen espesores entre 0,4 y 1,5 m y corridas de hasta 25 m aproximadamente.

El segundo grupo de diques diabásicos consiste en diques de hasta 1,8 m de ancho y corridas de hasta cerca de 400 m, los que afloran en el extremo noroccidental del plutón. Estos diques tienen algunos tramos con bordes rectos y otros segmentos donde están parcialmente fragmentados formando bloques subangulosos a subredondeados, con tamaños netos variables de entre 25 cm y 1,3 m (Fig. 8C). En general los bordes de estos bloques son rectos, aunque eventualmente pueden ser lobulados (Fig. 8D) o transicionales. En los bordes de algunos diques aparecen cristales de plagioclasa con características distintas a las registradas para las plagioclasas de las rocas

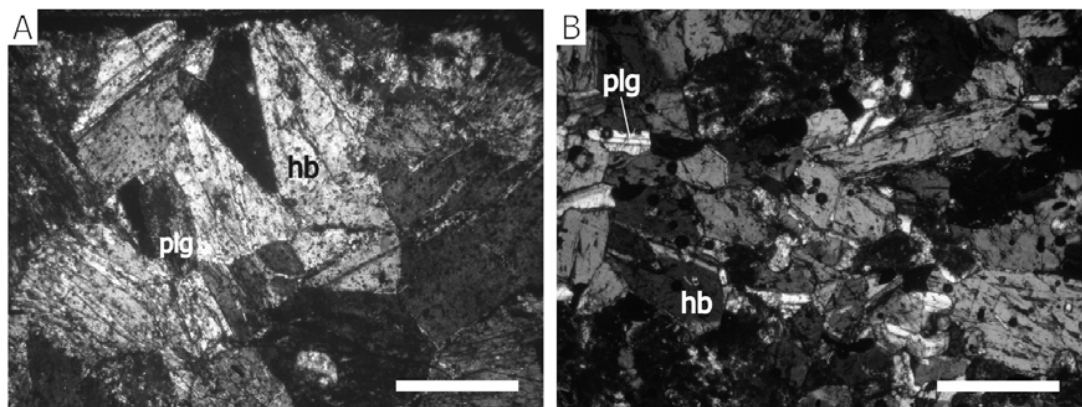


FIG.7. **A.** Microfotografía de un gabro con cristales poligonales de anfíbola. **B.** Microfotografía de un dique diabásico. **plg**: plagioclasa; **hb**: hornblenda. Escala: 0,5 mm.

diabásicas: composición de andesina ( $An_{31}$  a  $An_{37}$ , semejante a la registrada para las plagioclasas de la serie granítica) y tamaños netos de hasta 11 mm (mayores a los medidos en plagioclasa de los diques diabásicos). Estos cristales de plagioclasa son interpretados como xenocristales procedentes de las rocas granítica en los diques diabásicos. Por otra parte, las rocas del Plutón Sierra de Varas adyacente al contacto pueden estar empobrecidas en minerales máficos, formando una banda leucocrática semejante a la observada en algunos contactos entre las series tonalítica y granítica. Algunos de estos diques exhiben foliación magmática definida por la orientación de los cristales de anfíbola y, en menor medida, por los de plagioclasa, que en general se dispone intersticialmente.

#### ENCLAVES MÁFICOS

Los enclaves máficos (EM) se distribuyen ampliamente incluidos por las rocas de la serie tonalítica y en menor proporción dentro de la serie granítica, con un aumento en el número de enclaves máficos hacia las cercanías de los cuerpos de gabro y de algunos diques diabásicos. Sobre la base de la forma, textura y ocurrencia, se distinguen tres tipos de enclaves, que comparten una mineralogía común, con plagioclasa, hornblenda

y biotita como minerales principales. Un primer grupo -el más numeroso- está formado por enclaves con formas elípticas (Fig. 9A), de entre 5 y 30 cm. Se caracterizan por presentar bordes transicionales o difusos (Fig. 9B). Una parte importante de estos enclaves presentan formas asimétricas sigmoidales, donde la foliación magmática de la roca huésped se deflecta en torno a ellos (Fig. 9C). Texturalmente se caracterizan por presentar una fábrica magmática microgranular, con cristales euhedrales a subhedrales de hornblenda (0-27%), plagioclasa subhedral (17-56%) y biotita euhedral (0-50%) (Fig. 10A), en algunos casos orientados definiendo una foliación paralela a la observada en la roca huésped. Los minerales accesorios presentes corresponden a magnetita (0,1 a 3,4 %) y apatito (0-0,3%). El cuarzo, cuando está presente en los enclaves, puede ocurrir de dos formas distintas: en la mayoría de los casos los cristales aparecen en forma intersticial a biotita, hornblenda y plagioclasa, y en proporciones menores al 12%. En otros casos, cristales anhedral de cuarzo están concentrados hacia los bordes de los enclaves y rodeados o englobados por cristales anhedral a subhedrales de hornblenda (Fig. 10B). Estos cristales de cuarzo englobados por hornblenda pueden exhibir continuidad óptica, lo que sugiere que corresponderían a un único cristal de cuarzo



FIG. 8. **A.** Dique diabásico fragmentado en bloques redondeados que están separados por material tonalítico de la roca de caja. **B.** Dique diabásico segmentado (D) con relaciones de mutua intrusión con rocas de la serie granítica (SG). **C.** Tramo de un dique diabásico (D) con fragmentación local formando enclaves subredondeados. El material de la serie granítica (SG) que es intruido por el dique tiene continuidad con las rocas del PSV. **D.** Detalle del contacto lobulado de un dique diabásico que intruye rocas de la serie granítica (SG).

con hábito esquelético. Este tipo de cristales de cuarzo en los enclaves puede ser interpretado como xenocristales procedentes de las rocas del Plutón Sierra de Varas que fueron incorporados en los enclaves. En algunas tonalitas con anfíbola

como único mineral máfico presente, se observan cristales anhedrales aislados de biotita cerca del contacto con enclaves máficos con biotita (Fig. 10C). Estos cristales son interpretados como xenocristales de biotita procedentes de los

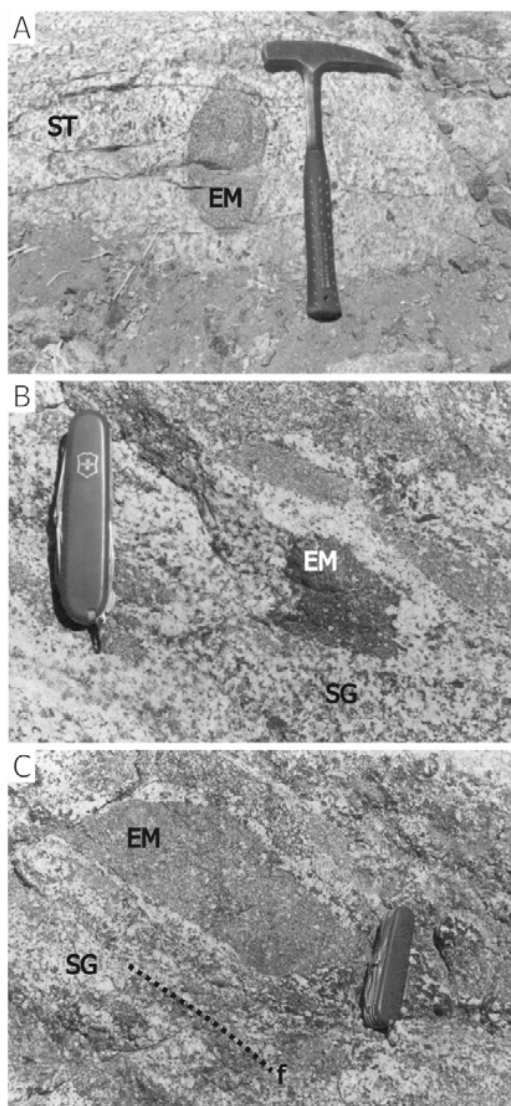


FIG. 9. **A.** Enclave máfico microgranular elíptico (EM) en rocas de la serie tonalítica (ST). **B.** Enclave máfico de bordes irregulares (EM) en rocas de la serie granítica (SG). **C.** Enclave máfico microgranular de forma sigmoideal (EM), paralelo a la foliación magmática (f) de las rocas de la serie granítica (SG).

enclaves, que fueron incorporados por las rocas del Plutón Sierra de Varas.

Un segundo tipo corresponde a enclaves máficos con formas elípticas y un tamaño variable

entre 7 y 25 cm de longitud, los que se diferencian del primer tipo por tener una fábrica magmática inequigranular, conformada por dos poblaciones de cristales de plagioclasa y hornblenda. Aunque escasos, se distribuyen dentro de las rocas de la serie tonalítica, hacia el borde oriental del plutón. La población de cristales de menor tamaño está conformada por plagioclasa anhedral, cuarzo y cristales tabulares de biotita que tienen un tamaño relativamente homogéneo de entre 0,12 a 0,20 mm y presentan características similares a los enclaves del primer tipo. En general, los cristales de plagioclasa de mayor tamaño son subhedrales a anhedrales (hasta 2,3 mm), con maclas de Carlsbad-Albita y una leve zonación, lo que indica un origen magmático. Algunos de estos cristales muestran bordes angulosos, con caras oblicuas a los planos de macla y a la zonación, lo que puede ser interpretado como resultado de una leve fragmentación. Los cristales de hornblenda de mayor tamaño (hasta 1,8 mm) son anhedrales, presentan bordes irregulares y textura poikilítica, con inclusiones de biotita tabular y plagioclasa (Fig. 10D). Algunos de estos enclaves exhiben una foliación magmática definida por la orientación preferente de biotita, hornblenda y plagioclasa, que tiende a ser paralela a la foliación en las rocas del Plutón Sierra de Varas que los contienen. El cuarzo puede presentarse como inclusiones poikilíticas anhedrales dentro de los cristales de hornblenda y en menor medida en las plagioclasas. Estos enclaves tienen como minerales accesorios magnetita (0,2-1,5%) y apatita (0-0,2%).

El tercer tipo de enclaves máficos es mineralógica y texturalmente semejante al primer grupo. Sin embargo se diferencia de los otros tipos de enclaves por presentar formas angulosas a subangulosas, con tamaños de entre 15 y 40 cm, que en algunos lugares forman grupos alineados, englobados en rocas de la serie tonalítica en el borde oriental del Plutón Sierra de Varas y especialmente relacionados con los gabros. Estos enclaves tienen bordes rectos y enfriados, sin presencia de xenocristales. La foliación magmática de la roca huésped del Plutón Sierra de Varas se deflecta levemente en torno a los enclaves, aunque en algunos casos se interrumpe al llegar a los contactos.

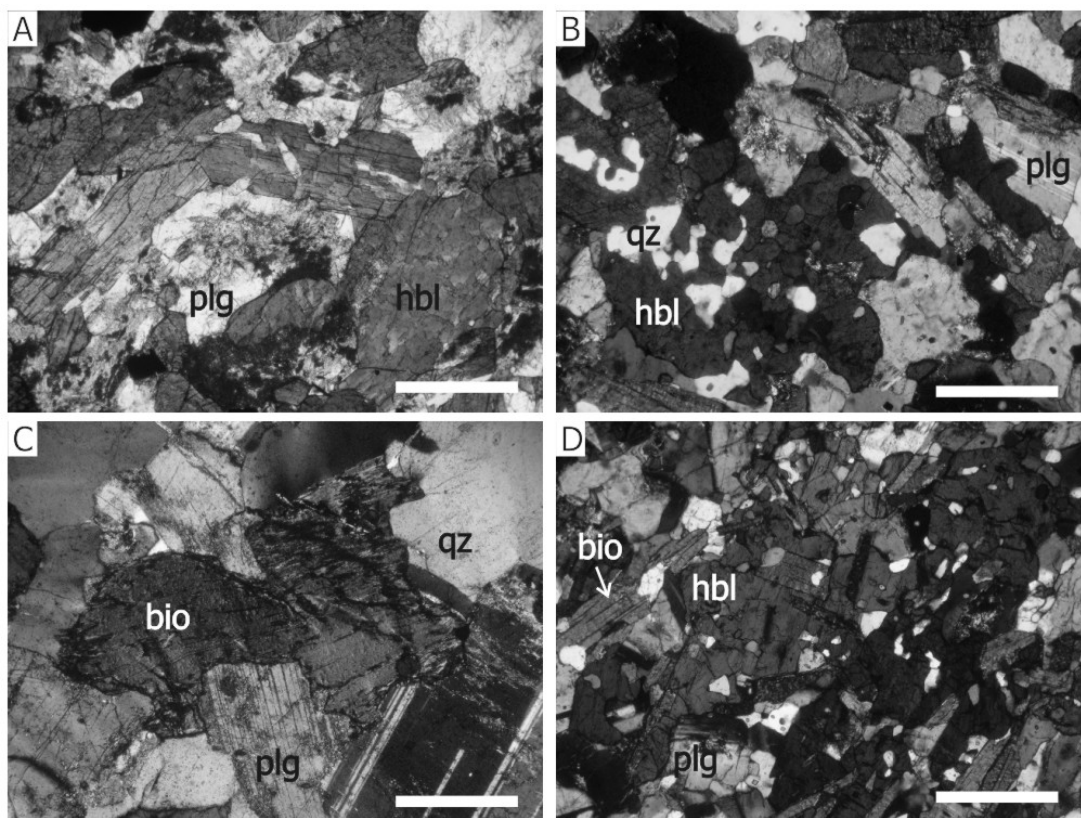


FIG. 10. **A.** Microfotografía de enclave máfico microgranular. **B.** Cristal de hornblenda anhedral con inclusiones de cuarzo, ubicado hacia el borde de un enclave. **C.** Xenocristal de biotita incorporado en tonalita, a aproximadamente 1 cm del borde de un enclave máfico. **D.** Microfotografía de enclave máfico mostrando un cristal anhedral poikilitico de anfíbola, con inclusiones de biotita. **plg**: plagioclasa; **hbl**: hornblenda; **qz**: cuarzo; **bio**: biotita. Escala: 0,5 mm.

### TERMOBAROMETRÍA DE ANFÍBOLAS

La temperatura y la presión de cristalización en un cuerpo plutónico pueden a) ser estimada en base a las asociaciones minerales metamórficas de la roca de caja y/o b) determinadas a partir de la composición del anfíbola y plagioclasa en las rocas plutónicas. En este último caso, el principal termómetro para rocas graníticas corresponde a las ecuaciones de Holland y Blundy (1994) basadas en reacciones entre plagioclasa y anfíbola ( $T_A$ : edenita+4 cuarzo=tremolita+albita;  $T_B$ : edenita+albita=richterita+anortita). Por otra parte, en granitoides la presión puede ser calculada a

partir del contenido de aluminio total del anfíbola magmático (barómetro de aluminio en hornblenda: Hammerstrom y Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson y Rutherford, 1989; Blundy y Holland, 1990; Thomas y Ernst, 1990; Schmidt, 1992; Anderson y Smith, 1995). Además, existe el barómetro semicuantitativo de  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  en anfíbolos cálcicos (Ernst y Liu, 1998), principalmente usado para metabasitas, aunque ha sido también utilizado para rocas ígneas básicas y evaluado para rocas ácidas (Ernst, 2002).

### CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LAS ANFÍBOLAS

Las características texturales de los cristales de anfíbola en el Plutón Sierra de Varas son comunes para las rocas de la serie tonalítica y la serie granítica. En general, los cristales son tabulares y euhedrales de hasta 1,5 cm y de color verde, los que están orientados definiendo la foliación magmática en conjunto con cristales de plagioclasa y biotita, y con evidencias de haber cristalizado en equilibrio junto con cuarzo (Fig. 11), plagioclasa y ortoclasa. Algunos cristales de anfíbola subhedral a anhedral se ubican en forma intersticial a la armazón de cristales orientados. Estos antecedentes sugieren que la anfíbola cristalizó en forma continua durante la evolución del plutón, con una primera generación de cristales euhedrales que sirvió de marcador para el flujo magmático durante el emplazamiento y otra, que cristalizó junto a cuarzo y feldespato en las etapas finales de cristalización. En base a lo

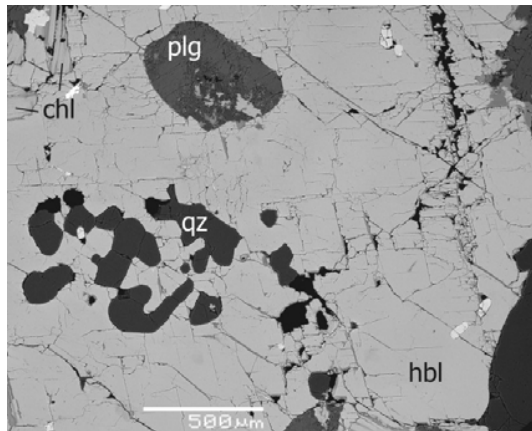


FIG. 11. Imagen de microscopio electrónico de barrido de un cristal de hornblenda (Serie Granítica, Plutón Sierra de Varas). chl: clorita; plg: plagioclasa; qz: cuarzo; hbl: hornblenda.

anterior, se eligieron para las mediciones termobarométricas los cristales de anfíbola pertenecientes al segundo tipo, ya que están más cerca de las condiciones del *solidus* requeridas para la aplicación del barómetro de Al en hornblenda (Hammerstrom y Zen, 1986).

Los cristales de anfíbola en los diques diabásicos son de color pardo verdoso, principalmente euhedrales, con un tamaño no superior a 1,2 mm y abundancia variables entre el 30-45 %. En general se presentan relativamente inalterados, con desarrollo de biotita y tremolita acicular en los bordes de algunos cristales. Además, algunos cristales euhedrales de anfíbola están parcialmente incluidos por cristales de plagioclasa adyacentes. En forma accesoria, se presenta titanomagnetita euhedral a subhedral con exsoluciones subsólidas de titanohematita incluida o adyacente a cristales de anfíbola. Algunos cristales euhedrales de anfíbola y titanomagnetita se encuentran incluidos parcial o totalmente por plagioclasa. Estas relaciones texturales, basadas en la forma y las relaciones de inclusión entre las especies minerales, sugieren que los cristales de anfíbola y titanomagnetita corresponderían a las primeras fases minerales en comenzar a cristalizar dentro de los diques diabásicos.

### MUESTREO, MÉTODOS ANALÍTICOS Y REDUCCIÓN DE DATOS

En base al estudio petrográfico de 30 secciones delgadas procedentes del Plutón Sierra de Varas, considerando los diversos grados de alteración que afectan a las rocas, y a la presencia de la asociación mineral adecuada para la aplicación de los métodos termobarométricos, se restringieron las posibilidades de análisis a tres muestras, ubicadas en el sector noroeste del plutón. Las secciones delgadas correspondientes fueron analizadas en un microscopio electrónico de barrido a través de imágenes de electrones retrodispersados y mediciones semicuantitativas EDS, con el fin de identificar los cristales inalterados. Las composiciones puntuales de los cristales se midieron en el *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie* (LMTG, Toulouse, Francia) por medio de una microsonda electrónica Cameca SX50 equipada con un espectrómetro WDS. El haz de electrones tuvo un voltaje de 15 kV y una intensidad de la corriente de 20 nA. Estas mediciones se realizaron en los bordes de cristales de anfíbola y plagioclasa adyacentes en granodioritas de la serie granítica. Además, se midieron los centros de los cristales y puntos intermedios

al borde de los granos de anfíbola y plagioclasa en rocas de los diques diabásicos del extremo noroccidental (segundo grupo). Sobre la base de las composiciones químicas puntuales se determinó la fórmula estructural de las anfíbolas, siguiendo los procedimientos de cálculo en base a 23 cationes recomendados para análisis químicos procedentes de microsonda electrónica por Leake *et al.* (1997), y considerando el cálculo de los cationes de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  según lo indicado por Holland y Blundy (1994). También se calculó la fórmula estructural de las anfíbolas en base a 13 cationes; los diferentes métodos de cálculo de la fórmula estructural no afectan significativamente los valores de Al total, mostrando diferencias menores a 0,01 cationes por fórmula unidad (c.f.u.), sin embargo pueden alterar los resultados del cálculo de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$ . Los resultados de los análisis en microsonda electrónica de las anfíbolas se presentan en las tablas 1 a 2.

#### COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ANFÍBOLAS

La gran mayoría de los cristales de anfíbola analizados corresponden a magnesio-hornblendas (Fig. 12), pertenecientes al grupo de las anfíbolas cálcicas:  $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} = 1,00$  y  $0,5 < \text{Na}_{\text{B}} > 1,50$  p.f.u. (Leake *et al.*, 1997). Las anfíbolas del Plutón Sierra de Varas exhiben una correlación lineal inversa entre

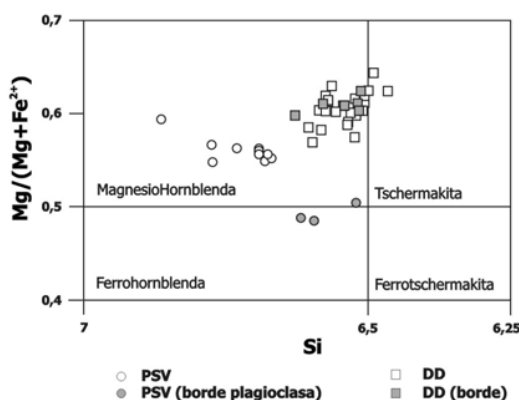


FIG. 12. Clasificación de los cristales de anfíbola del Plutón Sierra de Varas (PSV) y de los diques diabásicos (DD). Basado en el diagrama de Leake *et al.* (1997). Valores en cationes por fórmula unidad.

Si y  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ , con menor proporción relativa de Si y Mg en los bordes de cristales adyacentes a plagioclasa. Por su parte, los cristales de anfíbola de los diques diabásicos tienen una mayor proporción de  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  que las rocas del PSV, lo que es coherente con las diferencias composicionales entre ambos tipos de rocas.

En las anfíbolas procedentes del Plutón Sierra de Varas, los bordes de los cristales adyacentes a cuarzo muestran una tendencia relativamente constante en el contenido de  $\text{Al}^6$  a diferentes proporciones de  $\text{Al}^4$ ; por el contrario, los bordes de los cristales adyacentes a plagioclasa tienen mayor cantidad relativa de  $\text{Al}^6$ . Un fenómeno similar ocurre en los cristales de anfíbola provenientes de los diques diabásicos, con un aumento relativo del Al hacia los bordes de cristales adyacentes a plagioclasa. El ingreso de  $\text{Al}^6$  en la estructura cristalina de la anfíbola es favorecida por el incremento en la presión y de la concentración de Al en el magma (Hammarstrom y Zen, 1986 y referencias). Considerando las evidencias texturales, no existen antecedentes en las rocas del Plutón Sierra de Varas y en los diques diabásicos que sugieran que los cristales adyacentes a plagioclasa se formaron en etapas iniciales de la evolución del plutón y, eventualmente, a una presión mayor que las anfíbolas colindantes con cuarzo. La mayor cantidad de Al total en los bordes de anfíbolas adyacentes a plagioclasa, respecto a los centros de cristales, sugiere que habría ocurrido un proceso de intercambio químico *subsólido* entre los cristales de anfíbola y plagioclasa adyacentes. Tomando en cuenta lo anterior, para los cálculos termobarométricos se utilizaron las mediciones de hornblenda, sin considerar los bordes de cristales adyacentes a plagioclasa. Para el termómetro de Holland y Blundy (1994) se utilizó la composición promedio de los cristales de plagioclasa, calculada a partir de mediciones de composición química hechas en microsonda electrónica (Tabla 3).

#### TERMOBAROMETRÍA EN ROCAS DEL PLUTÓN SIERRA DE VARAS

Con el fin de determinar la temperatura de cristalización de las rocas analizadas del Plutón Sierra de Varas se emplearon los termómetros  $T_A$

y  $T_B$  de Holland y Blundy (1994) calculados para rocas con cuarzo y con o sin cuarzo respectivamente. Ambas ecuaciones fueron evaluadas dentro del rango de presión de aplicación del método (0-1,5 GPa), considerando la desviación estándar como error. Para la determinación de las presiones se utilizó la calibración de Anderson y Smith (1995), la que además de considerar el contenido de Al total incorpora el efecto de la temperatura en el cálculo de la presión. Para determinar la presión se empleó el promedio de las temperaturas obtenidas a través del termómetro  $T_A$  (para rocas con cuarzo, como es el caso de las rocas de la serie granítica analizadas). El error para las diferentes presiones se determinó a partir de la evaluación de la primera derivada de la ecuación del geobarómetro respecto a la temperatura. Los resultados se muestran en la tabla 1.

#### TERMOBAROMETRÍA EN LOS DIQUES DIABÁSICOS

Para la determinación de la temperatura de cristalización de los diques diabásicos, se empleó el termómetro  $T_B$  de Holland y Blundy (1994) debido a que las rocas analizadas no contienen cuarzo. Los resultados de la aplicación de este método se muestran en la tabla 2. Debido a que los diques diabásicos no cumplen con los requerimientos para la aplicación del método de Al en hornblenda, se empleó el termobarómetro semicuantitativo de  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  (Ernst y Liu, 1998). Este termobarómetro es aplicable a anfíbolos cálcicos y se basa en los resultados de análisis de los equilibrios de facies de anfíbolos sintetizadas experimentalmente de una mezcla de vidrio volcánico (MORB) y cristales. A partir de los análisis químicos de los cristales formados a P y T controladas experimentalmente, Ernst y Liu (1998) definen isópletas de  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$ , las que varían de acuerdo a las condiciones de presión y temperatura. El rango de aplicación del termobarómetro es de 0,0-2,2 GPa y 450-1050°C.

Los contenidos de  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$  de los centros de hornblendas procedentes de diques diabásicos fueron graficados en el diagrama de Ernst y Liu (1998) (Fig. 13). Debido a que las isópletas de  $TiO_2$  son prácticamente independientes de la temperatura, este parámetro restringe en forma relativamente precisa la temperatura de cristalización

de las anfíbolos cálcicos (Ernst y Liu, 1998). Por consiguiente, el rango de temperatura, al considerar los centros de cristales de hornblenda, es de 740 a 850°C. Las isópletas de  $Al_2O_3$  son fuertemente dependientes de la temperatura, por lo que el contenido de aluminio total solamente puede ser utilizado para restringir la presión si se conoce la temperatura en forma independiente (Ernst y Liu, 1998). Como la temperatura de cristalización de los diques diabásicos fue estimada, en forma independiente, a través del termómetro  $T_B$  de Holland y Blundy (1994), es posible determinar el rango de presión para los diques diabásicos a partir del contenido de  $Al_2O_3$  (Ernst, 2002). La figura 14 muestra la determinación de la presión, estimada sobre la base del contenido de  $Al_2O_3$  y la temperatura promedio obtenida a partir del termómetro  $T_B$  de Holland y Blundy (1994), que corresponde al rango de 0,20 a 0,45 GPa.

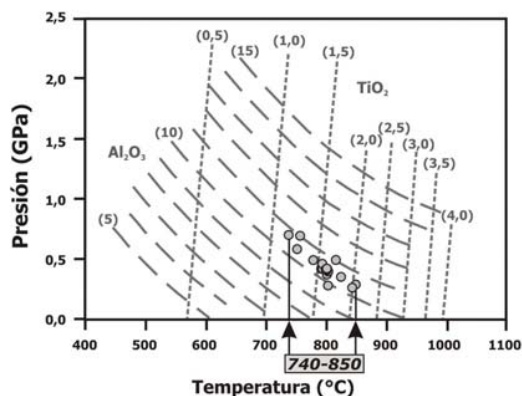


FIG. 13. Termobarómetro semicuantitativo de  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$  para anfíbolos cálcicos de Ernst y Liu (1998) aplicado a las mediciones de cristales de hornblenda pertenecientes a los diques diabásicos.

#### INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS TERMOBAROMÉTRICOS

El promedio de temperaturas obtenido para el equilibrio plagioclasa-anfíbola en las rocas del Plutón Sierra de Varas analizadas es de  $T_A=752\pm 40^\circ C$  y  $T_B=793\pm 14^\circ C$ , las que coinciden, considerando el rango de incerteza. Por otra parte, la temperatura de equilibrio para los diques diabásicos, calculadas usando el termómetro  $T_B$  de



TABLA 1. TERMOBAROMETRÍA EN ROCAS DEL PLUTÓN SIERRA DE VARAS.

	SV2343	SV234311	SV234310	SV23439	SV23438	SV23437	SV23436	SV23435	SV23434	SV23432
<b>A. Óxidos Mayores (% en peso)</b>										
SiO <sub>2</sub>	44.28	44.09	44.02	44.34	44.34	44.30	44.88	45.11	45.5	44.65
TiO <sub>2</sub>	1.83	1.70	1.18	1.36	1.56	1.49	1.46	1.69	1.24	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.33	8.45	8.52	8.18	8.51	8.69	8.36	8.06	7.49	8.60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.12	0.10	0.00	0.07	0.00	0.02
FeO	17.82	17.85	18.17	17.44	17.95	17.36	17.61	17.39	16.79	17.91
MnO	0.73	0.92	0.70	0.58	0.77	0.74	0.74	0.68	0.75	0.71
MgO	10.18	10.03	10.09	10.45	10.2	10.15	10.04	10.45	11.00	10.35
NiO	0.00	0.10	0.01	0.01	0.00	0.16	0.00	0.04	0.00	0.01
CaO	11.48	11.42	11.80	11.72	11.67	11.81	11.81	11.58	11.42	11.57
Na <sub>2</sub> O	1.06	1.34	1.09	1.21	1.02	1.25	0.86	1.05	1.08	1.30
K <sub>2</sub> O	1.10	1.09	1.05	1.03	1.15	0.99	1.05	0.89	0.92	0.96
Σ Óxidos	96.81	96.99	96.63	96.35	97.29	96.79	96.83	97.01	96.19	97.52
<b>B. Fórmula Estructural</b>										
Si <sup>IV</sup>	6.692	6.670	6.683	6.731	6.677	6.691	6.773	6.775	6.864	6.692
Al <sup>IV</sup>	1.308	1.330	1.317	1.269	1.323	1.309	1.227	1.225	1.136	1.308
Σ <sub>T</sub>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al <sup>VI</sup>	0.175	0.177	0.208	0.194	0.186	0.239	0.259	0.202	0.194	0.211
Ti <sup>C</sup>	0.208	0.193	0.135	0.155	0.176	0.170	0.166	0.191	0.141	0.163
Cr <sup>C</sup>	0.000	0.000	0.000	0.004	0.014	0.012	0.000	0.009	0.000	0.003
Ni <sup>C</sup>	0.000	0.012	0.001	0.001	0.000	0.020	0.003	0.004	0.000	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.429	0.422	0.431	0.377	0.437	0.395	0.360	0.401	0.431	0.440
Mn <sup>3+</sup>	0.094	0.118	0.090	0.075	0.099	0.095	0.094	0.086	0.096	0.090
Mg <sup>C</sup>	2.293	2.262	2.283	2.365	2.289	2.285	2.258	2.339	2.474	2.313
Fe <sup>2+</sup>	1.800	1.816	1.853	1.829	1.799	1.786	1.860	1.769	1.663	1.779
Σ <sub>C</sub>	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe <sup>2+</sup>	0.023	0.021	0.023	0.008	0.025	0.013	0.002	0.014	0.023	0.026
Ca <sub>B</sub>	1.860	1.851	1.919	1.906	1.883	1.871	1.909	1.864	1.845	1.858
Na <sub>B</sub>	0.118	0.129	0.058	0.086	0.093	0.116	0.088	0.122	0.132	0.116
Σ <sub>B</sub>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na <sub>A</sub>	0.193	0.263	0.264	0.270	0.205	0.250	0.163	0.184	0.183	0.261
K <sub>A</sub>	0.212	0.210	0.203	0.199	0.221	0.191	0.202	0.170	0.177	0.184
Σ <sub>A</sub>	0.405	0.473	0.467	0.469	0.426	0.441	0.365	0.354	0.360	0.445
Σ <sub>GAT</sub>	15.405	15.473	15.467	15.469	15.426	15.441	15.365	15.354	15.336	15.445
<b>C. Termobarometría en anfíbola</b>										
Al total	1.484	1.506	1.525	1.463	1.510	1.548	1.487	1.427	1.331	1.519
T <sub>A</sub> (°C)	756±43	777±46	771±42	765±43	754±42	755±36	716±32	735±38	724±39	770±41
T <sub>B</sub> (°C)	808±12	830±12	752±13	785±13	798±13	811±17	755±17	792±14	794±14	807±14
P (GPa)	0.29±0.08	0.26±0.10	0.28±0.09	0.26±0.09	0.3±0.08	0.32±0.07	0.36±0.05	0.34±0.03	0.28±0.06	0.28±0.09

**A.** Composición química obtenida a través de microsonda electrónica de los centros de cristales de anfíbola; **B.** Fórmula estructural (cationes por fórmula unidad), considerando el cálculo de hierro férrico (Holland y Blundy, 1994; Leake *et al.*, 1997); **C.** Resultado de los termómetros de Holland y Blundy (1994); T<sub>A</sub>, Termómetro edenita-tremolita; T<sub>B</sub>, Termómetro edenita-richterita. Presión (P) calculada en base al promedio de T<sub>A</sub> según Anderson y Smith (1995).



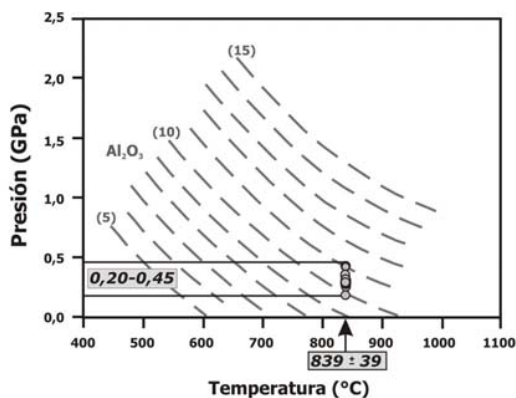
TABLA 3. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS DEL PLUTÓN SIERRA DE VARAS Y DE LOS DIQUES DIABÁSICOS.

	PSV			DD				
	SV2343p8b	SV2343p8a	SV234p7	SV21172	SV2114p	SV2114p2	SV2112p	SV2113p
<b>A. Óxidos Mayores (% en peso)</b>								
SiO <sub>2</sub>	52,42	51,17	50,26	49,40	49,64	49,60	50,08	43,46
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,48	22,73	23,72	32,33	32,43	32,06	31,81	30,26
FeO	5,91	6,24	6,08	0,20	0,39	0,28	0,29	2,06
MgO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,44	13,70	13,61	15,42	15,25	15,09	14,89	21,14
Na <sub>2</sub> O	5,53	5,25	4,35	2,90	3,06	2,90	3,13	1,42
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,71	0,04	0,06	0,04	0,07	0,15
$\Sigma$ óxidos	96,85	99,15	98,77	100,32	100,83	99,97	100,26	98,48
<b>B. Fórmula Estructural</b>								
Si	2,467	2,417	2,384	2,251	2,251	2,265	2,280	2,084
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,247	1,265	1,326	1,736	1,733	1,726	1,706	1,710
Fe	0,209	0,222	0,217	0,007	0,013	0,010	0,010	0,074
Mg	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,627	0,693	0,692	0,753	0,741	0,738	0,726	1,086
Na	0,505	0,480	0,400	0,257	0,269	0,257	0,276	0,132
K	0,003	0,003	0,043	0,002	0,003	0,002	0,004	0,009
$\Sigma_{cat}$	5,059	5,080	5,065	5,007	5,010	4,998	5,002	5,095
Ab	44,461	40,809	35,275	25,360	26,555	25,777	27,425	10,73
An	55,250	58,899	60,951	74,425	73,113	74,006	72,157	88,51
Or	0,288	0,293	3,774	0,216	0,332	0,216	0,418	0,76

Composición de plagioclasa de la serie granítica del Plutón Sierra de Varas y de los diques diabásicos (DD). **A.** Composición química obtenida a través de microsonda electrónica.  
**B.** Fórmula estructural (cationes por fórmula unidad). Fórmula estructural y composición en términos de contenido de albita, anortita y ortoclasa.

Holland y Blundy (1994) es de  $839 \pm 29^\circ\text{C}$ , cercana, considerando la incerteza, con el rango de  $785\text{-}805^\circ\text{C}$  obtenido a partir del termobarómetro semicuantitativo de Ernst y Liu (1998). Estas temperaturas pueden ser interpretadas como los valores más cercanos a la temperatura final de cristalización (temperatura del *solidus*).

Con respecto a la presión, el rango de  $0,26\text{-}0,36 (\pm 0,07)$  GPa obtenido en rocas de las series graníticas del Plutón Sierra de Varas (Tabla 1) permite estimar un nivel de emplazamiento entre 7 y 10 km de profundidad, considerando la densidad de la corteza continental superior de  $2.700 \text{ Kg/m}^3$ . El rango de presión estimado para los diques diabásicos utilizando el termobarómetro de  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  ( $0,20\text{-}0,45$  GPa, Fig.14), aunque abarca un rango más amplio, coincide con la



presión obtenida para las rocas del Plutón Sierra de Varas. La discrepancia entre ambos barómetros, considerando las evidencias de terreno que muestran que los diques diabásicos son sinmagmáticos con respecto al Plutón Sierra de Varas, puede ser explicada debido a que el termobarómetro semicuantitativo es menos preciso en rocas de enfriamiento lento (Ernst y Liu, 1998).

Considerando los valores de presión obtenidos y que durante el Pérmico la corteza continental habría tenido un espesor de cerca de 35 km (metamorfismo de alta presión en Sierra Limón Verde:  $1,3 \text{ GPa}$ ; Lucassen *et al.*, 1999a), la profundidad de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas y de los diques diabásicos correspondería a niveles en la corteza superior.

FIG. 14. Estimación de la presión mediante el termobarómetro semicuantitativo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  para anfíbolos cálcicos de Ernst y Liu (1998), aplicado a las mediciones de cristales de hornblenda pertenecientes a los diques diabásicos y utilizando la temperatura promedio obtenida por medio del termómetro  $T_B$  de Holland y Blundy (1994)

## CARACTERÍSTICAS DE LA INTERACCIÓN ENTRE LOS MAGMAS ÁCIDOS Y BÁSICOS

Las características de los contactos entre las distintas litologías que conforman un cuerpo intrusivo entregan antecedentes acerca de las condiciones de los magmas durante su interacción. De esta forma, los tipos de contacto tienen una directa relación con la viscosidad relativa entre ambos magmas y, por lo tanto, dependerán a su vez de las diferencias de composición, temperatura, proporción de volátiles y grado de cristalinidad (William y Tobish, 1994; Baker, 1998; Scaillet *et al.*, 1998; Paterson *et al.*, 2004).

Los contactos lobulados, transicionales y con xenocristales registrados en los gabros, enclaves máficos y diques diabásicos con las rocas del

Plutón Sierra de Varas evidenciarían un proceso de 'mingling' o interacción mecánica entre magmas básicos y ácidos (Didier, 1987; Vernon *et al.*, 1988; Castro *et al.*, 1991). Este proceso es favorecido cuando dos magmas en contacto tienen viscosidades semejantes, permitiendo el intercambio mecánico de cristales (Barbarin y Didier, 1992).

La interacción entre los magmas del Plutón Sierra de Varas y los magmas básicos puede ser evaluada a partir de la figura 15, donde se graficaron las variaciones en los contenidos de los minerales principales para todo el espectro de litologías que pueden encontrarse en el Plutón Sierra de Varas.

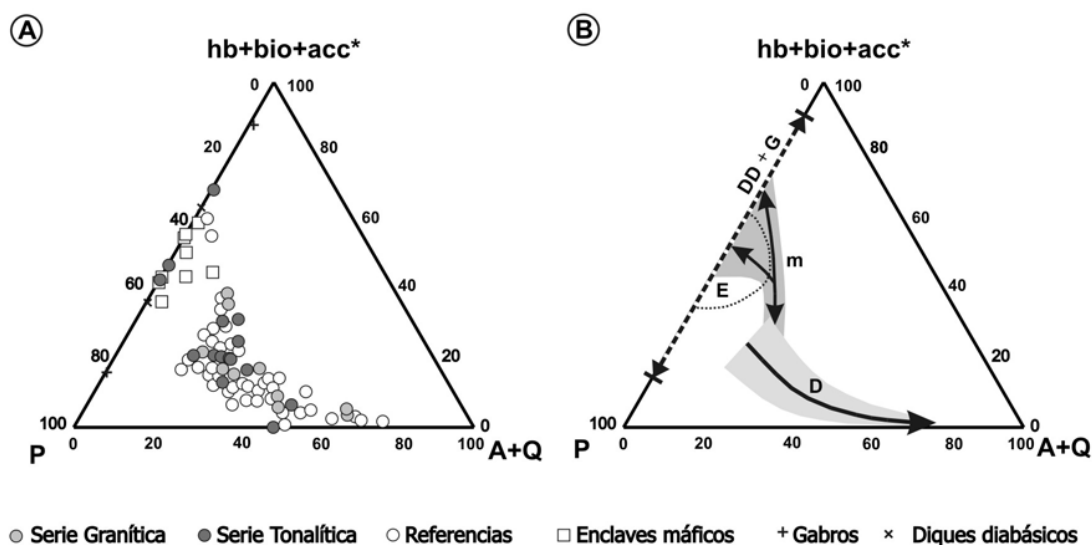


FIG. 15. **A.** Diagrama de distribución de  $P-(A+Q)-(hb+bio+acc^*)$  para las rocas del Plutón Sierra de Varas. **B.** DD+G: distribución de gabros y diques diabásicos (línea segmentada); E: distribución de enclaves máficos (línea punteada); D: interpretación del 'trend' de diferenciación para las rocas del Plutón Sierra de Varas (D); m: interpretación de 'mingling' entre las rocas básicas y las del Plutón Sierra de Varas.

Si consideramos Q+A (cuarzo más feldespatos alcalinos) como un indicador de diferenciación para las rocas, casi la totalidad de las muestras del Plutón Sierra de Varas definen una tendencia de diferenciación magmática (D) hacia rocas con mayores porcentajes de cuarzo y ortoclasa y menores contenidos de minerales máficos (hornblenda+biotita+accesorios). Sin embargo una proporción menor de las rocas muestra enriquecimientos relativos en minerales máficos, escapándose de la tendencia de general de diferenciación magmática. Estas muestras coinciden parcialmente con el campo de distribución de los enclaves máficos (línea punteada E), numerosos hacia el borde oriental del Plutón Sierra de Varas, y tienden hacia la línea de distribución de los gabros y diques diabásicos (línea segmentada DD+G). Las rocas del Plutón Sierra de Varas que divergen de la tendencia de diferenciación corresponden a las dioritas y dioritas cuarcíferas de la serie tonalítica, las que son adyacentes a los gabros y diques diabásicos del borde oriental del plutón. Tanto los enclaves máficos como las rocas del plutón que divergen de la tendencia de diferenciación magmática corresponderían a rocas formadas a partir de magmas modificados par-

cialmente por la interacción entre los magmas básicos y graníticos. Esta interacción habría sido limitada espacialmente a las inmediaciones de los contactos entre rocas del Plutón Sierra de Varas y las rocas máficas. Una distribución semejante ha sido reconocida en plutones del batolito de Sierra Nevada (Barbarin, 2005). Además del intercambio mecánico de cristales y de la fragmentación del magma básico, también ocurrieron intercambios químicos, con gradientes de intercambio diferentes para cada elemento (Barbarin y Didier, 1992). Esto último correspondería al caso de las bandas leucocráticas, observados en los contactos entre rocas de las series tonalítica y granítica, y entre las rocas del Plutón Sierra de Varas y las rocas máficas. Estas bandas leucocráticas representan zonas de pérdida de elementos como hierro y magnesio por difusión química (Barbarin y Didier, 1992).

El análisis textural de los enclaves del Plutón Sierra de Varas muestra que los distintos tipos reconocidos representarían distintos tipos de interacción. El primer tipo de enclaves muestra texturas características de fábricas magmáticas equigranulares (cristales euhedrales a subhedrales y foliación magmática), las que son el

resultado de la cristalización de glóbulos de magma básico de menor cristalinidad. El hecho que los enclaves máficos estén incluidos predominantemente en las rocas de la serie tonalítica sugiere que el mayor volumen de magma básico intruyó durante la cristalización de estas rocas. El segundo grupo de enclaves, con textura inequigranular y cristales con bordes angulosos, representarían glóbulos de magma básico con un grado de cristalinidad relativo mayor que, producto de la dinámica del magma, habrían sufrido fragmentación marginal de cristales. El tercer tipo de enclaves, alineados y con bordes subangulosos, podrían corresponder a diques completamente fragmentados. La variación continua observada en los diques diabásicos, desde diques segmentados a diques con tramos de bordes rectos enfriados y segmentos parcialmente fragmentados, indica que la intrusión de magmas básicos continuó durante el enfriamiento del plutón, a medida que el grado de cristalinidad de éste aumentaba. Los bordes enfriados en algunos enclaves y en los diques diabásicos tardíos evidencian el desequilibrio termal entre el magma básico y la roca de caja granítica (Castro *et al.*, 1991) lo que también es apoyado por los datos termobarométricos, que muestran diferencias entre ambos magmas de cerca de 90°C.

La evolución del grado de cristalinidad del Plutón Sierra de Varas quedó registrada por la intrusión de magma básico durante su enfriamiento. Barbarin y Didier (1992) muestran que la intrusión de magma básico puede resultar en una mezcla química ('mixing') al intruir en plutones con un bajo grado de cristalinidad. A medida que aumenta el porcentaje de cristales dentro de un plutón, la intrusión de magma básico genera progresivamente enclaves, diques segmentados y diques de paredes rectas, estos últimos cuando el plutón ya se comporta como un sólido. Esta secuencia ha sido reconocida en el Plutón Sierra de Varas, el que presenta una serie continua desde enclaves máficos hasta diques de paredes rectas. Vigneresse *et al.* (1996) definen dos umbrales que diferencian el comportamiento reológico del magma durante la transición desde líquido a sólido. Estos umbrales están basados en el grado de conectividad entre la fase fluida dentro del magma, el que controla la propiedades físicas durante el flujo magmático (Vigneresse y

Tikoff, 1999). Un primer umbral durante la cristalización de un magma corresponde al umbral de percolación rígida (aproximadamente un 55% de cristales; Fig. 16) el que representa el punto donde se establecen conexiones entre la fase fluida a través de un material que puede transmitir una carga. Antes de este umbral (0-55% de cristales), las partículas suspendidas en el magma pueden rotar y orientarse. Durante esta etapa habría ocurrido la intrusión de magma básico que habría generado los enclaves máficos y los cuerpos de

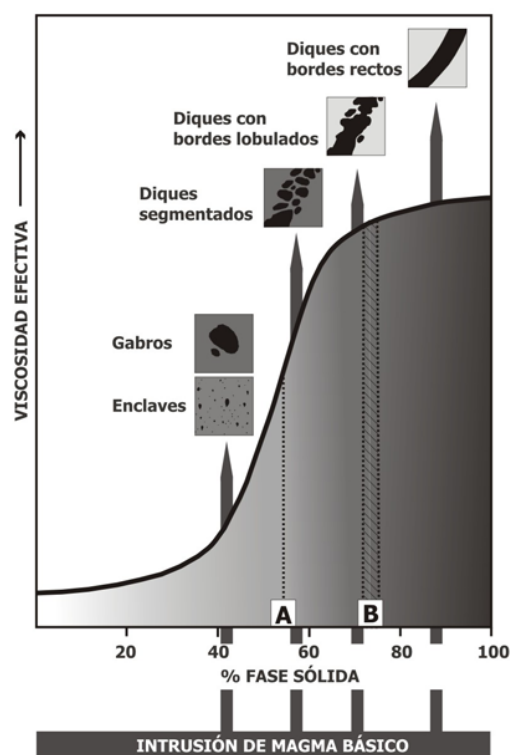


FIG. 16. Diagrama esquemático que muestra la variación en las características observadas en las rocas básicas dentro del Plutón Sierra de Varas en relación con el porcentaje de la fase sólida (grado de cristalinidad) y la viscosidad del magma granítico huésped al momento de su intrusión (basado en Barbarin y Didier (1992) y Vanderhaeghe (2001)). **A y B** corresponden a los umbrales de percolación rígida y de bloqueo de las partículas respectivamente de Vigneresse *et al.*, 1996.

gabro presentes abundantemente en las rocas de la serie tonalítica hacia el borde oriental del Plutón Sierra de Varas.

El emplazamiento del segundo pulso granítico ocurrió cuando el magma de la serie tonalítica

aún se encontraba en estado fundido, formando contactos transicionales con las rocas de los enclaves decamétricos tonalíticos (centro del plutón) y en parte del contacto principal. Las porciones de rocas de la serie tonalítica de menor tamaño muestran contactos rectos, con bandas leucocráticas en las rocas de la serie granítica, las que se produjeron por difusión química. Esta diferencia en las características de los contactos, dependiendo del tamaño relativo de las masas de la serie tonalítica incluidas en las rocas de la serie granítica, se debería a que los enclaves decamétricos tardarían más tiempo en equilibrarse termalmente, favoreciendo la difuminación del contacto (Barbarin y Didier, 1992). Los contactos bandeados con fuerte foliación y elongación de enclaves corresponderían a zonas de alto flujo laminar local.

El segundo punto de interés reológico, a partir del cual acaba la segregación en el nivel de emplazamiento y el flujo magmático, es el umbral de

bloqueo de las partículas que se ubica entre 72 y 75% de cristales (Vigneresse *et al.*, 1996; Vigneresse y Tikoff, 1999), cercano al 'porcentaje de fundido reológicamente crítico' (RCMP; Arzi, 1978). Entre ambos umbrales (55-75% de cristales) habría ocurrido nuevamente la intrusión de magma básico en el Plutón Sierra de Varas, formando los diques diabásicos segmentados los que responden a la fragmentación del magma básico *in situ*, sin dispersarse a través del plutón debido al mayor grado de cristalinidad de la roca de caja granítica. Los diques diabásicos con algunos segmentos de paredes rectas y otros con bordes lobulados y fragmentación habrían intruido durante este lapso, más próximos al umbral de bloqueo de partículas (75% de cristales). Finalmente, los diques de paredes rectas representan los últimos eventos de intrusión de magma básico, cercano o posterior a la cristalización total de las rocas graníticas del Plutón Sierra de Varas.

## CONCLUSIONES

El Plutón Sierra de Varas fue construido a partir de dos pulsos magmáticos, uno inicial de composición tonalítica (ST) que posteriormente fue intruido, cuando aún estaba en estado magmático, por un segundo pulso de composición granítica (SG). Magmas básicos intruyeron durante las etapas iniciales de la cristalización del primer pulso, generando los cuerpos de gabros y los enclaves máficos centimétricos; estos últimos se habrían dispersado favorecidos por la baja viscosidad relativa del magma de la ST. La interacción mecánica ('mingling') entre el magma tonalítico y los magmas básicos queda establecida a partir de la presencia de enclaves máficos, enclaves decamétricos de gabro con evidencias texturales y contactos que muestran la naturaleza sinmagmática de la interacción (bordes lobulados y enfriados, intercambio de xenocristales). El paso continuo desde enclaves dispersos, pasando por enclaves alineados, a diques segmentados evidencia la intrusión de magma básico durante el enfriamiento del plutón. Esta serie de variaciones estuvo condicionada por la variación en el grado de cristalinidad del plutón durante el emplazamiento de los magmas básicos y ha sido iden-

tificada en otros plutones (Didier y Barbarin, 1991). A medida que se enfrió el plutón, el aumento en el grado de cristalinidad limitó la dispersión del magma básico que intruyó, permitiendo la segmentación de diques diabásicos.

El emplazamiento del segundo pulso granítico ocurrió cuando el magma tonalítico aún se encontraba en estado fundido, formando contactos internos que registraron los procesos de intercambio termal, químico y mecánico. Los diques básicos con paredes rectas y tramos segmentados habrían intruido cuando el plutón tenía un grado de cristalinidad lo suficientemente alto en algunos sectores como para comportarse como un sólido, mientras que en otros tramos, la menor cristalinidad relativa de la roca de caja granítica, permitió la fragmentación local de algunos segmentos.

Los fenómenos de interacción entre magmas documentados en el nivel de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas en la corteza superior, aunque limitados espacialmente, son una prueba de la presencia y participación de magmas básicos durante el desarrollo del plutonismo del Paleozoico Superior.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto C-13755/12 de la Fundación Andes y por aportes de la Dirección de Investigación y Postgrados de la Universidad Católica del Norte, en el marco del Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología de dicha Universidad. Los autores quisieran agradecer a los Drs. M. de Saint-Blanquat, G. Herail, P. de Parseval y N. Astudillo del Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG) de la Université Paul Sabatier (Toulouse- Francia), por su apoyo durante la etapa de medición en microsonda electrónica y a los Drs. J. Cembrano,

G. González L. y al Sr. M. Pereira (Director de Investigación y Postgrados de la Universidad Católica del Norte), por su apoyo y guía. Los autores desean reconocer los significativos aportes realizados al presente trabajo por los Drs. D. Morata (Universidad de Chile), C. Casquet (Universidad Complutense de Madrid) y J. M. Tubía (Universidad del País Vasco) durante la etapa de revisión. El primer autor quiere agradecer la ayuda prestada en terreno por L. Alfaro, G. Montenegro, F. Pérez, P. Barrios y C. Peralta.

## REFERENCIAS

- Anderson, J.L.; Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* **80**: 549-559.
- Arzi, A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* **44**: 173-184.
- Avilés, C. 2004. Estructuras asociadas al emplazamiento del Plutón Sierra de Varas Norte, Segunda Región de Antofagasta. Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*: 91p.
- Bahlburg, H.; Breitreuz, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South America Earth Sciences* **4**: 171-188.
- Bahlburg, H.; Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectono-stratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* **109**: 869-884.
- Baker, D. 1998. Granitic melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology* **20** (9-10): 1395-1404.
- Barbarin B.; Didier, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **83**: 145-153.
- Barbarin, B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**: 155-177.
- Bell, C. M. 1982. The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Range of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile* **17**: 21-29.
- Bell, C. M. 1987. The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral melange of N Chile. *Journal of the Geological Society of London* **144**: 599-610.
- Berrios, H. 2001. Las cataclasitas de la falla Sierra de Varas en las inmediaciones de la Aguada del Hornito. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*: 58 p.
- Blundy, J.D.; Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 208-224.
- Breitreuz, C. 1995. The Late Permian Peine and Cas Formation at the eastern margin of the Salar de Atacama, Northern Chile: stratigraphy, volcanic facies, and tectonics. *Revista Geológica de Chile* **22** (1): 3-23.
- Brown, M. 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano (23°30' to 26°30'S), northern Chile. *Geological Society of America, Special Paper* **265**: 157-171.
- Castro, A.; Moreno-Ventas, I.; de la Rosa, J.D. 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* **80** (1): 109-120.
- Coira, B.; Davison, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. In Magmatic evolution of the Andes (Linares, E.; editor). *Earth-Science Review, Special Issue* **18** (3-4): 302-332.
- Didier, J. 1973. Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Developments in Petrology 3. *Elsevier Publishing Co.*: 393 p. Amsterdam.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau* **76** (1): 41-50.
- Didier, J.; Barbarin, B. 1991. Enclaves and granite



- Petrology. Developments in Petrology 13. Elsevier Publishing Co.: 626 p. Amsterdam.
- Ernst, W. G.; Liu, J. 1998. Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* **83**: 952-969.
- Ernst, W. G. 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *American Mineralogist* **87**: 478-490.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In Simposium sobre el Geosinclinal Andino. *Sociedad Geológica de Chile, Publicación* **3**: 128 p.
- Hammarstrom, J.M.; Zen, E. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* **71**: 1297-1313.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Marinovic, N.; Hervé, M.; Kawashita, K.; Brook, M.; Snelling, N. 1985. Geochronology Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra Limón Verde. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas* **3** (4): 235-253.
- Hervé, F.; Marinovic, N.; Mpodozis, C.; Smoje, I. 1991. Mapa geológico de la Hoja Sierra de Varas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo* **2**. Santiago.
- Holland, T.; 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.; Grisson, G.C.; Peters, E. K.; Stowell, H. H.; Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* **72**: 231-239.
- Johnson, M.C.; Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**: 837-841.
- Lazcano, E. 2000. Petrografía y estructuras de plutones del Paleozoico superior y su relación con la roca de caja en Sierra de Varas Norte, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*: 62 p.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N. M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N. C. N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J. W.; Youzhi, G. 1997 Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* **82**: 1019-1037.
- Lucassen, F.; Franz, G.; Laber, A. 1999a. Permian high pressure rocks- the basamento of the Sierra de Limón Verde in Northern Chile. *Journal of South American Earth Science* **12**: 183-199.
- Lucassen, F.; Franz, G.; Thirlwall, M.F.; Mezger, K. 1999b. Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granitoids of northern Chile Implications for the composition of the Andean crust. *Journal of Petrology* **40**: 1527-1551.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksiav, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 70*, Región de Antofagasta: 150 p. Santiago.
- Mpodozis, C.; Kay, S. M. 1992. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from the Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* **104**: 999-1014.
- Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I.; Cuitiño, L. 1993. Estudio Geológico-Estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado No. 4*, IR-93-04: 282 p. Santiago.
- Niemeyer, H.; Lazcano, E.; Avilés, C. 2001. Mecanismo de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas Norte, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* **28** (2): 229-241.
- Niemeyer, L.; Berríos, H.; Ruiz Cruz, M.D. 2004. Temperaturas de formación en cataclitas triásicas de la Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* **31** (1): 3-18.
- Padilla, H. 1988. Eventos intrusivos y deformaciones en la Cordillera de Domeyko a la latitud del Salar de Punta Negra-Antecedentes geocronológicos K/Ar. In *Congreso Geológico Chileno, No.5, Actas* **3**: 1229-1243. Santiago.
- Paterson, S.R.; Pignotta, G.; Vernon, R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shape and orientation. *Journal of Structural Geology* **26**: 1465-1481.
- Scailliet, B.; Holtz, F.; Pichavant, M. 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas, 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* **103** (11): 27257-27266.
- Schmidt, M. W. 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**: 304-310.
- Smoje, I.; Marinovic, N. 1994. Intrusivos del Carbonífero Pérmico en la Cordillera de Domeyko: nuevos antecedentes radiométricos. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas* **2**: 1213-1216. Concepción.
- Thomas, W.M.; Ernst, W.G. 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 Kbar, In *Fluid-mineral interactions: A tribute to H.P. Eugster* (Spencer, R.J.; Chou, I-M; editors). *Geochemical Society Special Publication* **2**: 59-63.
- Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V. L. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* **22**: 1-11.

- Vanderhaeghe, O. 2001. Melt Segregation, Pervasive Melt Migration and Magma Mobility in the Continental Crust: The Structural Record from Pores to Orogens. *Physics and Chemistry of Earth* **26** (4-5): 213-223.
- Vigneresse, J.L.; Barbey, P.; Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* **37**: 1579-1600.
- Vigneresse, J.L.; Tikoff, B. 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* **312**: 117-132.
- Waight, T.; Maas, R.; Nicholls, I. 2000. Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **139**: 227-239.
- William, Q.; Tobish, O.T. 1994. Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory. *Journal of Geophysical Research* **99** (B12): 24359-24368.